

РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ В ЛИТОСФЕРЕ

Зоны сдвига

Ответственный редактор
академик *Н.А.Логачев*



НОВОСИБИРСК
“Н А У К А”
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1991

Авторы

С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков, В.Ю. Буддо,
Р.М. Лобацкая, А.Н. Адамович, В.А. Трусков, А.А. Бабичев

Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. - 262 с.
ISBN 5-02-029986-3.

На базе геологических, геофизических и экспериментальных данных проведен тектонофизический анализ сдвиговых зон литосферы, их структуры и области динамического влияния, приведена характеристика деструктивных полей и других тектонофизических параметров. Представлена схема сдвиговых зон Земли и даны их главные параметры. Описаны оригинальные эксперименты по развитию структуры сдвиговых зон, динамики полей деформаций и напряжений, а также акустической эмиссии, сопровождающей динамику разрушения упруговязкопластичного материала при сдвиговых деформациях. Приведено математическое моделирование условий тектонической активизации сдвигов. Выполнен сравнительный комплексный анализ геолого-геофизических, сейсмологических и экспериментальных данных по сдвиговым зонам, намечены общие закономерности их развития. Обсуждается принципиальная модель сдвиговых зон и сейсмическая активность.

Книга рекомендуется для геологов, геофизиков, тектонофизиков и сейсмологов, а также для специалистов по структурам рудных полей и месторождений.

Табл. 29. Ил. 96. Библиогр.: 336 назв.

Authors

S.I. Sherman, K. Zh. Seminsky, S.A. Bornyakov, V.Yu. Buddo,
R.M. Lobatskaya, A.N. Adamovich, V.A. Truskov, A.A. Babichev

Faulting in the lithosphere. Wrench fault zones / S.I. Sherman, K.Zh. Seminsky, S.A. Bornyakov et al. - Novosibirsk: Nauka. Siberian Branch, 1991. - 262 p.

Tectonophysical analysis of the wrench fault zones of the lithosphere, their structure and the ranges of the dynamic influence has been carried out on the basis of geological data, the description of the destructive fields and other tectonophysical parameters is given. The scheme of the wrench fault zones of Earth has been presented and their principal parameters have been given. Original experiments have been described on the development of the structure of wrench fault zones, of the dynamics of the deformation and stress field as well as acoustic emission accompanying destruction of the elastic-viscous plastic material. Mathematical simulation of the tectonic reactivation of the strike-slip faults is cited. Comparative complex analysis of geologo-geophysical, seismological and experimental data of the shear zones has been conducted, general regularities of their development have been established. Principal model of wrench fault zones and seismic activity is discussed.

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук В.А. Наумов
кандидат геолого-минералогических наук А.И. Мельников

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Р 1804030000 - 178
042(02) - 91 392-91 I полугодие

© Издательство "Наука",
1991

ISBN 5-02-029986-3

ВВЕДЕНИЕ

В геологической литературе разломной тектонике уделено большое внимание. Причиной является громадная роль дизъюнктивных структур не только в контроле обширного круга геологических процессов, но и в осложнении инженерно-геологических условий промышленного и гражданского строительства и других форм освоения недр. Однако простая формула-альтернатива: разлом — хорошо или, наоборот, плохо, применяемая в зависимости от типа и задач геологического или инженерно-геологического изыскания, в последнее двадцатилетие перестала удовлетворять потребителей геологической информации. Изучение роли разломов в провоцировании или сдерживании развития определенных геолого-геофизических явлений дало материал об особенностях взаимосвязей между разломами как структурами и синхронно развивающимися процессами, которые связаны с разломообразованием и сопровождают его или возникают вслед за формированием дизъюнктивов и используют их в качестве флюидопроводящих и вмещающих структур. Было установлено, что в одних случаях разломы могут рассматриваться как магмовыводящие каналы, в других — как своеобразные экраны для этих же процессов.

Сейсмологам и сейсмогеологам хорошо известны факты, когда в сейсмической зоне можно встретить сейсмоактивные и пассивные разломы, структурная позиция которых мало чем отличается друг от друга. В чем же причина? Были сделаны попытки найти дополнительные геолого-структурные факторы, накладывающие существенный отпечаток на контролируемую функцию разломов. Факторы находились, строились качественные модели объектов, и приводились причинные условия той конкретной ситуации, при которой разлом как геологическая структура будто бы не выполнял своих контролирующих функций. Построенные таким образом модели не могли быть использованы в других регионах с аналогичной геологической ситуацией: при тех же условиях здесь разломы выполняли контролируемую функцию.

В конце 70-х — начале 80-х годов продолжающееся накопление фактов и их глубокий анализ выдвинули на повестку дня вопрос о связи определенных геологических процессов с конкретными морфологическими разновидностями разломов. Он возник на хорошо разработанной, но почему-то не всегда используемой в практической геологии классификации разрывов со смещениями. Имеется в виду морфолого-генетическая классификация разрывов и деление их на сбросы, надвиги, сдвиги и переходные между ними структуры. В структурной геологии подобная классификация существует "вечно". Беда в том, что при практическом использовании структурной геологии — при геологическом картировании — классификационные признаки опускались и при описании процессов или анализе расположения геологических тел акцентировалось внимание на факторе наличия разлома без его генетического (морфолого-генетического) определения. Отсюда и эмпирическое правило о роли разломов, и большое количество исключений из него, так как те же сбросы контролируют одни процессы и экранируют другие. Если нет морфолого-генетической классификации, причина избирательного контроля

остаётся невыясненной. При картировании территории СССР на многих геологических картах среднего масштаба в легендах показывали разломы либо сбросы и разломы, забывая о том, что два последних понятия не равноценны по своему объёму. Из-за этого упущена большая геологическая информация. При анализе материалов по разломной тектонике сейчас эти недоработки стали ясны. Переосматривая и углубляя изучение связи геолого-геофизических процессов с разломной тектоникой, исследователи начали прежде всего дифференцировать разломы по кинематическому признаку на морфолого-генетические разновидности: сбросы, надвиги, сдвиги и т.д. Дифференциация позволила выявить "избирательную" функцию морфогенетических разновидностей разрывов в контроле геологических структур и - главным образом - процессов. Стало совершенно ясным, что при геологическом картировании, в том числе и мелкого масштаба, морфолого-генетическая классификация разломов необходима. Её ценность непропорционально повышается при выявлении связей между геолого-геофизическими процессами, движениями коры и разломной тектоникой.

Качественное сопоставление взаимосвязей геолого-геофизических процессов с морфолого-генетическими группами разломов выдвинуло из них сдвиги как разновидность разрывов, которым присуща тесная корреляция с наиболее широким комплексом геолого-геофизических явлений. Параллельно выявилось и количественное преобладание сдвиговых разрывов над другими морфолого-генетическими разновидностями, распространёнными в земной коре. На господствующее развитие сдвигов в структуре Земли одними из первых обратили внимание А.В. Пейве /1945, 1956, 1980; Разломы..., 1977/, Дж. Муди и М. Хилл /1960/, В.Н. Павлинов /1977/ и многие другие. Время подтвердило несомненность этих выводов, особенно если принять во внимание близкую к сдвигам группу переходных разновидностей разломов типа сбросо- и взбросо-сдвигов. Большую геотектоническую значимость приобрели сдвиги после выделения Д. Уилсоном /Wilson, 1965/ их разновидности - трансформных разломов. Они привлекли большое внимание, их стали выделять в структурах не только океанов, но и континентов. Постепенно к числу трансформных стали относить и некоторые континентальные сдвиги, расположенные, как и трансформные разломы, поперек главной тектонической структуры. К сожалению, этот процесс не ограничился крупными сдвигами, и к числу трансформных стали относить поперечные сдвиги регионального и даже локального значения. В таких случаях геометрические (перпендикулярное расположение к хребту или другой геоморфологической структуре) соотношения преобладали над генетическими признаками, и к классу трансформных была отнесена большая группа региональных сдвигов, ориентированных поперечно к складчатому или подвижному поясу или другой линейно вытянутой геотектонической системе. Ошибочные критерии генетической классификации разрывов продолжают ещё сейчас сохраняться на издаваемых картах и в публикациях.

А это не безразлично для научных выводов, поскольку внутри определённого класса разрывов - в данном случае сдвигов - собственно сдвиги и трансформные разломы отличаются друг от друга и механизмом образования, и структурными факторами контроля.

Кроме морфолого-генетической принадлежности важное значение имеет внутренняя структура разломов. Она определяет конкретные условия локализации рудных или других тел, даек и жил, а в более мелком масштабе и целых месторождений. Понятие о ширине разломной зоны и, следовательно, об области, в которой изучается инфраструктура, сегодня вполне определено. Установлено, что, с одной стороны, различные по кинематике подвижек разломы имеют разную инфраструктуру, с другой - ширина области приразломных структурных изменений не постоянна и тесно связана с механизмом развития разломов. Эти важные детали на примере сдвигов хорошо изучены. Знание таких особенностей развития разло-

мов очень важно, поскольку позволяет перейти к прогнозу приразломных геолого-геофизических явлений.

Действительно, перед научным исследованием в геологии все более конкретно ставится конечная задача – дать перспективный прогноз структуры или (и) явления в координатах пространства и времени. В самом общем виде в этом плане разломной тектоникой многое было решено. Установлено, что разломы и зоны их пересечений контролируют более 80 % известных рудных месторождений мира, зоны динамического влияния разломов являются потенциально сейсмоактивными площадями и т.п. В конкретной же ситуации упомянутые общие положения сплошь и рядом не оправдываются. Много других геологических тонкостей и более общих причин вызывают отклонения от в целом верной закономерности. В этих условиях знание более конкретных мотивов локализации структур и явлений в определенных местах разломов разной генетической природы приобретает высокую ценность и научную актуальность.

Ответить на эти вопросы, используя классические геологические методы исследований, трудно. Затруднение вызвано прежде всего тем, что классические геологические методы картируют качественные признаки зон разломов в структурной и вещественной формах характеристик: дробление и динамометаморфические изменения комплексов пород – тектонитов. Количественно параметры разломов характеризуют амплитуды смещения, ширину зон дробления и временные периоды заложения и активизации. Для современного анализа их явно недостаточно. Вне внимания остаются разнообразные структурные изменения по простиранию зоны разлома и вкрест ее, масштабный ранг разлома и его положение в структуре общей сетки разломов, стадия развития разлома и его ориентировка по отношению к региональному полю напряжений и многие другие.

Исследование разломов на современном уровне может быть выполнено при комплексном сочетании классических методов геологии (прежде всего структурной) с современными геофизическими и тектонофизическими. Последние включают полевые и экспериментальные методы, позволяющие получить практически полную количественную характеристику природного объекта и промоделировать недостающие звенья и периоды исторического развития в динамике, открывая возможность на базе эксперимента не только пополнять геологическую летопись, но и представить ее будущее развитие и получить из модели некоторые количественные параметры.

Тектонофизические методы, включающие в себя полевые тектонофизические исследования, физическое и математическое моделирование, – в настоящее время один из наиболее представительных способов исследования геологических структур и явлений, в частности разломов. Сочетание методов и их комплексный анализ вводят в круг геологических знаний принципиально новую информацию на количественной основе. Она открывает неочевидные возможности использования ЭВМ от первых до последних этапов тектонофизического изучения (в данном случае разломных) структур.

Авторский коллектив на всех этапах работы воспользовался этими современными возможностями.

Разломы являются главнейшими, но не единственными индикаторами сложного процесса в литосфере – процесса разломообразования. В механике разрушения образование трещин рассматривается как одна из заключительных стадий процесса деформации. При этом рост дислокаций и трещин и их слияние в крупную дислокацию другого ранга происходит очень быстро. При деформации литосферы и образовании в ней разрывов качественно процесс протекает по тем же законам, усложненным реологической расслоенностью среды. Однако время процессов деформации и разрушения измеряется геологической шкалой и кратковременный в физическом эксперименте импульс прорастания трещины "затягивается" в природе на миллионы лет и, в свою очередь, делится на кратковременные

этапы роста и продолжительное затишье. Длительное развитие разлома в литосфере сопровождается серией сопутствующих процессов, несущественных для механики разрушения (как практической дисциплины, имеющей чаще дело с конструкциями относительно небольших размеров), но весьма ощутимых в природной ситуации. Здесь и резкие подвижки крыльев разлома, сопровождаемые излучением сейсмической волны, и изменения магнитного поля, и др. Сложные вариации испытывает и поле напряжений.

Геологи сопутствующим разломообразованию процессам придают огромное значение. Составляющие процессов сами по себе часто являются серьезным геологическим событием. Например, сейсмичность. Для сейсмологии – это самостоятельный сложный процесс в развитии литосферы. В более общем плане сейсмичность – результат деформирования литосферы и разломообразования в ней, при котором любая подвижка и образование нового разрыва сопровождается землетрясением.

Ретроспективный анализ в тектонике позволяет восстановить геологические процессы, сопровождавшие ранние этапы разломообразования. Для однозначного решения подобных обратных задач широко используется тектоническое моделирование. Оно позволяет по-новому взглянуть на многие, казалось бы, хорошо известные нам явления, в частности глубже понять взаимосвязь большого круга геологических факторов, парагенетически и генетически связанных с разломообразованием.

Не углубляясь далее в этот вопрос, необходимо сказать, что современный уровень наших знаний требует вновь вернуться к более глубокому изучению разломов Земли. При этом особый акцент надо сделать на изучение закономерностей развития разломов разной морфолого-генетической принадлежности. Известные уже сегодня материалы позволяют уверенно ожидать, что будут выяснены глубокие различия между сбросами, сдвигами, надвигами и т.п. не только, естественно, по кинематике относительного смещения крыльев. Получить такие выводы можно лишь при очень детальном изучении каждой из названных групп, сопровождая его физическим и математическим моделированием.

Для многостороннего тектонофизического исследования выбрана наиболее распространенная группа разломов Земли – сдвиги; использованы тектонофизические полевые и экспериментальные лабораторные методы исследования сдвигов; поставлены специальные эксперименты, в том числе по изучению динамики поля напряжений и акустической эмиссии при развитии сдвиговых зон. Эксперименты существенно дополнили количественную характеристику инфраструктуры сдвигов, выявили стадийность их развития в постоянных полях напряжений и уточнили многовариантный механизм их развития от одиночных сколовых трещин до тысячекилометровых по протяженности сдвиговых систем Земли. По этой причине геологический описательный (или, как принято в геологии, фактический) материал изложен в таком же объеме, как и экспериментальный. Этим хотелось подчеркнуть одну из принципиальных позиций авторского коллектива, придающего большое значение пониманию физики явлений, лежащих в основе разломообразования, и считающего, что корректно проведенные эксперименты существенно дополняют, а нередко и корректируют ретроспективные геологические построения.

Цель книги – тектонофизический анализ разрывных нарушений сдвигового типа разного масштаба и происхождения. Формы их проявления очень различны – от сколовых трещин в обнажениях до протяженных, в несколько тысяч километров, сдвиговых систем, секущих громадные континентальные и океанические блоки.

Понятие о сколовой трещине общепринято. Сдвиговые системы представляют собой линейно вытянутые деструктивные области, включающие закономерно расположенные, пространственно сближенные генеральные и региональные сдви-

ги, а также парагенетически связанные с ними разломы других типов разной степени активизации и стадий развития. В основные задачи тектонофизического анализа входят: 1) геологическая характеристика сдвигов, изучение положения их в геотектонических структурах и связи с геодинамическими режимами; 2) определение и систематика параметров, нахождение их взаимосвязи со структурой литосферы, генеральными и региональными структурами и процессами, в частности сейсмическими; 3) моделирование сдвигов и сдвиговых зон с целью дополнительного получения ряда параметров и установления взаимосвязи между ними; исследование динамики развития сдвиговых зон, стадийности процесса и других сопутствующих явлений; 4) комплексный анализ развития сдвиговых зон и выявление общих закономерностей процесса разломообразования в сдвиговых полях напряжений. Поставленные задачи выполнялись авторским коллективом в течение ряда лет. Практически синхронно проводились полевые и экспериментальные работы, что дало возможность решить столь сложный и разнообразный комплекс вопросов.

Монография разделена на три части: 1) геологическое описание сдвигов и их параметров с анализом напряженного состояния по геолого-структурным признакам; 2) физическое и математическое моделирование сдвигов и их тектонической активности; 3) тектонофизическая трактовка геолого-геофизических процессов в зонах динамического влияния сдвигов. Решаемые вместе и одновременно материалы книги позволили обратить внимание на совершенно оригинальные факты и дать им теоретическое объяснение. Монографическое исследование сдвигов на тектонофизической основе сделано впервые и, по мнению авторов, с интересом будет прочтено и оценено специалистами.

Научная организация исследований и подготовка рукописи к печати выполнены С.И. Шерманом.

Авторы благодарят своих ближайших коллег О.А. Бакшееву, Н.Г. Балухову, К.Г. Леви, А.И. Мирошниченко, В.А. Санькова, В.В. Степанюка за повседневную помощь в подготовке этой работы, творческие дискуссии и советы. Они выражают признательность рецензентам В.А. Наумову и А.И. Мельникову за критические замечания и советы по дальнейшему направлению работ и высокую оценку труда. Авторы искренне благодарны докторам наук А.С. Григорьеву, В.Г. Гутерману, В.И. Кондаурову, Л.М. Парфенову, Г.А. Соболеву, В.Г. Трифонову, Б.М. Чикову, Е.И. Шеру и кандидатам наук П.М. Бондаренко, А.Е. Молчанову, С. Стоянову за ценные советы и замечания при обсуждении ряда исследований.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СДВИГОВЫХ ЗОН

Глава I

ПРИНЦИПАЛЬНАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СДВИГОВ
И СДВИГОВЫХ ЗОН

1.1. Основы тектонофизической классификации разломов

Существующие и наиболее распространенные сегодня классификации разделяют сдвиги по смещению крыльев на правые и левые, а также по ориентировке по отношению к странам света. В последнем варианте выделяется до 12 направлений с тенденцией для каждого из них иметь преимущественно право- или левосторонние смещения. Признаки, положенные в основу общепринятых классификаций, непосредственно не базируются на генетической природе разломов и поэтому не могут считаться определяющими. Распространенность упомянутой классификации объясняется ее простотой и практической приложимостью — преимущественно при региональном и детальном картировании. В конкретных регионах подтверждается эмпирическое правило о выдержанности направлений сдвигов с определенным типом смещений. Так, для кайнозойского этапа развития сдвиги северо-западного направления в Восточном Саяне преимущественно левосторонние, а в рядом расположенном Прибайкалье сдвиги такой же ориентировки имеют как левые, так и правые подвижки.

Большой вклад в классификацию и системный анализ сдвиговых зон внесли исследования В.Ю. Забродина /1977, 1981/. В них очень хорошо выдержана систематизация структур и определен порядок их соподчиненности. Из-за некоторой сложности построения идеи В.Ю. Забродина по системному анализу дизъюнктивов до сих пор не находят широкого практического использования.

Исторически сложилось, что в основу геологического описания разломов закладывается до десятка признаков, которые могут быть объединены в несколько групп: 1) геометрические параметры сетки (длина, ширина, ориентировка или более полное положение в пространстве сместителя с указанием его падения, формы и т.п.) и некоторые другие; эти признаки выражаются числом, за исключением формы, которая тоже может быть выражена численной характеристикой, хотя это не принято; 2) вещественные (тип и состав тектонитов, состав приразломных формаций или интрузивных пород, если они не входят в формацию); 3) структурные признаки, позволяющие выделить границы разлома как тела на местности и его инфраструктуру (характер трещиноватости и ее плотность, складчатые и будинажные структуры, жильные и прожилковые образования и их геометрический рисунок и другие, объединяемые часто в термин "линейно ориентированные элементы"); 4) общие геологические и тектонические (расположение и приуроченность к определенным формациям, структурам районов или локальным участкам интенсивных современных гидротермальных, вулканических или сейсмических проявлений, а также их реликтовые структуры — цепочное расположение вулканов, минеральных источников и т.п.); 5) многочисленная группа косвенных признаков, происхождение которых может быть связано или не связано с разломной тектоникой (геоморфологические, геофизические признаки: резкая расчлененность рельефа, линейные аномалии магнитного и гравитационного полей и др.). Группы расположены в ряду, качественно отражающем уменьшение степени "количественной" выраженности и однозначности интерпретации.

Особое место в классификации сдвиговых систем занимают зоны смятия.

Их сдвиговая природа устанавливается в большинстве случаев /Паталаха, 1981, 1985/, хотя в системную классификацию разломов они, как правило, не включаются /Лукьянов, 1965, 1989/. Как справедливо отмечал В.Ю. Забродин /1977/, "зоны смятия – очень интересный и специфический класс тектонических объектов" (с. 98) и, от себя добавим, безусловно сдвиговой природы. Здесь дизъюнктивная составляющая во многом уступает пластическому и квазипластическому течению масс, и собственно сдвиги являются составной частью этого тектонического течения. Оно характеризуется своим комплексом признаков, отличающихся от тех, которые типичны для разломов и служат критериями их классификации.

По этим причинам в классификацию сдвиговых систем Земли мы не включаем зоны смятия, хотя и считаем, что по механизму образования они чаще всего связаны с полями напряжений сдвигового типа.

Для существа изложения заметим, что только основные признаки геологического описания разломов и, естественно, сдвигов должны быть заложены в классификацию.

Современные принципы классификации разломов опираются на комплексное сочетание количественных и качественных генетически связанных между собой признаков. Разломы как развивающиеся, даже в постоянном поле напряжений /Адамович, 1989/, геологические тела должны рассматриваться в координатах времени с учетом последовательного развития и их структуры, и вещественного выполнения (рис. 1.1). При этом развитие структуры должно рассматриваться под углом зрения механики деформирования и разрушения тел с разными реологическими свойствами. Образование вещественного состава лучше оценивать через степень выраженности тектонитов (переходное звено от структуры к веществу) и других структурно-вещественных метаморфических преобразований. Очень желательно, хотя не всегда представляется реальным, названную группу изменения свойств связывать с параметрами температуры и давления.

К комплексному решению подобных вопросов исследователи в геотектонике начали подходить только в последние 10–15 лет /Буртман, 1978; Воронов, 1968, 1988; Гутерман, 1977; Кожурин, Трифонов, 1982; Косыгин, 1983; Лучицкий, 1985; Наумов, 1974; Невский, 1967; Николаев, 1988; Суворов, 1973, 1989; Трифонов, 1985; Уэлман, 1972; Чекунов, Кучма, 1979; Шерман, 1986; Шульц, 1976; Ярошевский, 1981/.

При таком построении классификация служит не только для систематизации известного объема данных по произвольно заданным признакам, но и для установления новых свойств объектов, проявляемых через определенное сочетание главных признаков.

Важным структурным параметром является длина разломов. Классификации по этому параметру ограничиваются членением разломов на локальные, региональные и глубинные. Конкретные цифры и признаки, как правило, в эту классификацию ранее не закладывались. С.И. Шерман /1977/ одним из первых начал связывать длины разломов с толщиной деформируемого слоя. Таким слоем может быть пласт, слой коры, вся земная кора или даже литосфера в целом. Разломы, соизмеримые по длине с мощностью коры, предлагалось называть региональными, меньшие по длине – локальными, а дизъюнктивы, длина которых в 2 раза превышает мощность коры, – генеральными. Таким образом, региональные разломы Средней Азии, например, в 2 раза длиннее региональных разломов Байкальской рифтовой зоны, поскольку разница в толщине земной коры в них примерно такая же. В основе классификации С.И. Шермана лежат только соотношения длин и мощности разрушаемого деформируемого тела, что недостаточно для геологических объектов.

Практически аналогично построена классификация В.Н. Семова /1977/, но ее критерием является глубина проникновения разломов в литосферу. По этому

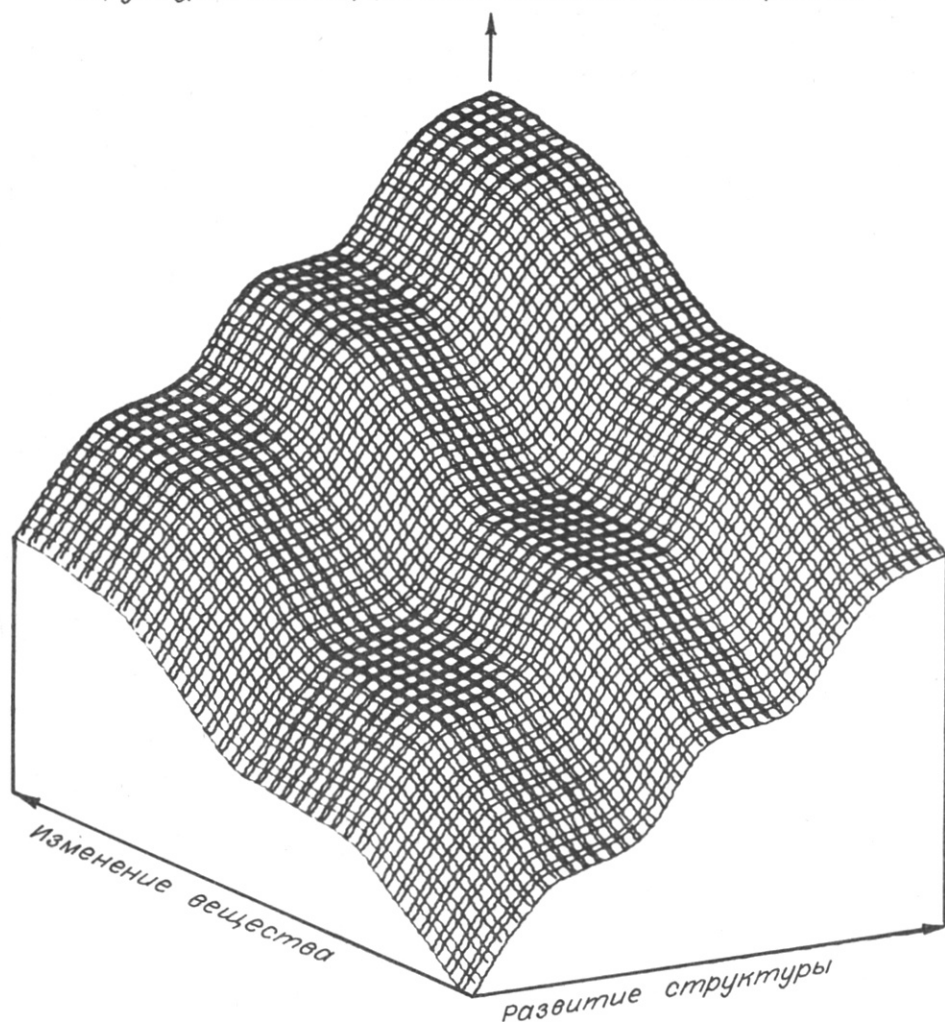


Рис. 1.1. Принципиальная диаграмма развития разломов в координатах пространство - время - вещество.

параметру они делятся на разломы осадочного чехла, чехольно-коровые, коровые, корово-мантийные и мантийные. Глубина проникновения разломов определяется составом наиболее нижних слоев литосферы, которые нарушены разломами. Линейный фактор (глубина проникновения) здесь чисто механически связан с составом пород.

Комплексную классификацию разломных зон земной коры по их структуре и составу предложил О.А. Вотих /1985/. Она основывается прежде всего на ранговой шкале структурных элементов Земли (табл. 1.1). По этой схеме иерархия геологических объектов опирается на две базы: вещественную, которая ведет свою "родословную" от атома, и структурную, изображенную в виде ранговых групп. Сочетание ранговых групп низшего (предыдущего) ранга формиру-

ет ранговую группу вышестоящего (последующего) ранга. На границах некоторых ранговых групп (минеральной, формационной, геоструктурной и глобальной) фиксируется существенная перестройка структурных преобразований, т.е. изменяются сам характер обособляемости объектов, их собственная симметрия и положение в пространстве /Вотах, 1979/.

О.А. Вотах /1985/ обращает серьезное внимание на недостатки кинематических критериев классификации крупных разломов. Будучи долгоживущими структурами, крупные разломы соединяют в себе черты нарушений различного типа (сброса, взброса, сдвига и т.д.). Более того, по мнению ряда авторов /Суворов, 1968;

Чебаненко, 1963/, глубинные разломы за историю своего развития проходят стадии сбросов, сдвигов, надвигов, что приводит к возникновению сложных структур, в каждом конкретном случае не удовлетворяющих идеальным понятиям структурной геологии для названных кинематических типов. Отсюда классификацию и терминологию разноранговых дизъюнктивов лучше строить по структурно-ранговому принципу (табл. 1.2), чего придерживаются многие исследователи. Что же касается морфологии, то О.А. Вотах /1985/ предлагает различать два класса разломных зон: вертикальные или почти вертикальные глубинные швы и

Таблица 1.1. Ранговая шкала структурных элементов Земли (по О.А. Вотаху /1979/)

Уровень		Вид элементов
Группа	Ранг	
Атомный		Атомы
Минеральная	1	Молекулы
	2	Минералы
	3	Породы
Формационная	4	Наборы пород
	5	Геосформации
	6	Формационные комплексы
Геоструктурная	7	Тектонические комплексы
	8	Слой земной коры
	9	Геоструктуры
Глобальная	10	Геосферы
	11	Глобальные зоны Земли
	12	Сегменты планеты
Планетарный		Планета

Таблица 1.2. Соотношение разноранговых дизъюнктивов

	В.А. Дедеев, А.К. Запольнов /1972/	В.Ю. Забродин, В.А. Соловьев /1977/	С.И. Шерман /1977/	О.А. Вотах /1985/		О.А. Вотах /1979/
				Ранги	Группы	Дизъюнктивы
		Кливаж, трещины	Трещины	I-III	Минеральные	Трещины или кливажные
Структурные	Разломы	Локальные разломы	IV-VI	Формационные		Локальные разломы
Региональные разломы	Глубинные разломы	Региональные разломы	VII-IX	Геоструктурные	Генеральные разломы	Глубинные разломы
Линеаменты	Линеаменты	Генеральные разломы	X-XII	Глобальные		Сверхглубинные разломы, линеаменты

Таблица 1.3. Ранговая шкала и номенклатура разломов Земли

Ранг	Вид элементов (вещественное содержание)	Группа	Номенклатура разломов	Длина
1	2	3	4	5
1	Молекулы	Минеральная	Дислокация на уровне кристаллической решетки	
2	Минералы			
3	Породы		Трещины	
4	Наборы пород	Формационная	Группа разнородных и разноориентированных трещин	Метры и сотни метров
5	Геоформации		Системы ориентированных трещин	Километры
6	Формационные комплексы		Локальные и региональные разломы	Десятки километров
7	Тектонические комплексы	Геоструктурная	Группа разноориентированных региональных разломов	Десятки километров
8	Слой земной коры		Системы региональных разломов	До сотен километров
9	Геоструктуры		Генеральный разлом	Первые сотни километров
10	Геосферы	Глобальная	Группы генеральных разломов	Сотни километров
11	Глобальные		Системы генеральных разломов	Сотни и тысячи километров
12	Сегменты планеты		Разломы литосферы (глобальные разломы)	Тысячи и более километров

Примечание. 1, 2, 3 – по О.А. Вотаху /1979/.

глубинные надвиги или шарьяжи. Критерием классификации выступает наклон сместителя, хотя автор имеет в виду, как следует из описания примеров, прежде всего генетическую природу. Совершенно отдельно от кинематики О.А. Вотах приводит систематику зон глубинных разломов и покровных тектонических комплексов по их формационному составу. Исходными для отнесения к формации могут явиться осадочные, гранитоидные, базальтовые и ультраосновные комплексы, которые в отдельности или сочетаниями образуют континентальный или меланократовый ряд разломных комплексов.

Детальное описание глобальной системы геоблоков выполнено Л.И. Красным /1984/. Им дано геолого-тектоническое и геофизическое обоснование делимости литосферы на глыбовые структуры – литосферные блоки или геоблоки – и приведены площадные размеры блоков. Подвижные зоны между геоблоками названы транзиталами. При классификации геоблоков и транзиталей автор не придерживался последовательных критериев их членения и, синтезируя материал, не смог, к сожалению, представить стройную классификационную структуру.

Идея О.А. Вотаха /1979/, заключающаяся в том, что за основу построения системы классификации разноранговых структурных элементов Земли необходимо взять понятие "структура", должна стать, на наш взгляд, главным отправным моментом при построении современной классификации разломов. При этом

Таблица 1.4. Ранговая шкала дизъюнктивных структур (по Р.М. Лобацкой /1987/)

Группа	Уровень	Ранг	Межранго- вые едини- цы	Элемент	Средняя длина
Трещинная	Дислокационный	1	1-2	Микротрещина	До миллиметра
	Трещинный	2		Микротрещинное ДП	Десятки миллиметров
Разломная	Локальный	3	2-3	Трещина	До десятков метров
				Трещинное ДП	Сотни "
	Региональный	4	3-4	Локальный разлом	Десятки километров
				Локальное ДП	
Генеральный	5	4-5	Региональный разлом	До сотен километров	
			Региональное ДП	Сотни "	
Глобальный	6	5-6	Генеральный разлом	До тысяч километров	
			Генеральное ДП	Тысячи "	
				Глобальный разлом	До десятков тысяч километров
				Глобальные ДП	Десятки тысяч "

Примечание. ДП – деструктивное поле.

Таблица 1.5. Системная модель соотношения глубинных слоев Земли, участку /1980/, с изменениями)

Ранг	Слой Земли	Дизъюнктивные зоны	Примерная протяженность, км
6	Слой коры	Локальные, региональные разломы	Десятки
9	Кора	Генеральные разломы	Первые сотни
11	Литосфера	Разломы литосферы	Сотни и тысячи
12	Литосфера и астеносфера	Разломы литосферы	Тысячи и более

Таблица 1.6. Принципиальная схема структурно-вещественной классификации

Ранг	Пространственное развитие и структура					Длительность развития	
	Длина	Глубина	Амплитуда	Ширина	Инфраструктура	По количеству импульсов	
						Одноактные	Многоактные
3	см-м	см-м	мм-см	мм	-	+	-
6	км	км	м	см	+	+	+
9	десятки км	км	м-км	м	+	-	+
12	сотни км	десятки км	км	сотни м-км	+	-	+

вслед за О.А. Вотахом необходимо строго оговорить, что понятие "структура" должно содержать в себе три аспекта: конструкцию элементов определенного состава; тип связи между элементами определенного состава; соответствие целостной единице, которая образуется за счет определенного типа связи между элементами единого состава.

Успешно использовать эти представления можно, лишь точно определив понятие "единицы конструкции определенного состава". В табл. 1.1 для структурных элементов Земли такой исходной единицей конструкции нулевого ранга является атом. Сочетания атомов, молекул и т.д. дают 12 ранговых элементов всей Земли. Разломы развиваются в веществе. По аналогии с главным принципом построения систематики структур Земли О.А. Вотахом в разломной тектонике можно принять за "элементарную единицу" дислокацию в кристалле, т.е. смещение в кристаллической решетке. Элементарная ячейка как целостная структура зависит от объема и структуры тела, которое мы изучаем. Целостная единица может быть очень простой и сложной, выступающей в качестве элементарной единицы

ющих в деформационном процессе, с дизъюнктивными зонами (по С.И. Шерману

Слои, участвующие в деформации	Энергетический источник деформации
Слои коры	В коре
Кора как слой литосферы	В коре или в литосфере
Литосфера	В литосфере или астеносфере
Литосфера вместе с частью астеносферы	В астеносфере

разрывов

Длительность развития			Вещественное (геологическое) выражение		
По абсолютному времени формирования			Механическое дробление вмещающей среды	Механические и метаморфические преобразования	Внедрение и (или) наличие магмы и флюидов
Секунды	Минуты и часы	Дни и годы			
+	+	-	+	-	-
-	+	+	+	+	-
-	-	+	+	+	+
-	-	+	+	+	+

отсчета. Тогда ранговая шкала структурных элементов Земли и номенклатура разломов могут быть приведены в относительное соответствие (табл. 1.3). Здесь элементарная целостная единица предыдущего ранга становится базовым элементом последующего, с тем чтобы после закономерного объединения в систему превратиться в целостную единицу более высокого ранга организации. Для каждой группы выделяется своя элементарная дизъюнктивная единица: для минеральной – трещина, для формационной – локальный или региональный разлом (различие только в длине), для геоструктурной – генеральный разлом и для глобальной – глобальный разлом, то же – разлом литосферы.

Наиболее близко к подобной классификации подошли Р.М. Лобацкая /1987/ и В.А. Саньков /1989/. Р.М. Лобацкая прежде всего показала, что инфраструктура является своеобразным индикатором степени внутреннего развития разломов как структурных объединений. Разлом как геологическое тело давно однозначно воспринимается геологами. При этом подразумевается и определенное вещественное наполнение. В понимании Р.М. Лобацкой, одной из составляющих внутреннего вещественного наполнения является инфраструктура, выраженная через деструк-

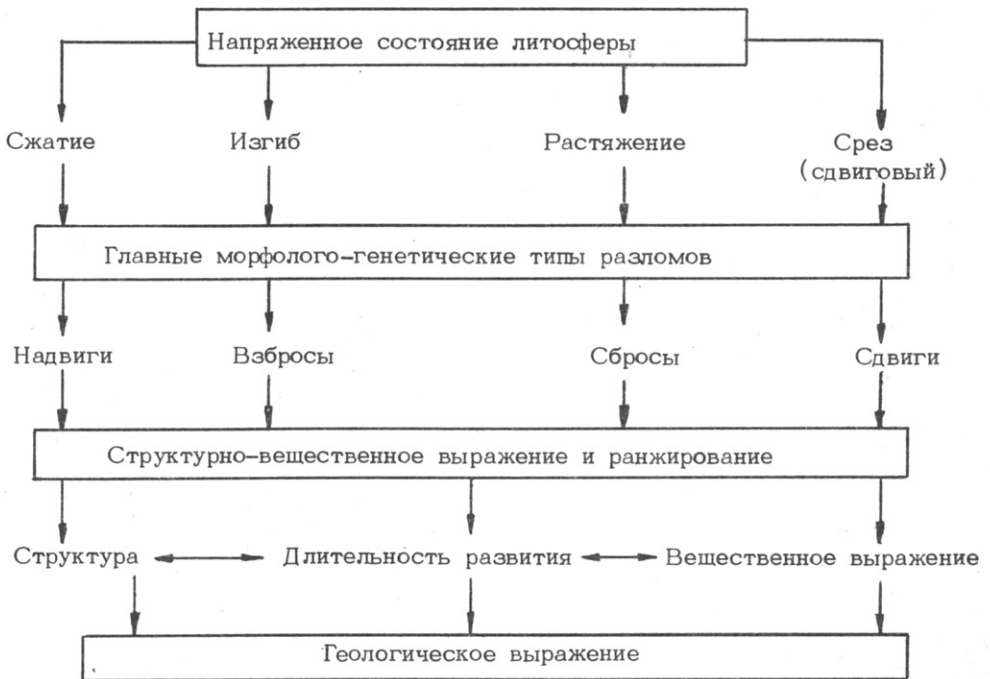
тивное поле. У разных по вещественному выполнению разломов инфраструктура может быть одинаковой и наоборот. Под деструктивными полями, в понимании Р.М. Лобацкой /1987/, подразумеваются участки земной коры с аномальной, в 3-4 раза превосходящей фоновую, плотностью разрывов оперения в локальном объеме зоны динамического влияния разлома. Используя два определяющих фактора - дислокацию как линейную элементарную структурную ячейку и плотность дислокаций в качестве площадной качественной элементарной единицы, Р.М. Лобацкая предложила ранговую шкалу дизъюнктивных структур Земли (табл. 1.4). С увеличением рангов растут средние длины элементов, образующих ранги. То, что только подразумевалось в классификации О.А. Вотаха, здесь превратилось в численное выражение.

Классификация глубинных разломов литосферы приведена в работе В.А. Санькова /1989/. Они делятся на внутри- и межплитные, причем последние образуют особую группу разломов литосферы. В основе классификации В.А. Санькова лежит степень разрушения литосферы как слоя. В инициальных стадиях деформации разрушение не захватывает всю мощность литосферы, формируются внутриплитные разломы, которые в дальнейшем классифицируются по кинематике подвижек. При увеличении деформаций и их развитии во времени разрушение проникает на всю мощность литосферы и крупные внутриплитные разломы превращаются в межплитные, которые в более общем тектоническом плане связаны с процессами спрединга, субдукции или трансформных смещений. Это одна из первых классификаций разломов твердой оболочки Земли, в основу построения которой положены связи между параметрами деформируемого слоя и степенью его разрушения.

Уже упоминалось о том, что важна не только длина разрыва, но и мощность деформируемого пласта. Оба названных количественных параметра необходимо рассматривать вместе. С этой целью С.И. Шерманом /1980/ была предложена системная модель соотношения глубинных слоев Земли, участвующих в деформационном процессе, с дизъюнктивными зонами (табл. 1.5). Как видно из таблицы, существует связь между рангами дизъюнктивных структур, их протяженностью и мощностью деформируемых слоев. К сожалению, на уровне изложенных в таблице данных нельзя установить связь между деформацией, разрывообразованием и комплексом других синхронно протекающих процессов. Время должно входить в качестве важного критерия классификации геологических структур.

При классификации разломов учитывается время их заложения. Его нижняя геологическая граница отсчитывается от времени литогенеза или завершения "затвердевания" комплекса пород, пересекаемых разломами. И если архейский комплекс сечет разрывная дислокация, то ее возраст может быть любым постархейским. Не затрагивая других возрастных критериев классификации (по магматическому наполнению, по индекс-минералам и др.), важно отметить, что оцениваемое время в таких случаях отражает наиболее вероятные максимальные интервалы от заложения до прекращения (?) деятельности. Время от начала заложения разлома не всегда соответствует действительному периоду его развития. Геологическими методами и летописью можно установить этапы активных подвижек по разлому, периоды магматической деятельности, иногда время палеосейсмической активности и другие признаки, связанные с активизацией разлома. Как правило, они занимают относительно короткий промежуток из всего интервала существования разлома. Во время перерывов инфраструктура разлома как будто бы не развивается. Степень ее развития пропорциональна активным периодам в формировании дизъюнктивов. Прямые геологические наблюдения не дают возможности установить истинное время становления разлома. Они отражают кумулятивные подвижки по разлому за определенный геологический период. Скорее всего, по этой причине фактор времени практически выпал из большинства классификаций дизъюнктивов. Между тем он очень важен, и на это особенно обращают внимание сейсмологи /Казахара, 1985; и др./.

Схема 1.1. Тектонофизическая классификация разломов Земли



К критерию длительности развития разломов уже подходили через фактор длины /Шерман, 1977/: устанавливается зависимость между длиной разломов и длительностью их формирования. К сожалению, пока вопрос решается только на качественном уровне.

Экспериментальная тектоника с использованием критериев подобия дает возможность перейти к абсолютной оценке длительности развития разломов и соответственно их инфраструктуры. Результаты этих работ излагаются ниже; здесь же они дают нам основание включить фактор времени как третий важнейший критерий современной классификации разрывов. Он должен учитывать специфику механизма развития разрывов, связанную с дискретностью, одноактностью или многоактностью их формирования, абсолютное или чистое время развития, т.е. интервал, необходимый для образования разлома определенного ранга без учета геологических перерывов. Так называемое абсолютное время зависит от мощности слоя, вовлеченного в деформирование, скорости деформирования, реологии материала и других причин. В тесной корреляции с чистым временем развития находятся структура разлома и его вещественное выражение. Принципиальные соотношения между структурой разломов, их вещественным выражением и абсолютным временем развития показаны в табл. 1.6. Заметим, что различные морфолого-генетические группы разрывов будут отличаться друг от друга деталями приведенных зависимостей. Таким образом, механизм заложения разрыва в зависимости от исходного поля напряжений предопределяет принципиальные соотношения: структура – вещество – время. В этой предопределенности заключается взаимосвязь двух параллельных, казалось бы, и даже независимых классификаций разрывов: морфолого-генетической и структурно-вещественной, из которых первая играет определяющую роль.

Из схемы 1.1, как увидим в дальнейшем, следует, что, например, сдвиги не являются результатом только деформаций среза, а надвиги – только нагружения

типа сжатия. При сжатии земной коры, например, наряду с надвигами формируются и сдвиги, и их геологическая значимость при этом несколько не меньше. К сожалению, при интерпретации механизма развития разломов в тектонике не всегда учитываются некорректность решения обратных задач и возможность существования нескольких механизмов нагружения, приводящих к сходному "разломному эффекту".

Описание разломов как структурных единиц должно отвечать вертикальным рядам схемы.

Рассмотрим более подробно современную морфолого-генетическую классификацию сдвигов и их очень важную самостоятельную разновидность – трансформные разломы.

1.2. Сдвиги и трансформные разломы: классификационные критерии и определения

В вводной части уже упоминалось о превалирующей распространенности сдвигов в земной коре. Даже в таких классических по геотектоническому режиму развития структурах растяжения, как рифтовые зоны, сдвиги или сдвиго-сбросы играют ведущую роль. Дно океана также "насыщено" сдвиговыми структурами. Среди последних были обнаружены разновидности, не совсем точно укладывающиеся в сложившиеся у геологов рамки понятия "сдвиг". В частности, у многих океанических сдвигов на концах вместо постепенного затухания амплитуды смещения и перехода в зону повышенной трещиноватости фиксировались резкие трансформации в другие структуры. Эту разновидность сдвигов Дж. Уилсон /Wilson, 1965/ предложил называть трансформными разломами. Первоначально их выделили только в океанической коре. Последнему обстоятельству способствовала одна из специфических черт трансформных разломов – расположение их поперек срединно-океанических хребтов и рифтовых зон, большая протяженность и некоторые другие признаки. К классу трансформных стали относить и некоторые континентальные сдвиги, расположенные поперек основной, главной тектонической структуры. К сожалению, увлечение не ограничилось крупными сдвигами, и к числу трансформных стали относить поперечные сдвиги регионального и даже локального значения.

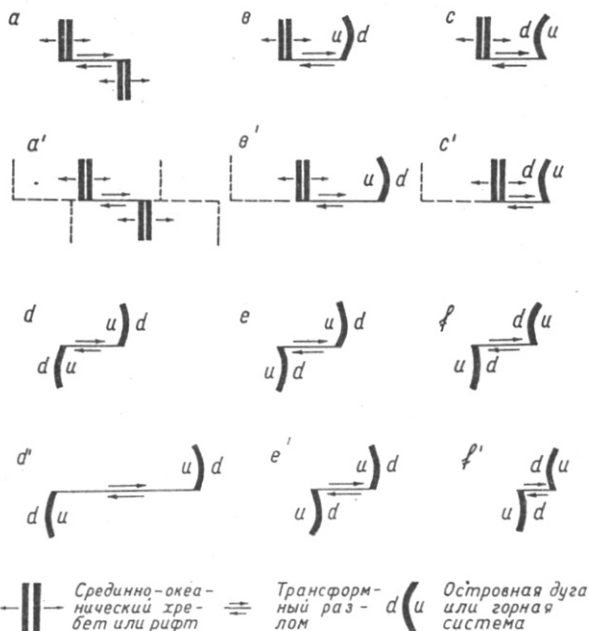
При этом определяющим признаком для отнесения сдвига к классу трансформных разломов являлось его поперечное расположение к региональной, более крупной тектонической структуре. Как известно, геометрические соотношения между разломами и другими структурами не являются определяющими при классификациях. Тем более это относится к трансформным разломам. Заметим, что на некорректную генетическую трактовку ряда поперечных сдвигов обращал внимание еще Р. Фрэнк /Freund, 1974/.

В настоящее время в геологической литературе с одинаковой значимостью и частотой практически на равных основаниях используются термины "сдвиг", "трансформный" и "поперечный" разломы, причем два последних часто употребляются как синонимы. Правила классификации естественных объектов здесь грубо нарушены: изменен критерий, взятый за основу выделения главного свойства названных структур. К сожалению, вносится неопределенность в собственно генетическую нагрузку терминов, связанную в данном случае с разными механизмами образования трансформных разломов и сдвигов.

Принимая во внимание широкое развитие сдвигов и сдвиговых систем в литосфере, их большую значимость и, следовательно, важность правильной и однозначной интерпретации наблюдаемых фактов, необходимо более четко выделить критерии для морфолого-генетической классификации.

К сдвигам в геологии относят группу разрывов, у которых смещение про-

Рис. 1.2. Типы правосторонних трансформных разломов в момент активизации (а-е) и после некоторого периода их развития (а'-е') (по Дж. Уилсону [Wilson, 1965]) (u - надвижение; d - поддвижение).



исходит по простиранию сместителя. Заметим, что это определение достаточно широко и собственно трансформные разломы являются их разновидностью. К сожалению, как ниже будет отмечено, в геологии сохраняется традиция использования уже принятых терминов, что не всегда соответствует современному уровню знаний.

По направлению относительного смещения крыльев сдвиги делятся на правые (дальнее от наблюдателя, стоящего перпендикулярно сместителю, крыло смещено вправо) и левые (наоборот). По протяженности сдвиги разделяются на локальные, региональные, генеральные и более крупного, собственно глобального ранга. Критерием отнесения к тому или иному рангу служит отношение длины сдвига к мощности коры. Региональные сдвиги соизмеримы с мощностью коры, локальные меньше ее, генеральные - по длине превышают мощность коры в 2 раза и более. С длиной тесно коррелирует и глубина проникновения сдвигов. Как правило, генеральные и глобальные сдвиги секут всю земную кору и даже литосферу и являются, в свою очередь, разновидностью глубинных разломов. По морфологии и структуре генеральные и глобальные сдвиги представляют собой сдвиговые системы, так как состоят из серии сближенных региональных или локальных сдвигов.

Дж. Уилсон [Wilson, 1965] обратил внимание на серию сдвигов, закартированных на океаническом дне, для которых амплитуда смещения по простиранию не изменялась. Более того, эти сдвиги по простиранию не выклинивались и не затухали, а резко переходили в другого типа структуры сжатия или растяжения. Выражаясь словами Дж. Уилсона, они внезапно прерывались. Следуя принятой в геологии системе понятий, подобные разломы уже нельзя называть сдвигами, хотя физический процесс разрушения, как увидим ниже, у них практически тот же. "Стиснутый" рамками традиционных геологических понятий, Дж. Уилсон предложил сдвиговые разломы, по которым смещение внезапно прекращается или изменяет характер и направление и трансформируется в другой тип геологических структур, называть трансформными. Таким образом, трансформные разломы - это особая разновидность широкого класса сдвигов в литосфере Земли.

Трансформные разломы классифицируются: 1) по направлению относительно движения блоков на право- и левосторонние; 2) по комплексу структур трансформации, развивающихся на концах разломов. По последнему критерию выделяют шесть типов трансформных разломов (рис. 1.2). Различия между отдельными типами могут показаться на первый взгляд незначительными, если не учитывать

вариаций в характере их развития. Они заключаются в том, что в зависимости от "соединяемых" структур трансформные разломы могут либо расти по простиранию, либо уменьшаться, либо в течение определенного периода оставаться неизменными. Весьма существенно (см. рис. 1,2, а), что классификация направлений движений по трансформным разломам иногда не совпадает с привычной для геологии системой отнесения сдвигов к лево- или правосторонним.

В.Г. Казьминим /1978/ рассмотрены случаи, когда характер сдвига вдоль одного и того же трансформного разлома изменяется (см. рис. 1,2, в). Это связано с различной скоростью смещения сегментов, которая приводит к тому, что по активной континентальной составляющей трансформного разлома относительное смещение маркеров будет "противоположным" по отношению к его пассивной части. Правый трансформный разлом в своей активной части между двумя рифтами может продолжиться активным левым сдвигом. Это весьма важное наблюдение В.Г. Казьмина расширяет наши представления о кинематике подвижек трансформных разломов на континентальной коре. Рассмотренный случай, вероятнее всего, типичен для дистальных окраинных частей рифтовых зон, под которыми более резко выражена дифференциация скоростей подкорового конвекционного потока. Эти, казалось бы, несущественные факты отражают принципиальную разницу в способе приложения нагрузки и последующего разрушения литосферы при образовании собственно сдвигов и трансформных разломов.

Выделение трансформных разломов не является неожиданно новым фактом для геологии. Такие разломы были известны и до исследований Дж. Уилсона. Заслуга Дж. Уилсона в том, что он дал принципиально новую интерпретацию кинематики движения вдоль некоторых сдвигов, энергетическим источником которого мог служить только мантийный конвекционный поток.

К моменту появления статьи Дж. Уилсона очень активно возрождалась концепция подвижности плит литосферы - новая глобальная тектоника. Она во многом способствовала внедрению идей Дж. Уилсона в жизнь, поскольку трансформные разломы - одна из трех разновидностей межплитных границ. В свою очередь, концепции тектоники плит способствовали более глубокому генетическому пониманию процессов, связанных с формированием трансформных разломов. Как отмечает в своей работе о трансформных разломах Дж. Уилсон, "если данный класс разломов не был распознан и определен ранее, то только потому, что при обсуждении механизма разломообразования всегда молчаливо допускалась сплошность и неподвижность раскалывающегося субстрата" /Wilson, 1965/. Поэтому механизм формирования трансформных разломов несколько иной, их сдвиговый характер имеет совершенно другую природу.

Для понимания терминологии и четкости дальнейшего изложения материала необходимо очень кратко остановиться на морфолого-генетической классификации сдвигов с позиций механики разрушения.

Как известно, разрушение кристаллических горных пород происходит либо путем скола, либо путем отрыва. Специфика процесса разрушения показана М.В. Гзовским /1975/ в комплексной теории формирования разрывов. Опираясь на два известных типа разрушения горных пород, всю многочисленную по морфолого-генетической классификации гамму разломов можно свести к сколам и отрывам. Учитывая же принципы построения морфолого-генетической классификации по относительному смещению крыльев, практически все тектонические разновидности разломов можно вести к сдвигам и лишь незначительную часть, представляющую собой "чистые" отрывы, - отнести к группе разрывов. Таким образом, исходя из законов разрушения деформируемых тел, можно считать, что разломы любого масштаба, нарушающие литосферу, представляют собой сдвиги. Иными словами, практически все известные разломы - сдвиги, так как у них одно крыло смещено по отношению к другому. Однако в геологии учитывается и относительное смещение крыльев по отношению к линии горизонта, и из общей массы сдвигов в физичес-

Таблица 1.7 Образование сдвигов при различных видах нагружения земной коры или литосферы

Вид нагружения	Механизм разрушения	Разновидности разломов	Ориентировка разломов к вектору нагружения
Сжатие	Скол и пластическое течение	Надвиги и взбросы	Поперечные
		Сдвиги Взбросо-сдвиги	Диагональные и параллельные
	Отрыв	Раздвиги	Параллельные
Растяжение	Отрыв	Раздвиги	Поперечные
		Сдвиго-раздвиги	Диагональные
	Скол и пластическое течение	Сбросы	Поперечные
Сдвиги Сбросо-сдвиги		Диагональные	
Перерезывание или срез	Скол и пластическое течение	Трансформные разломы	Параллельные
		Сдвиги	
Кручение	Скол и пластическое течение	Сдвиги концентрические	По касательной или более сложная
Изгиб	Отрыв	Раздвиги	Параллельные или перпендикулярные
	Скол	Сдвиги	Параллельные или диагональные

ком пониманию выпадают надвиги и сбросы. Как выяснилось в последние годы, большое значение имеет и способ нагружения материала. Сдвиги могут образовываться при различных способах нагружения (табл. 1.7 и рис. 1.3), сохраняя идентичной относительную кинематику смещения крыльев. Но образованные различными видами нагружения или способами приложения тектонических сил к литосфере, они будут отличаться по комплексу других признаков. Это последнее - физическое отличие сдвигов друг от друга - выражается в особенностях проявления вокруг них полей напряжений, в специфике взаимосвязи параметров и через них - в контролировании ряда геологических процессов.

Несколько опережая изложение материала, заметим, что разные по механизму образования сдвиговые дизъюнктивы будут представлять на поверхности Земли и в литосфере и различные по одним критериям, и одинаковые по другим разломы, пока объединяемые в геологии общим термином "сдвиги". Ставится вопрос о специфике проявления собственно геологических свойств у сдвигов разной генетической природы. Можно и необходимо найти тонкие классификационные критерии отличий между близкими по морфолого-генетической классификации, но разными по механизму образования сдвигами. На этом акцентировал внимание и Дж. Рэмси /Ramsay, 1980/, опубликовавший обзор по геометрии сдвиговых (в геологическом понимании термина "сдвиг") зон. В тектонике тем не менее даже сейчас не всегда точно дифференцируются сдвиги, трансформные и поперечные разломы, на что уже неоднократно обращалось внимание в литературе /Freund, 1974; Шерман, 1981; и др./.

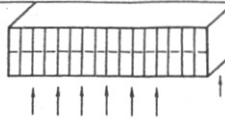
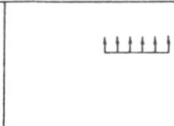
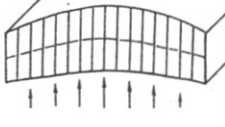
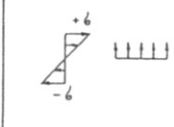
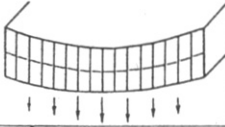
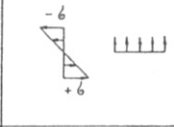

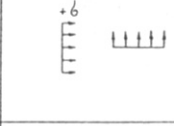

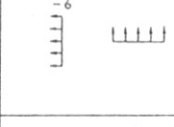
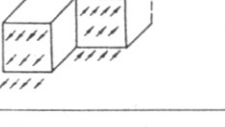
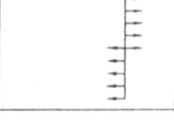

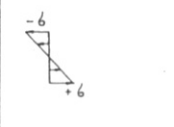
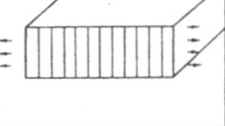




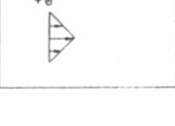
Способ приложения тектонических сил	Основной тип деформаций	Элементы главных напряжений в вертикальном и горизонтальном сечениях
А. Энергетический источник под литосферой		
	Сжатие	
	Изгиб	
	Изгиб	
	Растяжение	
	Сжатие	
	Срез	
Б. Энергетический источник в литосфере		
	Продольное сжатие	
	Продольное растяжение	
	Сжатие	
	Растяжение	

Рис. 1.3. Способы приложения тектонических сил к литосфере и основные типы возникающих деформаций.

Принимая изложенное во внимание, несколько проще перейти к классификации сдвигов и их разновидностей, особенно трансформных разломов. Последние образуются только при одном виде нагружения – перерезывании или срезе и представляют собой совершенно самостоятельную ветвь сдвиговых систем Земли.

Обобщение материалов по геоморфологическому строению трансформных разломов океанической коры /Ле Пешон и др., 1977/ позволяет выделить среди них две разновидности: с глубинными желобами и без них. Трансформные акватории Тихого океана, как правило, имеют хорошо выраженные глубокие желоба; разломы же Атлантического и Индийского океанов не всегда сопровождаются подобными геоморфологическими образованиями. Различие объясняется существенной разницей в скорости спрединга по обе стороны от трансформного разлома, что влечет за собой увеличение его активной зоны за пределами срединного хребта и тем самым развитие желоба. В Атлантическом и Индийском океанах различия в скорости расширения невелики, что не способствует удлинению активной части трансформных разломов.

Развитие идей новой глобальной тектоники и исследование трансформных разломов дали основание К. Ле Пешону и др. /1977/ рассматривать их как одну из трех разновидностей границ литосферных плит – консервативную границу, вдоль которой происходит скольжение края одной океанической литосферной плиты относительно другой без наращивания или сокращения коры.

В последние годы исследование трансформных разломов океанического дна существенно шагнуло вперед /Дубинин, 1987; Коган, Зоненшайн, 1983; Коган и др., 1985; Трансформные разломы..., 1986; и др./.

новлены их глубинная структура с утонением коры, примерная ширина, особенности геоморфологии и геофизических полей. Особенно важно, что при реорганизации в движении плит предшествующая система разломов становится неактивной, вмораживается в океанское дно и возникает новая /Трансформные разломы..., 1986/.

Параллельные исследования /Казьмин, 1978; Трансформные разломы..., 1986; Шерман, Леви, 1977; и др./ показали, что трансформные разломы развиваются в континентальных рифтовых зонах. Однако проявление трансформных разломов на континентальной коре более сложное, не всегда четко выраженное. Это объясняется тем, что кроме "идеальных" трансформных разломов, которые "разграничивают" простое скольжение края одной литосферной плиты относительно-но другой, имеются случаи, когда помимо главной составляющей скольжения присутствует еще поддвиговая или раздвиговая. Этот факт увеличивает разнообразности кинематических форм трансформных разломов. На него обратили внимание С.А. Ушаков с соавторами /1977/ при геодинамическом анализе поля Δg_{ϕ} над главными типами трансформных разломов. Морфоструктурные разновидности "раздвиговых" и "идеальных" трансформных разломов являются изостатически уравновешенными; когда же имеет место поддвиговая составляющая движения крыльев, фиксируется изостатическая неуравновешенность. Это необходимо учитывать при геологической интерпретации поля Δg_{ϕ} . Естественно, собственно сдвиги в коре таких эффектов не дают.

Сейсмическое зондирование подтверждает существование аномалий в зонах трансформных разломов. Р. Детрик и Дж. Пюрди /Detrick, Purdy, 1980/ показали, что зоны трансформных разломов имеют ширину около 50 км и в них происходит сокращение мощности коры с 5 до 2-3 км, т.е. в 2 раза.

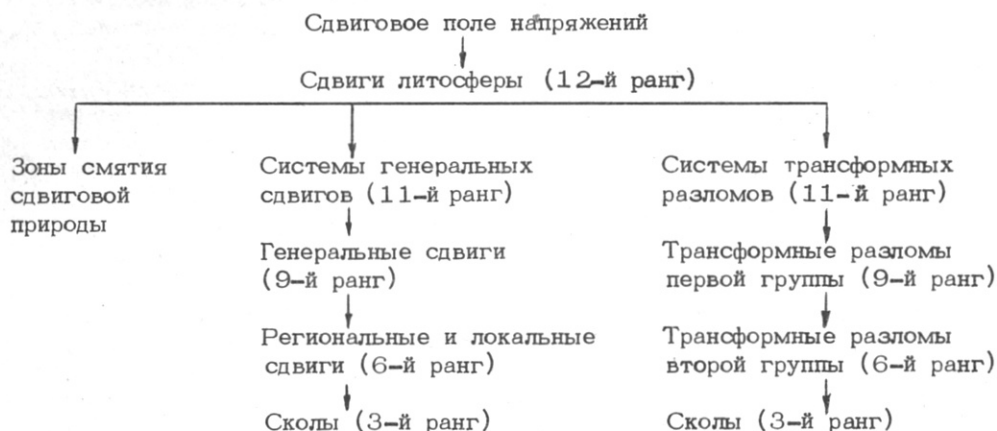
Очень существенным свойством трансформных разломов является их поперечное расположение к структурам сжатия или растяжения. Это свойство трансформных разломов (тесно связанное с механизмом их образования, о чем ниже будет сказано) приводит к тому, что часто серию поперечных сдвигов в континентальной коре называют трансформным разломом, т.е. понятия "трансформный" и "поперечный" используются как синонимы. Как сдвиги, так и трансформные разломы (последние чаще всего) могут быть поперечными к любой другой структуре, которая по тем или иным критериям принята за основную, главную.

Неупругое поведение литосферы близ краев расходящихся океанических плит допускает отклонение от ортогональности между трансформными разломами и рифтовыми зонами /Ушаков и др., 1977/. В континентальных рифтовых зонах трансформные разломы также нередко отклоняются от ортогональности из-за влияния структуры "дотрансформного", более древнего субстрата /Казьмин, 1978; Шерман, Леви, 1977, 1978/. Косое и наклонное развитие допускается и в теоретических, и в экспериментальных построениях, посвященных механизму развития трансформных разломов.

Л.П. Зоненшайн и Л.И. Коган /Трансформные разломы..., 1986/ обратили внимание на существование трансформных разломов с компонентами сжатия или растяжения. Они считают, что отклонения движения вдоль разломов от идеального сдвига могут возникать по разным причинам, но основная из них - изменения в относительном перемещении литосферных плит. Естественно, что при изменении направления движения плит разлом, как хорошо фиксированная остаточная, необратимая деформация в структуре литосферы, переориентироваться не может. Перемещение вдоль него будет отличаться от чистого сдвига. Эти сведения обусловили дополнения в классификацию трансформных разломов. Среди них стали выделять трансформные разломы, трансформные разломы с элементами растяжения (leaky) и с элементами сжатия. Все три разновидности трансформных разломов имеют существенные геоморфологические отличия. Последние в сочетании с динамометаморфическими процессами особенно характерны для разломов с компонентой сжатия.

Схема 1.2

Классификация сдвигов литосферы и их ранговая позиция



В.Г. Гиллиланд и Г. Мейер /Gilliland, Meyer, 1976/ предложили выделять два класса трансформных разломов: "пограничные трансформные разломы" – как границы между сдвигающимися плитами; "трансформные разломы хребтов" – как серию синхронно образующихся поперечных к единому срединно-океаническому хребту разломов, разделяющих плиты с различной скоростью спрединга. В основу предлагаемой классификации положен генетический критерий. Пограничные трансформные разломы являются структурами глобальной значимости, "разрешающими" дифференциальные движения между плитами. Трансформные разломы хребтов – структуры 2-го ранга по отношению к первым. Их образование связано со спредингом двух плит, в результате которого разноудаленные от центра вращения сегменты имеют различную линейную скорость, из-за чего происходит разрыв и формируется поперечно к конструктивной границе (рифтовой зоне) серия параллельных трансформных разломов. Геологическая значимость второго класса трансформных разломов меньшая, и их зарождение и формирование не являются теоретически необходимым звеном спрединга.

По условиям возникновения В.Г. Казьмин /1984/ предлагает различать два типа трансформных разломов: образующихся при рифтогенезе и при расколе континентов, т.е. в раскрывшихся океанических бассейнах, как реакция литосферы на смещение осей спрединга. Классификация опирается на эволюцию развития рифтового режима от континентального раскола к его постепенному расширению и превращению в океанский спрединг плит. Континентальные трансформные разломы чаще всего приспособляются к древним ослабленным зонам и поэтому не всегда по простиранию параллельны вектору растягивающих сил. Отсюда появляется компонента сжатия или растяжения. Пример последнего – фланги Байкальской рифтовой зоны /Геология и сейсмичность..., 1984/. У трансформных разломов океанов компонента сжатия или растяжения появляется по другой причине. Фактически классификация В.Г. Казьмина опирается на критерий места и типа коры, на которой начинают развиваться трансформные разломы. Использовать ее при генетических построениях трудно.

Более тонкие отличия разновидностей сдвигов будут показаны ниже. Важно а priori обратить внимание, что сдвиги образуются при всех видах нагружения, но как главенствующие структуры – только при деформациях перерезыва-

ния (среза). Во всех остальных случаях сдвиги (снова подчеркиваем – в геологическом понимании термина) являются сопровождающими, парагенетически связанными с другой, основной при данном механизме нагружения группой разломов.

Таким образом, классификацию и описание сдвиговых систем и сдвигов Земли наиболее правильно подчинить комплексным классификационным признакам, лежащим в основе схемы 1.1 и табл. 1.7 и суммированным схемой 1.2. В такой логической последовательности будет излагаться дальнейший материал.

Классификация построена по структурно-генетическому признаку. Анализ геологического выражения сдвигов позволит придать ей вещественное выражение, а экспериментальный материал даст возможность проследить развитие инфраструктуры в зависимости от условий деформирования и времени течения процесса.

Глава 2

СДВИГИ И СДВИГОВЫЕ СИСТЕМЫ ЛИТОСФЕРЫ

2.1. Общий обзор

Логично начать описание разломов рассматриваемого морфолого-генетического типа с наиболее крупных его представителей, так как именно они играют определяющую роль во многих процессах тектогенеза. В связи с этим в главе обсуждаются характеристики огромных областей сдвижения в литосфере, протягивающихся на многие сотни и первые тысячи километров, внутреннее строение которых характеризуется наличием разломов более мелких иерархических уровней, различного морфолого-генетического типа, стадий развития и степени активизации.

Такие крупные сдвиги изучались А.В. Пейве, В.С. Буртманом, А.И. Суворовым, В.Н. Павлиновым, И.И. Чебаненко, В.С. Вороновым, С.И. Шерманом, В.Г. Трифоновым, П.М. Бондаренко, И.В. Лучишким, А.В. Лукьяновым, Ю.Л. Байстриковым, В.П. Уткиным, Н.И. Николаевым, К.П. Плюсниным, А.А. Никоновым, С.С. Шульцем, В.С. Войтовичем, В.С. Рождественским, С.Г. Самыгиным, Г.В. Уэлманом, Дж. Муди, М. Хиллом, П. Тапшонье, П. Молнаром, Р. Вилькоксом, Д. Силеем, Р. Френдом, Дж. Чаленко, Г. Роном, У. Иалом, К. Стортвардом, А. Сильвестером и многими другими известными геологами-тектонистами.

Сдвиговые системы представляют собой линейно вытянутые деструктивные области, включающие закономерно расположенные, пространственно сближенные генеральные и региональные сдвиги, а также парагенетически связанные с ними другие разломы разной степени активизации и стадий развития. Для систем характерны эшелонированное расположение сдвигов, определенные соотношения параметров, связь с толщиной деформируемого слоя и парагенезис с другими разрывами разного иерархического уровня.

Сдвиговые системы широко проявлены в пределах литосферы Земли, что иллюстрируется схемой (рис. 2.1), составленной нами по литературным материалам с использованием различных тектонических карт. На ней показаны разломы с преимущественно сдвиговым характером смещения крыльев, для которых длина превышает 1000 км и суммарная амплитуда сдвига ~100 км или удовлетворяется одно из этих условий. Дизъюнктивы таких размеров, безусловно, принадлежат к наиболее крупным тектоническим нарушениям планеты, а большинство из них, будучи границами литосферных плит, вероятно, проникают до кровли астеносферы как в океанах, так и на континентах.

В основу легенды схемы систем сдвигов Земли легли три критерия: кинематика движения, степень активности и стадия развития. Два последних критерия требуют дополнительных разъяснений. Степень активности разломов оценивается

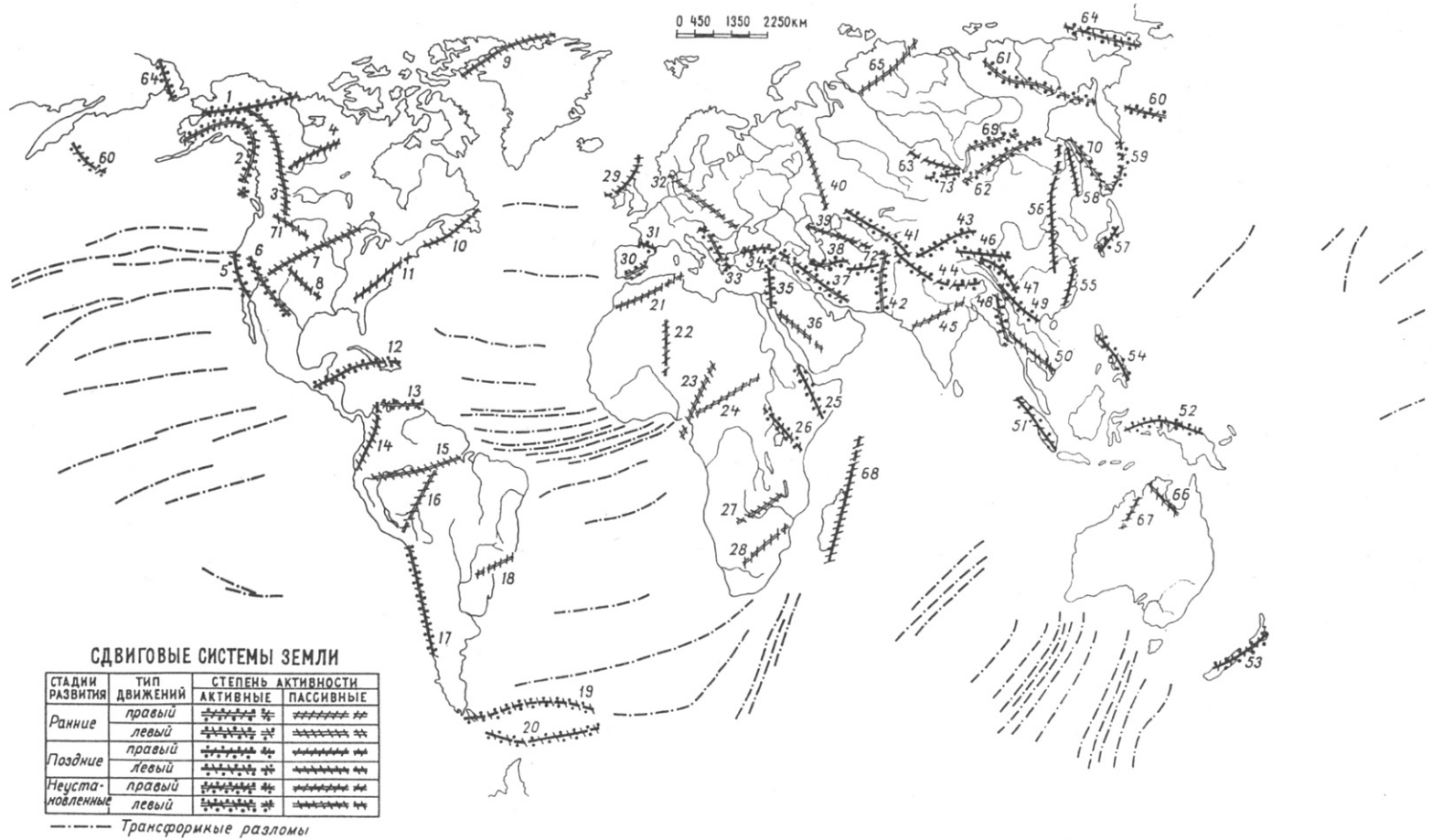


Рис. 2.1. Схема крупных сдвиговых систем литосферы континентов (названия разломных структур приведены в табл. 2.1). Составили С.И. Шерман, К.Ж. Семинский (1988г.).

по-разному в зависимости от целей. Оценка может опираться на магматический контроль, на структурно-геоморфологическую выраженность в рельефе, на приуроченность современной сейсмичности и др. В каждом из перечисленных случаев под активностью понимается конкретный физический процесс. В легенде степень активности оценивается по современной сейсмичности. Пространственная и естественно-генетическая связь сдвигов с сейсмоактивными областями позволяет классифицировать первые как активные. Критерий стадийности развития принят для оценки возраста, точнее – длительности формирования сдвигов. В геологии, как уже отмечалось, принято возраст разрывов считать от времени их заложения. Как правило, оно превышает “чистую” продолжительность сдвигового разрушения, от стадии развития которого зависят инфраструктура и некоторые количественные параметры сдвиговых зон. Критерии выделения стадий развития сдвигов заимствованы из эксперимента (см. гл. 5), и, перенося их на натуру, мы смогли разделить сдвиговые системы и сдвиги на две крупные возрастные группы: ранние и поздние. Из-за отсутствия данных для небольшого количества сдвиговых систем не установлена стадия развития. Ранние стадии отличаются от поздних степенью проработанности инфраструктуры генеральных разломов и перемычек между ними. Если эшелонированные разрывы и небольшие впадины (грабены), образующие инфраструктуру сдвиговых систем, сливаются в практически единый разлом, сдвиговая система переходит в поздние стадии развития. Чаще всего это означает, что она расколола часть или даже всю литосферу, в ней нарушились одни виды связи между параметрами и появились другие. Сдвиговая система вступила в качественно новый этап геологического развития.

На рис. 2.1 хорошо видно, что крупные сдвиговые системы располагаются в областях с различными геодинамическими режимами. В пределах территорий с преобладающими напряжениями сжатия они закономерно сочетаются с надвигами (см. № 41), а в областях с существенными растягивающими нагрузками – образуют динамопары со структурами растяжения (см. № 69, 73). Последнее объясняет их большую распространенность в пределах литосферы Земли по сравнению с разломами других морфолого-генетических типов, для которых в этом плане существуют вполне понятные ограничения.

Что же касается закономерностей распределения крупных сдвиговых зон в пространстве, то для континентов отчетливо проявлена их приуроченность к подвижным областям литосферы. Наиболее показателен в этом отношении Альпийско-Гималайский пояс, вдоль которого вытягивается целая серия сближенных дизъюнктивов, характеризующихся сдвиговыми перемещениями в течение значительных отрезков геологической летописи.

Распределение сдвигов, чаще всего трансформных разломов, в пределах океанов подчиняется иным закономерностям, которые тесно связаны со спредингом и структурно – со срединно-океаническими хребтами. Эта группа разрывов подробно рассмотрена в серии цитированных выше публикаций и из-за слабой пока еще изученности своей инфраструктуры нами детально не рассматривается.

Для наших целей нет необходимости повторять описания крупных сдвигов. Начиная с исследований Дж. Муди и М. Хилла /1960/, они много раз описывались. В табл. 2.1 дана тектонофизическая характеристика сдвиговых систем литосферы.

Таблица 2.1. Тектонофизическая характеристика крупных сдвигов литосферы

Номер на рис. 2.1.	Сдвиг	Генерализованная ориентировка, град	Характер смещения	Возраст горизонтальных движений	Продолжительность горизонтальных движений		Длина	
					млн лет	экспертная оценка	км	экспертная оценка
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Калтанг	50	п	K-P _g	130	+	1300	-
2	Денали		п	P-Q _g	65	-	2000	+
3	Ров Скалистых гор	315	п	J-P _g	188	+	2500	+
4	Ист-Арм	35	л				1200	-
5	Сан-Андреас	310	п	J ₂ -Q	188	+	1700	+
6	Волкер	310	п	J ₂ -Q	213	+	1800	+
7	Колорадо	50	л	Гурон	280	+	2100	+
8	Вичита	300	л	D-P	160	+	1100	-
9	Зона Вегенера	45	л	P	40	-	1100	-
10	Кабот	45	л	D _g P	160	+	1200	-
11	Бревард	50	п	D-T	195	+	1100	-
12	Кайман	80	л	N _g -Q	25	-	2500	+
13	Эль-Пилар и Ока	275	п	K-Q	144	+	1800	+
14	Ромерал	30	п	K	79	-	1300	-
15	Амазонский	75	л	K-N _g	140	+	2000	+
16	Мадейра	40	л				1500	-
17	Атакамский	0	п				1800	+
18	Лансинью	70	п	D-P	160	+	1000	-
19	Сдвиги моря Скотия	275	л	P _g	40	-	2800	+
20		280	л	P _g	40	-	2800	+
21	Атласский	60	п	P-T	73	-	2100	+
22	Хаггар	5	л				1400	-
23	Камерунский	40	п				2000	+
24	фамбан	65	п	K-N _g	140	+	1700	+
25	Мадра	345	л	V	80	-	1600	-
26	Асва	320	л	V	80	-	1500	-
27	Мвембеш	65	л				1500	-
28	Лимпопо	50	п				1000	-
29	Грейт-Глен	35	л	D ₂ -T ₂	156	+	700	-
30	Южно-Испанский	70	л	N _g -Q	25	-	700	-
31	Пиренейский	290	л	D-P	160	+	500	-
32	Линия Торнквиста	320	п	C-T	147	+	1600	-
33	Балкано-Альпийский	330	п				1500	-

КОНТИНЕНТОВ

Толщина литосферы		Параметры горизонтальных движений			Степень зрелости		Комплексный показатель	Источник о структуре развития сдвига
км	экспертная оценка	амплитуда, км	скорость, мм/год	экспертная оценка	стадия развития	экспертная оценка		
10	11	12	13	14	15	16	17	18
110	+	560		+	P	-	3	54, 64, 87
45	-	400	10-40	+	П	+	3	24, 41, 79, 87
100	-	500		+	P	-	3	48, 87
							0	52, 62
80	-	330	10-30	+	П	+	4	10, 24, 32, 87, 89
70	-	120		-	P	-	2	30, 85
50	-				P	-	2	31, 85
80	-	150		-	P	-	1	71, 87
		300		-	P	-	0	53
80	-	100		-	П	+	2	49, 62, 87
80	-	200		-	П	+	2	44, 49, 62, 67, 84
90	-	500	5-20	+	П	+	3	65, 72, 87
110	+	470	6-15	+	P	-	4	39, 45, 69, 75
110	+	100		-	П	+	2	39, 45, 57, 87
160	+		1	-	P	-	3	50, 87
							0	50
100	-	450	10	+	П	+	3	10, 32, 33
50	-				P	-	1	46
					П	+	2	60, 88
					П	+	2	
30	-	160		-	P	-	1	35, 38, 87
					P	-	0	20
					P	-	1	26, 62, 87
125	+	150		-	P	-	3	40
70	-	145		-	П	+	1	8, 37
70	-				П	+	1	8, 37
		150		-	P	-	0	80
		200		-	P	-	0	20
40	-	600		+	П	+	3	24, 77, 78, 87
100	-	250		-	P	-	0	38, 86
		200		-	П	+	2	35, 42
110	+				P	-	2	35, 66, 87, 90
120	+		10	+			2	25, 38, 87

Продолжение табл. 2.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
34	Северо-Анатолийский	275	п	$P_g - Q$	65	-	1300	-
35	Левантский	10	л	$K, N_g - Q$	90	-	1000	-
36	Недж	320	л	$V - \epsilon$	165	+	1400	-
37	Загрос	325	п				1800	+
38	Шахдурский	70	л				1000	-
39	Мангышлакский	290	п	$D - P$	160	+	1300	-
40	Уральский	5	л	$D - P$	160	+	2000	+
41	Таласо-Ферганский	310	п	$P - T$	73	-	1800	+
42	Чаман-Мокур	15	л				1400	-
43	Алтынтагский	75	л				2000	+
44	Каракорумский	325	п	$K - Q$	144	+	1400	-
45	Нармада-Сон	70	п				1300	-
46	Кунь-Луньский	275	л				1100	-
47	Канг-Тинг	315	л				1300	-
48	Дьебен	5	п				1100	-
49	Сдвиг Красной реки	325	л				1000	-
50	Индокитайский	315	л				1000	-
51	Хутанопанский	325	п	$K_2 - Q$	98	-	2000	+
52	Соронг	375	л				2000	+
53	Альпийский	30	п	$J_3 - Q$	163	+	500	-
54	Филиппинский	340	л	$P_g - Q$	65	-	1300	-
55	Лишуй-Хайфонг	40	л	$T - K$	183	+	1600	-
56	Тань-Лу	40	л	$T_3 - K_1$	133	+	3600	+
57	Срединная тектоническая линия Японии	60	п	$K - Q$	144	+	1000	-
58	Сихотэ-Алинский	30	л	K	79	-	1100	-
59	Южно-Курильский	50	л	$P_g - Q$	65	-	1000	-
60	Западно-Алеутский	295	п				1100	-
61	Момская система	320	л	$P_{g_2} - Q$	50	-	1800	+
62	Монголо-Охотский	70	л	$C - T$	147	+	2200	+
63	Главный Саянский	300	п				1200	-
64	Чукотский	325	л				1000	-
65	Малахетский	60	п				1200	-
66	Бульман и Кальверт	315	л				800	-
67	Галс-Крик и Гринвал	20	л				800	-
68	Малагасийский	10	п				2000	+
69	Северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны	75	л	$P_{g_3} - Q$	35	-	600	-
70	Сахалинский	0	п				800	-

10	11	12	13	14	15	16	17	18
100	-	400	20-30	+	Π	+	2	21, 24, 34, 73
140	+	110	5-7	-	Π	+	2	21, 22, 24, 48,70
40	-	300	5	-	P	-	1	29, 59
110	+		1	-			2	21, 24, 25, 38, 87
120	+		10	+			2	21, 24
50	-	100		-	P	-	1	19, 38
45	-	200	5-8	-	Π	+	2	4, 14, 15
100	-	300	10	+	P	-	2	1, 18, 22, 82
100	-		6-8	-	Π	+	1	21, 24, 25, 28, 61
140	+	290		-	Π	+	2	22, 61, 81
					P	-	3	61, 81, 82
120	+		18	+	Π	+	0	43
120	+		10	+	Π	+	3	61, 81
40	-	150		-			3	61, 81
100	-	210	5-10	+	Π	+	0	12, 61, 81
90	-	400		+	P	-	2	22, 56, 61, 81
95	-		15	+	Π	+	0	25
80	-	450	14-25	+	Π	+	3	24, 25, 51
100	-		10	+	Π	+	3	25, 68
							3	55, 58, 63
100	-			+	Π	+	2	10, 23, 24, 32, 36
100	-	300		-	Π	+	2	89
90	-	740	2-10	+	Π	+	4	87, 89
120	+		5-10	+	Π	+	4	10, 22, 24, 74
		200		-	Π	+	1	7, 15, 89
75	-		18	+			1	9, 11
70	-	300		-			0	9, 10, 89
80	-		5	-	P	-	1	5, 9
		100		-	P	-	2	6
120	+	100		-	Π	+	2	2, 15
80	-						0	5
					P	-	0	3, 16
							0	83
							0	83
					Π	+	2	62
90	-	40	10	+	P	-	1	9, 27, 87
120	+		15	+	P	-	2	9, 17, 87

Продолжение табл. 2.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9
71	Осборн и Кларк	305	л	T-N _g	246	+	1000	-
72	Гератский (Герирудский)	85	п				1000	-
73	Тункинский	90	л	P _{g3} -Q	35	-	700	-

Примечания. I: п, л - правый и левый сдвиги; P, П - ранняя и поздняя стадии развития.

Продолжение табл. 2.1

II: Список литературных источников

1. Байстриков Ю.Л. Некоторые вопросы тектоники Казахстана и сопредельных территорий Средней Азии в свете учения о горизонтальных движениях земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1972. - № 1. - С. 73-86.
2. Берзин Н.А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. - М.: Наука, 1967. - 147 с.
3. Боголепов К.В. Типы структурных элементов и эволюция земной коры. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - 296 с.
4. Бойко Я.И. Некоторые особенности сдвиговых деформаций, проявляющихся в зоне Западно-Мугоджарского глубинного разлома // Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 247, № 3. - С. 638-642.
5. Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии / Л.М. Парфенов, Б.М. Козьмин, О.В. Гриненко и др. - Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. - 48 с. - (Препринт).
6. Демин А.Н., Фомин И.Н., Хренов П.М. и др. Кинематика Монголо-Охотского шва // Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. - М., 1982. - С. 54-72.
7. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1972. - 115 с.
8. Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки - раскол континента и зарождение океана. - М.: Наука, 1987. - 208 с.
9. Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. М-б 1:8000000 / Отв. ред. В.Г. Трифонов. - М.; Иркутск, 1986.
10. Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Молодые сдвиги обрамления Тихого океана // Геотектоника. - 1982. - № 2. - С. 3-18.
11. Леглер В.А. Деформация погружающейся литосферной плиты и продольные сдвиги Курило-Камчатской островной дуги // Тектоника литосферных плит. - М., 1976. - С. 103-147.
12. Нгуен Динь Кат. Классификация шовных зон глубинных разломов земной коры // Докл. АН СССР. - 1971. - Т. 200, № 3. - С. 686-689.
13. Пейве А.В. Глубинные разломы // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. - М.: Наука, 1980. - С. 95-122.
14. Плюснин К.П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. - 218 с.
15. Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР // Отв. ред. А.И. Суворов. - М.: Наука, 1977. - 136 с.
16. Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР / Отв. редактор А.И. Суворов. - М.: Наука, 1977. - 143 с.

10	11	12	13	14	15	16	17	18
					P	-	1	76
100	-		10	+	П	+	2	13, 21
100	-		10	+	П	+	2	9, 27

17. Рождественский В.С. Сдвиги Северо-Восточного Сахалина // Геотектоника. - 1975. - № 2. - С. 85-97.
18. Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии // Разломы и горизонтальные движения земной коры. - М., 1963. - С. 173-237.
19. Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. - М.: Недра, 1973. - 214 с.
20. Тектоника Африки / Отв. редактор В.Е. Хаин. - М.: Мир, 1973. - 541 с.
21. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. - М.: Наука, 1983. - 224 с.
22. Трифонов В.Г. Неотектоника и современные тектонические концепции // Геотектоника. - 1987. - № 1. - С. 25-38.
23. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. - М.: Наука, 1980. - 144 с.
24. Уэлман Г.В. Сдвиговые (транскуррентные) системы разрывов // Земная кора и верхняя мантия. - М., 1972. - С. 468-473.
25. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. - М.: Недра, 1984. - 344 с.
26. Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. - Киев: Изд-во АН УССР, 1963. - 154 с.
27. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. - М., 1987. - С. 7-18.
28. Abdullah Sh. The Chaman-Moqur fault // Tectonophysics. - 1979. - V. 52, No. 1-4. - P. 345-346.
29. Agar R.A. The Najd fault system revisited : a two-way strike-slip orogen in the Saudi Arabian Shield // J. Struct. Geol. - 1987. - V. 9, No 1. - P. 273-310.
30. Albers J.P. Belt of sigmoidal bending and right-lateral faulting in the Western Great Basin // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1967. - V. 78. - P. 143-156.
31. Aldrich M.J., Jr., Laughlin A.W. A model for the tectonic development of the southeastern Colorado Plateau boundary // J. Geophys. Res. - 1984. - V. 89, No. B12. - P. 10207-10218.
32. Allen C.R. Circum-Pacific in the Philippines-Taiwan region // J. Geophys. Res. - 1962. - V. 67, No. 12. - P. 4795-4812.
33. Amand S., Allen C.R. Strike-slip faulting in Northern Chile (abstract) // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1960. - V. 71. - P. 1965.
34. Ambraseys N.N. Some characteristic features of the Anatolian fault zone // Tectonophysics. - 1970. - V. 9. - P. 143-165.

35. Artbaud P., Matte Ph. Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a rightlateral shear zone between the Appalachians and the Urals // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1977. - V. 88, No 9. - P. 1305-1320.
36. Barcelona M. The Philippine fault and its tectonic significance // *Mem. Geol. Soc. China.* - 1986. - No. 7. - P. 31-44.
37. Berhe S.M., Rothery D.A. Interactive processing of satellite images for structural and lithological mapping in northeast Africa // *Geol. mag.* - 1986. - V. 123, No. 4. - P. 393-403.
38. Boer J. Paleomagnetic indications of megatectonic movements in the Tethys // *J. Geophys. Res.* - 1965. - V. 70, No. 4. - P. 931-944.
39. Bourgois J., Azema J., Baumgartner P. The geologic history of the Caribbean-Cocos plate boundary with special preference to the Nicoya ophiolite complex (Costa Rica) and D.S.D.P. results (Segs 67 and 84 of Guatemala): a synthesis // *Tectonophysics.* - 1984. - V. 108. - P. 1-32.
40. Browne S.E., Fairhead J.D., Mohamed I.I. Gravity study of the White Nile rift, Sudan, and its regional tectonic setting // *Tectonophysics.* - 1985. - V. 113. - P. 123-137.
41. Claque J.J. The Denali fault system in Southwest Yukon territory - a geological hazard // *Pap. Geol. Surv. Can.* - 1979.- No. 1A. - P. 196-198.
42. Debrosas N.-J., Mediavilla F., Souquet F. La zone de failly transcurrente de Bigorre dans la region de Laurdos et de Bagneres (Pyrenees basco-bearnaizes) // *Bull. Soc. Geol. France.* - 1978. - V. 20, No. 5. - P. 631-638.
43. Dos Bhagwan, Patel N.P. Nature of the Narmada-Son lineament // *J. Geol. Soc. India.* - 1984. - V. 25, No. 5. - P. 267-276.
44. Edelman S.H., Sin A., Hatcher R., Jr. The Brevard zone in South Carolina and adjacent areas: an Alleghanian orogen-scale dextral shear zone reactivated as a thrust fault // *J. Geol.* - 1987. - V. 95, No. 6. - P. 793-806.
45. Feininger T. The Palestina fault, Colombia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1970. - V. 81. - P. 1201-1216.
46. Fiori A.P. A falha da lanoinha no pre-cambriano paranaense: reflexe de uma falha profunda? // *Bol. paran. geocienc.* - 1985. - No. 36. - P. 3-14.
47. Gabrielse H. Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in North-Central British Columbia // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1985. - V. 96, No. 1. - P. 1-14.
48. Garfunkel Z., Zak I., Freund R. Active faulting in the Dead Sea Rift // *Tectonophysics.* - 1981. - V. 80. - P. 1-26.
49. Gate A.E., Simpson G., Glover L. Appalachian carboniferous dextral strike-slip faults: an example from Brookneal, Virginia // *Tectonics.* - 1986. - V. 5, No. 1. - P. 119-133.

Продолжение табл. 2.1

50. Grabert H. The Amason shearing system // *Tectonophysics.* - 1983. - V. 95. - P. 329-336.
51. Haile N.S. Paleomagnetic evidence for rotation and northward drift of Sumatra // *J. Geol. Soc. London.* - 1979. - V. 136. - P. 541-545.
52. Hoffman P.F. Continental transform tectonics: Great Slave Lake shear zone (ca. 1.9 Ga), Northwest Canada // *Geology.* - 1987. - V. 15, No. 9. - P. 785-788.
53. Hugon H. Ellesmere-Greenland fold belt: structural evidence for left-lateral shearing // *Tectonophysics.* - 1983. - V. 100, No. 1. - P. 215-225.
54. Jones P.B. Evidence from Canada and Alaska on plate tectonic evolution of the Arctic Ocean Basin // *Nature.* - 1980. - V. 285. - P. 215-217.
55. Kamp P.J.J. The mid-Cenozoic Challenger rift system of western New Zealand and its implication for the age of Alpine fault inception // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1986. - V. 97, No. 3. - P. 255-281.
56. Katz D. North-western lineaments of Vietnam and the opening of the South China Sea // *First Conf. Geol. Indochina, Ho Shi Minh City.* - 1986. - Proc. V. 1. - P. 389-396.
57. Ladd J.W. Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1976. - V. 87. - P. 969-976.
58. Lensen G.J. Active faults and major earthquakes in New Zealand // *New Zealand J. Geol. and Geophys.* - 1965. - V. 8, No. 6. - P. 900-901.
59. McMahon M.J. Tectonics of the Najd transcurrent fault system, Saudi Arabia // *J. Geol. Soc.* - 1979. - V. 136, No. 4. - P. 441-454.
60. Meneilly A.W., Storey B.C. Ductile thrusting within subduction complex rocks on Signy Island, south Orkney Islads // *J. Stuct. Geol.* - 1986. - V. 8, No. 314. - P. 457-472.
61. Molnar P., Tapponier P. Active tectonics of Tibet // *J. Geophys. Res.* - 1978. - V. 83. - P. 5361-5374.
62. Moody J.D. Crustal shear patterns and orogenesis // *Tectonophysics.* - 1966. - V. 3. - P. 479-522.
63. Norris R.J., Carter R.M. Fault-founded blocks and their role in localizing sedimentation and deformation adjacent to the Alpine fault, Southern New Zealand // *Tectonophysics.* - 1982. - V. 87, No. 1-4. - P. 11-23.
64. Patton W.W., Jr., TAILLEUR I.L. Evidence in the Bering Strait region for differential movement between North America and Eurasia // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1977. - V. 88. - P. 1298-1304.
65. Porfit M.R., Heezen B.C. The geology and evolution of the Cayman Trench // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1978. - V. 89. - P. 1155-1174.
66. Pozaryski W., Brochwics-Lewinski W., Toniczyk H. O heté-rochronicznosci linii Toisseyre'a - Tornquista // *Prz. Geol.* - 1982. - V. 30, No. 11. - P. 569-574.
67. Reed J.C., Bryant B. Evidence for strike-slip faulting along

- the Brevard zone in north Carolina // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1964. - V. 75, No. 12. - P. 1177-1196.
68. Robinson G.P., Ratman N. The stratigraphic and tectonic development of the Manokwari area, Irian Jaya // BMR J. Austral. Geol. and Geophys. - 1978. - V. 3. - P. 19-24.
69. Rod E. Strike-slip faults of Northern Venezuela // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. - 1956. - V. 40. - P. 457-476.
70. Ron H., Eisal Y. Interplate deformation by block rotation and mesostructures along the Dead Sea transform, northern Israel // Tectonics. - 1985. - V. 4, No. 1 - P. 85-105.
71. Roy T.B. Left-lateral intraplate deformation along the ancestral Rocky Mountains: implications for late Paleozoic plate motions // Tectonophysics. - 1986. - V. 132, No. 1-3. - P. 195-214.
72. Schwartz D.P., Cluff L.S., Donnelly T.W. Quaternary faulting along the Caribbean - North American plate boundary in Central America // Tectonophysics. - 1979. - V. 52. - P. 431-445.
73. Sengör A.M.C. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance // J. Geol. Soc. - 1979. - V. 136, No. 3. - P. 269-282.
74. Shimazaki K. Intraplate seismicity gap along the Median Tectonic Line and oblique plate convergence in Southern Japan // Tectonophysics. - 1976. - V. 31. - P. 139-156.
75. Schubert C. Are the Venezuelan fault systems part of the Southern Caribbean plate boundary? // Geol. Rdsch. - 1981. - V. 70, No. 2. - P. 542-551.
76. Smith J.G. Fundamental transcurrent faulting in northern Rocky Mountains // Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol. - 1965. - V. 49, No. 9. - P. 1398-1409.
77. Storetvedt K.M. A possible large-scale sinistral displacement along the Great Glen fault in Scotland // Geol. Mag. - 1974. - V. 111, No. 1. - P. 23-30.
78. Storetvedt K.M. Major late Caledonian and Hercynian shear movements on the Great Glen fault // Tectonophysics. - 1987. - V. 143. - P. 253-267.
79. Stout J.H., Chase C.G. Plate kinematics of the Denali fault system // Can. J. Earth Sci. - 1980. - V. 17, No. 11. - P. 1527-1537.
80. Swardt A.M.J., Garrard P., Simpson J.G. Major zones transcurrent dislocation and superposition of orogenic belts in part of Central Africa // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1965. - V. 76. - P. 97-110.
81. Tapponier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of China // J. Geophys. Res. - 1977. - V. 82. - P. 2905-2930.
82. Tapponier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of Tien Shan, Mongolia and Baikal region // J. Geophys. Res. - 1979. - V. 84, No. B7. - P. 3425-3459.
83. Tectonic map of Australia and New Guinea (1 : 5 000 000) //

- Geol. Soc. Australia. - Sydney, 1971.
84. Vauches A. Brevard fault zone, Southern Appalachians : a medium-angle dextral Alleghanian shear zone // *Geology*. - 1987. - V. 15, No. 7. - P. 669-672.
 85. Warner S.A. The Colorado lineament : a middle Precambrian wrench fault system // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1978. - V. 89, No. 2. - P. 161-171.
 86. Weijermars R. The Palomares brittle-ductile shear zone of Southern Spain // *J. Struct. Geol.* - 1987. - V. 9, No. 2.- P. 139-157.
 87. Wezel F.-C. Earth structural pattern and rhythmic tectonism // *Tectonophysics*. - 1988. - V. 146, No. 1-4. - P. 1-45.
 88. Witm J. The evolution of the Scotia arc as a key to the reconstruction of Southwestern Gondwanaland // *Tectonophysics*. - 1977. - V. 37. - P. 53-81.
 89. Xi Jiawei, Zhu Guang, Tong Weizing et al. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system : a major shear system to the north-west of the Pacific Ocean // *Tectonophysics*. - 1987. - V. 134. - P. 273-310.
 90. Znosko J., Guterch A. Tiefenbau und Tektonik der Teisseyre-Tornquist Zone // *Z. angew. Geol.* - 1987. - Bd 33, N 8. - S. 213-218.

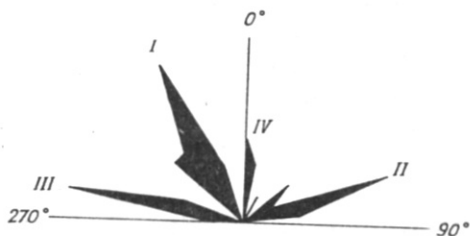
2.2. Тектонофизическая характеристика

Для выяснения закономерностей ориентации крупных сдвигов континентов в пространстве была построена роза-диаграмма азимутов их простираний (рис. 2.2). В связи с тем, что определение данного параметра для древних разломов представляет известную трудность, при анализе использовались только активные в настоящее время сдвиговые дизъюнктивы. На представленной диаграмме они группируются в четыре главные системы со следующими азимутами простирания: I - 330° , II - 70° , III - 280° и IV - 360° .

Заметим, что по небольшому количеству направлений роза-диаграмма простираний активных сдвиговых систем отличается от многолучевой диаграммы Дж. Муди и М. Хилла /1960/. Вместе с тем выделенное направление I совпадает с Сан-Андреасским, II - с Бартлеттским, III - с Ока и IV - с Грейт-Гленским (с небольшим отклонением) направлениями скальвания.

Объяснение закономерностей пространственной ориентации разломов принято искать в механизме их образования, причем камнем преткновения здесь является происхождение сил, приводящих к формированию сетки разрывных нарушений. В этом плане существуют два полярных по своей сути представления. В первом случае первенство отдается внешним силам, связанным с поведением Земли как планеты Солнечной системы. Для прямо противоположных представлений характерно признание главенствующей роли внутренних (эндогенных) сил, возникновение которых обусловлено эволюцией вещества внутри Земли.

Рис. 2.2. Роза-диаграмма азимутов простирания крупных континентальных сдвигов, активных в настоящее время (I, II, III, IV - главные направления систем).



Распределение крупных активных сдвигов Земли по направлениям, показанное на рис. 2.2, скорее свидетельствует в пользу представлений, относящихся ко второй из описанных выше групп. Действительно, разрывы хотя и образуют четыре совокупности, как этого требуют представления в рамках ротационной гипотезы, их ориентировка не соответствует направлениям, возникающим при меридиональном сжатии в результате вращения Земли. Кроме того, все четыре совокупности разломов в одинаковой степени представлены сдвигами как с правыми, так и с левыми смещениями.

Таким образом, приуроченность сдвигов к подвижным поясам Земли, а также анализ их ориентировок в пространстве свидетельствуют об эндогенной причине формирования этих крупнейших дизъюнктивных структур. Однако влияние внешних сил полностью нами не отрицается. Их роль сводится к увеличению или уменьшению напряжений, возникших в том или ином регионе в результате активизации каких-либо внутренних сил.

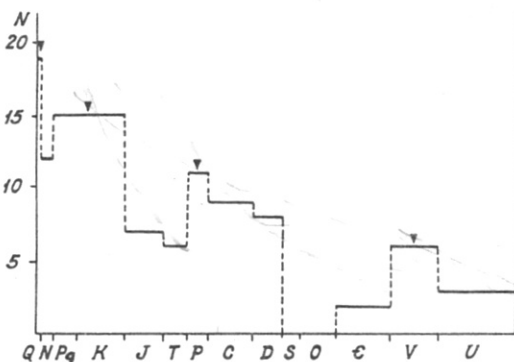
Рассмотрев закономерности пространственного распределения крупных сдвигов в пределах литосферы, нельзя не остановиться на временном аспекте проблемы. Разломы описываемого иерархического уровня имеют чрезвычайно длительную историю развития, которая охватывает целые геологические периоды продолжительностью в многие миллионы лет. В течение этого времени план деформаций менялся, а движения по разломам носили различный, иногда противоположно направленный, характер. Однако для рассматриваемых дизъюнктивов роль сдвиговых перемещений в формировании инфраструктуры была определяющей. Поэтому для них в качестве временной характеристики обычно используется продолжительность периода проявления сдвиговых движений определенного знака.

Отметим, что и в это относительно короткое по сравнению с продолжительностью существования разлома время сдвиговые движения реализовались неравномерно: активные перемещения чередовались с периодами относительного покоя. Следовательно, наиболее точной временной характеристикой сдвиговых перемещений в зонах крупных разломов следует считать суммарную продолжительность периодов активного деформирования. Однако современное состояние изученности конкретных дизъюнктивов не позволяет нам получить информацию о данном параметре для большинства сдвигов. Поэтому в описанных ниже построениях в качестве временной характеристики используется оцененная по литературным материалам для различных природных разломов общая продолжительность проявления сдвиговых движений в их пределах.

Если рассмотреть возраст сдвиговых перемещений по разломам континентов, показанным на рис. 2.1, то становится очевидным, что в целом они были активны в самые разные геологические эпохи начиная от архея и кончая современностью. Однако график, построенный для рассматриваемых дизъюнктивов (рис. 2.3), позволяет нам выявить некоторые закономерности проявления сдвиговых движений в истории Земли. По оси абсцисс представлены геохронологические периоды, а по оси ординат – количество сдвиговых дизъюнктивов, активных в течение того или иного периода. Отчетливо видна неравномерность распределения, которая свидетельствует о существовании периодов активности сдвиговых движений. Всего за рассматриваемый временной интервал их было четыре*: венд; девон–пермь; мел–палеоген; четвертичный период. Характерно, что выявленные временные интервалы совпадают с известными эпо-

* В ранней истории Земли фиксируется позднеархейский – раннепротерозойский период активизации, с которым связано заложение большинства зон смятия.

Рис. 2.3. График, показывающий количество сдвиговых систем Земли, активных в тот или иной период геологической шкалы.



хами активизации тектонических движений в истории Земли /Кузьменко, 1980/, отражающими определенные преобразования в ходе глобальных эндогенных процессов. Это служит дополнительным подтверждением вывода об определяющем значении внутренних сил в формировании сети

крупных разломов, причем дальнейший анализ рассматриваемого рисунка позволяет охарактеризовать изменение их активности во времени.

Так, общий наклон графика свидетельствует об увеличении количества крупных активных сдвигов в ходе геологической истории. Кроме того, "всплески" активности сдвиговых движений по мере приближения к четвертичному периоду становятся все более частыми. Следовательно, если пренебречь диспропорцией в изученности древних и молодых сдвигов, то проведенный анализ косвенно свидетельствует о том, что эволюция эндогенных источников тектогенеза происходит с сохранением общей тенденции активизации сдвиговых движений и, следовательно, поля напряжений сдвигового типа.

Следующим вопросом, на котором необходимо остановиться в связи с описанием крупных сдвигов литосферы, является характеристика их параметров. Оценка значений таких обычных для разломов любых масштабных уровней количественных характеристик, как длина, ширина зоны влияния, глубина проникновения, амплитуда смещения, имеет некоторые особенности для сдвиговых систем. Это требует более детального рассмотрения сущности перечисленных выше параметров разломов данного иерархического уровня.

Длина разлома — параметр, который, видимо, наиболее часто применяется в геологических исследованиях, посвященных описанию дизъюнктивных структур. Однако он не перестает быть одним из самых трудных для определения количественных характеристик разрывного нарушения, что главным образом связано с неоднозначностью решения вопроса об окончаниях разлома в природных условиях. Для крупных сдвиговых систем данная проблема стоит еще более остро.

В связи с этим при определении длин рассматриваемых континентальных сдвигов были использованы литературные источники и геологические карты.

Полученные оценки длины семидесяти трех крупных сдвигов литосферы континентов приведены в табл. 2.1, которая содержит также сведения о продолжительности периода проявления сдвиговых движений в их пределах и о значениях параметров, рассматриваемых ниже. Таблица свидетельствует о широких вариациях длин разломов. Так, протяженность Альпийского сдвига в пределах островов Новой Зеландии составляет всего 500 км, а сдвига Тянь-Лу в Восточном Китае — около 3600 км.

На рис. 2.4, где показано распределение сдвигов по длинам, упомянутые выше разломы занимают крайние положения. В целом же на фоне известной для подобных построений общей тенденции уменьшения количества разломов с увеличением их протяженности на графике наблюдается несколько хорошо выраженных максимумов, что позволяет сгруппировать крупные сдвиговые системы континентов в четыре ранга длин, два первых из которых надежно статистически обеспечены.

венно, что в этом случае значение рассматриваемого параметра будет сильно занижено.

В качестве примера приведем несколько оценок ширины зоны влияния крупных сдвигов континентов, которые кажутся нам истинными: Главный Саянский – 130 км; Нежд – 300 км; зона Вегенера – 200–300 км. Интересна в этом отношении крупнейшая область сдвижения в Восточном Китае, названная Тань-Лу в соответствии с главной сдвиговой зоной в ее пределах, параметры которой приведены в табл. 2.1. Общая ширина этой области, согласно исследованиям китайских геологов, составляет 800–1000 км. Кроме собственно сдвига Тань-Лу в нее входят Сихотэ-Алинская сдвиговая зона и разлом Лишуй-Хайфонг (см. рис. 2.1). Ширина зоны влияния этих дизъюнктивов по величине сравнима с аналогичной количественной характеристикой, соответствующей, например, такому широко известному сдвигу, как Сан-Андреас.

Приведенный пример иллюстрирует сложность определения рассматриваемого параметра для природных дизъюнктивов, а также иерархическую соподчиненность сдвигов, относящихся к различным рангам длин. При этом составными элементами крупнейших разломных зон являются дизъюнктивы более высокого ранга, зоны влияния которых, в свою очередь, состоят из еще более мелких тектонических нарушений, и так – вплоть до разрывов самых высоких порядков.

Описанная иерархическая соподчиненность дизъюнктивов создает трудность в определении такого часто используемого в разломной тектонике параметра, как амплитуда смещения. Действительно, оценивая значение данной количественной характеристики разломной зоны, геологи часто имеют в виду только наиболее крупный из составляющих ее дизъюнктивов. В приведенном выше примере такой величиной может быть 740 км смещения по сдвигу Тань-Лу, хотя общая амплитуда смещения по одноименной системе оценивается китайскими исследователями в 1000–1500 км. Аналогичным примером является крупнейшая сдвиговая система Денали на западной Аляске и составляющие ее крупные сдвиги: Денали, Фейрвези, Фейруэлл и др.

Таким образом, за истинную амплитуду смещения по крупному сдвигу следует принять расстояние между идентичными комплексами горных пород, находящимися на противоположных краях зоны влияния. Именно эта величина принималась во внимание при работе с литературными материалами. Из табл. 2.1 видно, что наибольшие значения истинных амплитуд смещений характерны для таких сдвигов, как Тань-Лу, Грейт-Глен, Калтанг, Ров Скалистых гор и Кайман.

Суммарная амплитуда смещений накапливается за счет всех генеральных и других разрывов сдвигового типа, образующих сдвиговую систему в данном сечении. Смещения по отдельным сдвигам не всегда идентичны. Отсюда суммарная амплитуда смещения по отдельным сечениям сдвиговой системы может быть не одинаковой (природа явления более подробно обсуждена в гл. 5).

После подробной характеристики основных параметров сдвиговых систем рассматриваемого иерархического уровня следует остановиться на описании взаимоотношений между ними. Корреляциям параметров разломов уделено в отечественной и зарубежной литературе значительное место. Однако они, как правило, касаются более мелких тектонических нарушений по сравнению с рассматриваемыми здесь крупными дизъюнктивами. Некоторые из таких зависимостей для сдвигов далее будут описаны подробно. Здесь необходимо лишь отметить, что в целом для разрывных структур более низких рангов характерно существование устойчивых связей между отдельными параметрами. В наиболее полном объеме эти зависимости представлены в монографии С.И. Шермана /1977/, где приведена их генерализация для условий разрывообразования в земной коре в целом.

1. Разломы редко существуют как "чистые" сбросы, сдвиги и т.д.; часто мы имеем комбинацию знаков смещения, в связи с чем следует определить, с какой из амплитуд сопоставлять длину разломов.

2. В течение длительной истории развития направление смещения вдоль разлома может изменяться. Следовательно, амплитуда смещения, особенно у крупных разломов, есть результат суммарного движения за несколько тектонических этапов, во время которых вероятны подвижки противоположного знака, занижившие ее абсолютное значение по отношению к зоне разлома. Одним из путей решения проблемы является использование для расчетов локальных разрывов, повторность движений по которым наименее вероятна.

М.В. Рац /1965; Рац, Чернышев, 1970/ исследовал соотношение амплитуды (a) и длины сдвигов (L) и получил зависимость

$$a = 0,013 L^{1,2}.$$

Сопоставление эмпирических уравнений, полученных при изучении разрывов различной длины и в районах с разной историей тектонического развития, показывает идентичность линий регрессий. Общий характер связи между длиной разломов и амплитудой смещения может быть выражен уравнением /Шерман, 1977/

$$a = kL^b,$$

где коэффициенты k и b колеблются в пределах 0,01–0,05 и 0,8–1,2 соответственно. Подобную зависимость величины сейсмической подвижки от длины разрыва приводит Г. Реналли /Ranalli, 1977/.

Исследования, проведенные В.А. Саньковым /1989/, показывают, что и горизонтальные, и вертикальные амплитуды тесно связаны с длиной разрывных нарушений. Горизонтальные амплитуды смещения по крупным сдвигам нарастают интенсивнее, чем вертикальные по сбросам и взбросам. Известные значения вертикальных амплитуд достигают 10–11 км. По-видимому, это связано с тем, что вертикальные движения являются антиизостатическими, и такие амплитуды вертикальных смещений являются максимально возможными за 1–2 тектонических цикла. В то же время горизонтальные амплитуды смещения вдоль сдвигов энергетически более выгодны, поэтому могут достигать величин, сравнимых с длиной разрывов.

Анализ параметров разрывов с длиной более 70–100 км показывает устойчивую тенденцию к возрастанию амплитуд по отношению к протяженности разломов. Если для трещин и разрывных нарушений с длиной до 20–30 км амплитуда составляет в среднем 2–4 % по отношению к длине, то для крупных разломов, особенно для сдвигов, это значение достигает 4–8 и даже 25 %. Так, Главный Саянский разлом при общей длине около 1000 км имеет амплитуду горизонтального перемещения крыльев 40–80 км /Моисеенко, 1969/. По приведенным в монографии Ю.М. Пуцаровского /1972/ данным по Сихотэ-Алинскому ($L = 500$ км, $a = 120$ – 140 км) и Фудзино-Иманскому ($L = 200$ – 400 км, $a = 40$ км) разломам амплитуды составляют 10–25 % длины. Увеличение значений отношения a/L для крупных сдвиговых зон по сравнению с мелкими разрывами объясняется возрастанием роли пластической составляющей в процессе движения по генеральным и глобальным разломам /Ружич, Шерман, 1978/. Очевидно, решающее влияние на характер разрывообразования в литосфере оказывает скорость деформирования. Как показано В.В. Ружичем и С.И. Шерманом /1978/, при быстрых воздействиях тектонических усилий, что соответствует условиям протекания сейсмических событий, в основном проявляются упругие свойства горных пород. В результате имеет

место преимущественно хрупкое их разрушение с соответствующим малым значением отношения a/L . Медленное нагружение и накопление напряжений в горных массивах способствует проявлению процессов пластического и квазипластического течения (крипа) при уменьшении вклада в разрывообразование хрупкого разрушения. Это выражается в относительном возрастании амплитуд по отношению к длине разрывов /Ружич, Шерман, 1978/.

Однако последний вывод значим в основном для разломов конечной длины, амплитуда смещения по которым возрастает от концов к середине разрыва. Известны сдвиги, амплитуда смещения вдоль которых постоянна на всем протяжении дизъюнктива, — это выделенные впервые Д. Уилсоном /Wilson, 1965/ трансформные разломы. В концепции тектоники плит трансформные разломы относят к типу консервативных границ плит: по ним происходит относительное горизонтальное перемещение соседних литосферных плит. Природа межплитных разломов предопределяет взаимонезависимость их геометрических параметров /Саньков, 1989/. В этом случае тело литосферы нарушено разломом на всю мощность, а также на всю длину (межплитные границы образуют замкнутый контур), и по этому разлому происходит относительное смещение двух несвязанных между собой блоков. Известные значения амплитуды смещения вдоль трансформных разломов достигают 50 % длины этих структур. Так, для разлома Мендосино амплитуда сдвига, судя по магнитным аномалиям, достигает 1400 км при длине его немногим более 3 тыс. км /Океанология, 1979/, для разлома Сан-Андреас — $a \approx 500$ км при $L = 1000$ км.

Заканчивая обсуждение зависимости между длиной и амплитудой смещения в сдвиговых зонах, отметим следующее.

Главным выводом, несомненно, является установление парных корреляционных связей между длиной и амплитудой смещения для сдвигов почти всех рангов. Такая зависимость хорошо описывается степенной функцией.

Соотношение амплитуды смещения и длины сдвига меняется с повышением роли пластической составляющей в сторону относительного увеличения первой.

На отношение a/L существенное влияние могут оказывать геотектонические условия образования разлома, а также степень унаследованности развития разрывных структур.

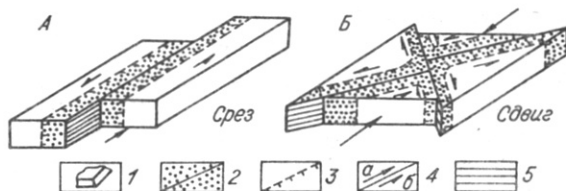
Что же касается крупных сдвиговых зон, то попытки установить зависимость между их количественными характеристиками не привели к положительному результату. Для параметров, данных в табл. 2.1, не удалось получить значимых связей друг с другом. Причины установленного явления, видимо, следует искать в различии механизмов формирования сдвигов разного иерархического уровня.

Выше было показано, что сдвиговые зоны могут образовываться при двух способах приложения нагрузки к деформируемому объему: при сжатии (или растяжении), когда в природных условиях развивается одна из двух сопряженных систем разрывов, и при срезе, когда силы действуют на объект снизу (рис. 2.6). В обоих случаях происходит деформация в условиях простого сдвига. Этим объясняются многие черты сходства формирования обоих типов сдвиговых зон и главным образом качественной картины эволюции разрывных структур в их пределах.

Если рассмотреть, в каких условиях возможна реализация разных механизмов сдвигообразования, то становится очевидным, что деформация по типу среза скорее характерна для межплитных разломов, а условия сжатия — для внутриплитных дизъюнктивов. Источник сил для деформирования в первом случае находится в литосфере, а во втором, как правило, располагается вне ее пределов /Sylvester, 1988; Космическая информация..., 1983/. Следовательно—

Рис. 2.6. Принципиальные механизмы формирования сдвиговых разломных зон.

1 - деформируемый объем; 2 - зона влияния сдвига; 3 - границы зоны влияния; 4 - направления действия нагрузки (а) и движения крыльев сдвига (б); 5 - плоскость сместителя.



но, крупные разломы литосферы являются срезами по механизму формирования в отличие от более мелких сдвигов, образующихся при сжатии или растяжении коры.

Специфика образования сдвиговых зон различных масштабных уровней позволяет понять характер взаимоотношений между отдельными их параметрами, так как, согласно исследованиям В.А. Санькова /1989/, для внутриплитных разломов связи между количественными характеристиками имеют место, а для межплитных - нет. Действительно, для сравнительно небольших сдвигов, развивающихся от свободной поверхности в результате сжатия в пределах отдельных объемов внутри литосферы, характерно существование взаимозависимости всех размеров. Под действием нагрузки разлом разрастается в горизонтальном и вертикальном направлениях, закономерно увеличиваются ширина зоны его влияния и амплитуда смещения крыльев, т.е. разрывное нарушение имеет известную самостоятельность в развитии.

В противоположность этому значения параметров крупных сдвигов во многом определяются граничными условиями, существующими под литосферой. Протяженность разлома в горизонтальном направлении равна длине линейного участка (неоднородности), в пределах которого действуют срезовые усилия. Поперечные размеры этой неоднородности, а также толщина литосферного слоя определяют ширину формирующейся сдвиговой зоны. Что же касается глубины ее проникновения, то в условиях роста разлома снизу данный параметр целиком контролируется вертикальными размерами слоя литосферы. В этих условиях амплитуда смещения по сдвиговой зоне не связана с ее масштабными характеристиками, как это свойственно более мелким разломам, а определяется только временем действия нагрузки и скоростью деформирования.

Нужно отметить, что последние два параметра представляют собой такие характеристики напряженно-деформированного состояния, которые влияют на размеры образующейся дислокации любого масштабного уровня. К аналогичным параметрам также можно отнести показатели физико-механических свойств среды, характера нагружения (динамическое или статическое), свойств массовых сил, специфики геодинамического режима рассматриваемой территории. Все это для внутриплитных сдвигов определяет пропорции между их параметрами в каждом конкретном случае, а для более крупных разломов - величины отдельных количественных характеристик.

Таким образом, проведенный анализ показал, что нет смысла искать зависимость между параметрами крупных сдвиговых зон. В то же время они несут в себе информацию о подлитосферном источнике напряжений, его размерах и активности. Следовательно, изучая параметры крупных сдвигов, мы получаем возможность, пусть косвенно, исследовать те процессы, которые приводят к формированию глобальных структур литосферы. Попробуем с этой целью проанализировать количественные характеристики крупных сдвигов, приобретающие в свете описанных представлений вполне определенный геодинамический смысл.

Кроме описанных выше параметров в табл. 2.1 содержится еще одна характеристика крупных сдвиговых зон — оценка стадии их развития. Этот параметр в отличие от предыдущих дает представление о состоянии внутренней структуры зоны разлома, степени ее зрелости. Ценность данной характеристики состоит в том, что она как бы является итогом взаимодействия внешних (действующие силы) и внутренних (состояние деформируемого объема) факторов в пределах наблюдаемой территории.

Исследования показали, что по описываемому признаку крупные сдвиговые зоны могут быть разделены на две большие группы: разломы ранних и поздних стадий развития. Объективность и правомерность такой классификации показаны в последующих главах. Здесь необходимо лишь отметить, что сдвиги ранних стадий развития представляют собой широкие зоны повышенной концентрации сравнительно коротких разрывных нарушений в литосфере, располагающихся кулисообразно под острым углом к общему простиранию дизъюнктива (см. рис. 5.35). В отличие от них сдвиговые зоны поздних стадий формирования представлены протяженными разломами с большими амплитудами горизонтальных перемещений, которые в местах сочленения друг с другом образуют широкие участки повышенной раздробленности разрывными структурами (см. рис. 5.36).

Изучение внутреннего строения сдвиговых зон разной степени зрелости позволило добавить в табл. 2.1 пятую характеристику объекта исследования. Отметим, что таких параметров могло быть и больше, что, без сомнения, сделало бы дальнейший анализ более строгим. Однако если у нас есть дополнительные характеристики для современных дизъюнктивов, то для древних сдвиговых зон равноценной информации явно недостаточно. Поэтому представленные в табл. 2.1 показатели, выраженные в качественной и количественной формах, стали исходным фактическим материалом для дальнейших построений.

Как уже отмечалось, попытка установить корреляционные связи между количественными характеристиками крупных сдвигов не дала желаемых результатов. Следовательно, таких связей либо вовсе не существует, либо они настолько сложны и неоднозначны (например, зависимость длины сдвига и толщины литосферы), что статистические материалы не позволяют их обнаружить. Это дает возможность в качестве метода совместного исследования характеристик крупных сдвигов применить способ экспертных оценок, который подразумевает независимость используемых при анализе показателей.

Названный метод использовался нами в наиболее простой форме, когда все характеристики делились на аномальные (+) и нормальные (-). При этом в основу был заложен "энергетический" принцип, что наиболее важно при изучении любых природных процессов. Так, аномальными считались те значения характеристики, появление которых у объекта требовало наибольших энергетических затрат.

В связи с этим для длины сдвига, амплитуды смещения, толщины литосферы аномальными считались большие значения параметров. То же справедливо и для времени проявления сдвиговых движений, так как увеличение его значений свидетельствует о длительном существовании источника сдвиговых перемещений, активность которого проявлялась неоднократно.

Для выявления границ, отделяющих аномальные и нормальные значения рассматриваемых количественных параметров, использовались распределения данных величин. При этом аномальными считались длины > 1600 км, амплитуды смещения > 350 км, толщины литосферы > 100 км и время > 120 млн лет, т.е. значения, следующие сразу после первого (обычно главного) максимума в распределениях (рис. 2.7, а также см. рис. 2.4, 2.5). Ввиду недо-

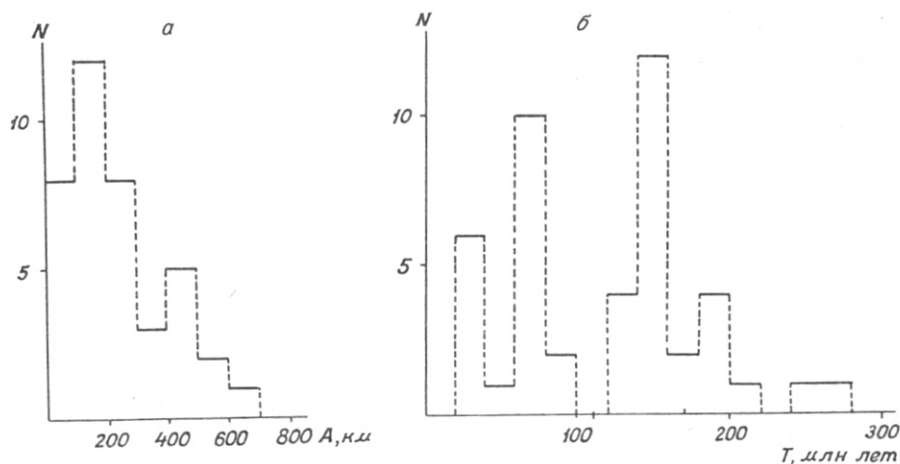


Рис. 2.7. Гистограммы: а – амплитуд смещения (А), б – продолжительности периодов проявления горизонтальных движений (Т) по сдвиговым системам Земли.

статка информации об амплитуде смещения для некоторых сдвигов в качестве классификационного параметра использовалась скорость перемещений, так как было установлено, что разрывам с аномальными значениями амплитуды свойственны скорости движений, большие или равные 10 мм/год (см. табл. 2.1). Что же касается последней из характеристик сдвиговых зон, приведенных в табл. 2.1, то по этому признаку к аномальным относились разломы поздних стадий развития, формирование которых потребовало относительно больших энергетических затрат.

Полный набор признаков удалось оценить не для всех рассматриваемых сдвигов. В случае недостатка информации о каком-либо показателе значение последнего считалось нормальным для данного дизъюнктива, что, видимо, больше соответствует действительности, чем противоположная оценка. Так, возникли группы сдвигов, для которых описанным выше образом были охарактеризованы один, два или три признака. Такая операция, естественно, снижает степень доверия к полученным при анализе результатам. Поэтому данные по разломам с двумя и тремя недостающими признаками при интерпретации использовались как вспомогательные.

В результате проведенной работы отдельные характеристики крупных сдвиговых зон литосферы были разделены на две группы с аномальными и нормальными значениями, которые на качественном уровне дают представление об энергетических затратах на процесс сдвигообразования (см. табл. 2.1). Далее для каждого сдвига подсчитывалось количество аномальных значений признаков, т.е. получен комплексный показатель по всем пяти характеристикам. В связи с тем, что в отдельные признаки был заложен "энергетический смысл", полученный общий параметр является скрытым энергетическим показателем процесса сдвигообразования в пределах того региона, где происходит формирование крупного дизъюнктива.

Затем все крупные сдвиговые зоны континентов, охарактеризованные в табл. 2.1, были разделены на пять классов в соответствии со значениями полученного комплексного показателя (табл. 2.2). Результаты классификации дают новый материал для анализа процесса сдвигообразования в литосфере,

Таблица 2.2. Классификация крупных сдвигов литосферы континентов по значениям комплексного показателя (K)

Классы разломов и соответствующее им значение K	Разломы, для которых количество охарактеризованных признаков равно			
	пяти	четырем	трем	двум
1	2	3	4	5
I (K=4)	Сан-Андреас Эль-Пилар и Ока Тань-Лу Срединная линия Японии			
II (K=3)	Калтанг Денали Ров Скалистых гор Кайман Амазонский Фамбан Грейт-Глен Каракорумский Хутанопанский Альпийский	Атакамский Кунь-Луньский Канг-Тинг Соронг		
III (K=2)	Волкер Кабот Бревард Ромерал Северо-Анатolianский Левантский Таласо-Ферганский Филиппинский Лишуй-Хайфонг Тункинский Уральский	Колорадо Пиренейский Линия Торнквиста Алтынтагский Сдвиг Красной реки Монголо-Охотский Главный Саянский Сахалинский Гератский (Герирудский)	Сдвиги моря Скотия Балкано-Альпийский Загрос Шахдурский	Малагасийский
IV (K=1)	Вичита Атласский Мадра Недж Момская система Северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны	Лансинью Асва Чаман-Мокур Сихотэ-Алинский Южно-Курильский	Осборн и Кларк	Камерунский Мангышлакский

Окончание табл. 2.2

1	2	3	4	5
V (K=0)	Южно-Испанский	Зона Вегенера	Мвембешу Лимпопо Дьебен Западно-Алеут- ский	Хаггар Нармада-Сон Индокитайский Малахетский

хотя и вызывают множество вопросов. Попробуем дать интерпретацию наиболее устойчивых закономерностей, выявленных при рассмотрении сдвиговых зон с одинаковыми значениями комплексного показателя, т.е. составляющих один класс.

В первую очередь остановимся на сдвигах, активность которых проявлялась в одно время. Ранее были выделены четыре основные эпохи активизации сдвиговых движений. Распределение сдвигов разных возрастов (см. табл. 2.1) в табл. 2.2 позволило сделать заключение о том, что в целом более молодые разломы тяготеют к классам с большими значениями комплексного показателя. Этот же вывод подтверждают расчеты среднего значения данного параметра для разломов одного возраста проявления сдвиговых движений. Для четвертичных и мел-палеогеновых сдвигов они примерно равны (2,2) и при этом значительно больше величин, полученных для пермско-девонских (1,7) и тем более вендских (0,6) разломов.

Следовательно, при помощи комплексного показателя подтверждается сделанное ранее заключение о повышении активности сдвиговых движений с древних времен до наших дней. Кроме того, средние значения параметра свидетельствуют о том, что с конца мезозоя и до настоящего времени активность процесса сдвигообразования остается примерно на одном и том же сравнительно высоком уровне.

Если же рассмотреть закономерности распределения на континентах разломов с одинаковыми значениями комплексного показателя, то отчетливо проявляется их закономерное расположение в пространстве. Остановимся подробнее на современных разломах, составляющих первые два класса, как обладающих "наибольшей аномальностью" в отношении энергии сдвигообразования.

Отчетливо выделяются три области локализации описанных сдвигов: побережье Тихого океана, Китай и Карибский регион. Нетрудно заметить, что каждая из этих территорий развивается в рамках одного геодинамического режима, а сдвиги, формирующиеся при этом, связаны единством происхождения.

Действительно, движения по разлому Кайман и сдвигам Венесуэлы закономерно соотносятся с надвиганием в районе Малых Антильских островов. Крупные сдвиги Китая, согласно исследованиям П. Таппонье, П. Молнара /Tapponnier, Molnar, 1977/, возникли в результате "растекания" вещества литосферы из-за давления со стороны Индостана. Что же касается сдвиговых разломов Тихоокеанского кольца, то единство их происхождения не раз обсуждалось в литературе /Hamilton, Myers, 1968; Fitch, 1972; Пушаровский и др., 1980; Уткин, 1989; и др./.

Таким образом, мы видим, что комплексный показатель позволил выделить в литосфере континентов современные области наиболее активных проявлений сдвигообразования. То, что этим территориям соответствуют описанные в литературе единые геодинамические режимы, свидетельствует о правомерности и объективности выполненных построений. Последнее дает возможность установить аналогичные области для прошлых геологических эпох, используя

комплексные показатели, соответствующие более древним сдвиговым дизъюнктивам.

В качестве примера можно привести разломы, сближенные по времени активизации с четвертичными. Наиболее яркими представителями сдвигов мезозойского возраста являются разломы Тань-Лу в Китае и Ров Скалистых гор в Северной Америке. Эти дизъюнктивы – самые протяженные из известных на Земле сдвигов – могут быть интерпретированы как более древние разломы, составляющие Тихоокеанское кольцо. Следовательно, имеет смысл отметить, с одной стороны, существование определенной миграции активности во времени, а с другой – сделать вывод об относительной консервативности источника сдвиговых перемещений глобального уровня.

Все изложенное свидетельствует о важности полученного комплексного показателя для теоретического исследования проявлений сдвиговых движений в литосфере Земли. Он позволил перейти от изучения отдельных разломов к исследованию крупных областей сдвижения и в первом приближении охарактеризовать их активность в пространстве и во времени. Следует отметить, что степень информативности данного показателя существенно снижается в связи с недостатком аналогичных показателей для двух других режимов, существующих в литосфере, – сжатия и растяжения. Их совместное использование сделает возможным построение геодинамических карт на качественно новой основе, обеспечивающей сравнение характера процесса сдвигообразования в разные геологические эпохи.

Такова краткая тектонофизическая характеристика наиболее крупных сдвигов литосферы Земли. Установлено, что отличие этих структур от аналогичных разломов более низких рангов заключается не столько в размерах, сколько в характере напряженно-деформированного состояния, являющегося причиной их заложения. Крупные сдвиговые зоны формируются над линейными участками астеносферы, движение вещества в которой создает в верхней жесткой оболочке деформации срезового типа.

Специфика механизма формирования сдвигов рассматриваемого иерархического уровня обуславливает отсутствие корреляционных зависимостей между отдельными их параметрами. В то же время непосредственная связь крупных сдвиговых зон с глубинными энергетическими источниками дает возможность, используя характеристики отдельных дизъюнктивов, исследовать важнейшие процессы, не поддающиеся непосредственному изучению.

В заключение главы необходимо сказать, что вне внимания авторского коллектива остаются глобальные сдвиговые зоны в понимании В.П. Уткина /1980/. Имеется в виду восточная окраина Азии, структура которой – это сквозная система сдвигов, преимущественно левостороннего типа. Она приурочена к зоне перехода континентальной коры в океаническую и в деталях представляет собой сетку сдвигов двух направлений – северо-восточного и субмеридионального. Смещения по отдельным сдвигам самые различные (от метров до километров), а в целом же латеральные смещения по Восточно-Азиатской сдвиговой зоне достигают, как отмечает В.П. Уткин /1989/, значительной величины – несколько десятков километров и более. Подобного масштаба сдвиговые зоны являются единичным, экстраординарным образованием в структуре литосферы. Они включают несколько сдвиговых систем литосферы, приведенных в том числе и в табл. 2.1.

Тектонофизическая характеристика глобальной сдвиговой зоны типа восточной окраины Азии может быть дана через описание входящих в нее сдвиговых систем. Но даже и в этом случае полученная характеристика не будет отражать целостного объекта, каким является в представлении В.П. Уткина Восточно-Азиатская сдвиговая зона.

О существовании очень протяженных трансконтинентальных линеаментов, в частности сдвигов длиной до 25 тыс. км, говорилось в работе В.А. Буша и др. /1984/. Имеется в виду Баренцевоморско-Тайваньский линеамент, пересекающий в северо-западном направлении весь Евразийский континент. Структурно-геологическую характеристику этому линеаменту дать трудно. Это вытекает из авторского /Буш и др., 1984/ определения линеаментов как линий максимальной геодинамической активности, силовых линий полей земных напряжений. Иными словами, линеаменты не всегда на местности подтверждаются разломной тектоникой. Отсюда упомянутый линеамент не может рассматриваться как трансконтинентальный разлом литосферы. Физическую природу трансконтинентальных, в том числе сдвиговых, линеаментов Земли в понимании В.А. Буша и др. /1984/ надо еще анализировать. Однако из цитируемой же работы следует, что линеаменты – сдвиги протяженностью 4–5 тыс. км – хорошо подтверждаются геологическими материалами. Другие линеаменты не сдвигового типа, как правило, более короткие.

Таким образом, для континентальной литосферы из всей гаммы разломов различной морфолого-генетической принадлежности наибольшую среднюю длину будут иметь сдвиги. Это как раз та группа разломов, которая способна проникать на большие глубины литосферы или даже приводить к ее расчленению на плиты.

Глава 3

ИНФРАСТРУКТУРА СДВИГОВЫХ ЗОН

3.1. Инфраструктура сдвиговых зон в горизонтальном срезе

Как уже было сказано, в данной работе разломы рассматриваются не только как границы между блоками литосферы, но и как специфические геологические тела с определенным стилем структурно-вещественной организации. Понятие "разлом" отождествляется с объемом земной коры (или литосферы), имеющим аномальное строение, возникшее в результате линейной деструкции коры. Чаще всего термином "разлом" пользуются, чтобы показать дизъюнктивный характер границ между различными геологическими телами, абстрагируясь при этом от специфики внутреннего устройства самих разломов. Чтобы не было путаницы с давно утвердившимся в литературе термином, в тех случаях, когда речь идет о внутренней организации того или иного разлома, будет применен термин "*зона динамического влияния разлома*" (ЗДВР), или для краткости "*разломная зона*".

Под зоной динамического влияния разлома понимается область деформирования, связанная с формированием разлома и движениями по нему, в пределах которой горные породы подвергаются механическим (дробление, брекчирование, расщепление, формирование разломов оперения), реологическим (изменения физических свойств с глубиной или в связи с длительностью развития разлома), петрографическим (метаморфизм разных стадий), структурным (сгущение разрывов оперения, приразломная складчатость, будинаж) изменениям /Бокун, 1988; Бондаренко, 1985; Вихерт, 1985; Гончаров и др., 1985; Лобачкая, 1982/.

Границы зоны динамического влияния могут выражаться падением плотности сопутствующих разрывов, снижением интенсивности приразломных деформаций. На отдельных отрезках ЗДВР могут совпадать с конкретным разломом оперения, с геологической границей, отделяющей формации, связанные с жизнью раз-

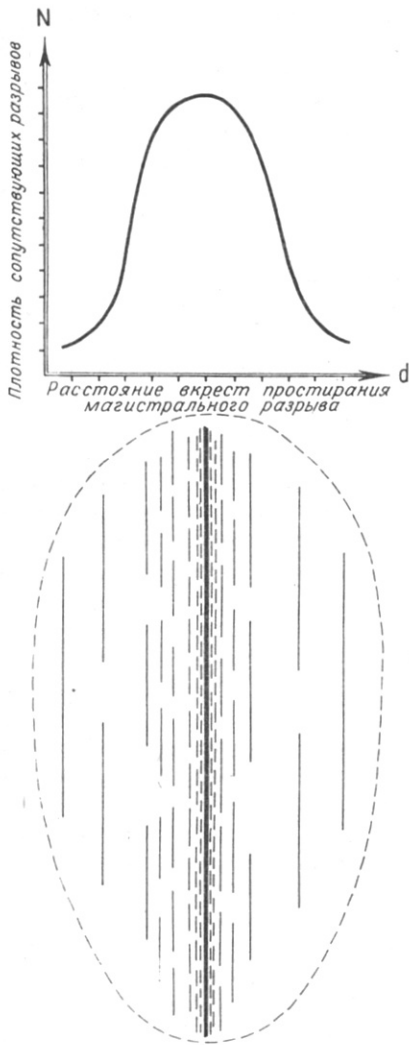


Рис. 3.1. Характер распределения сопутствующих разрывов вкрест простирания зоны динамического влияния разлома. Внизу изображено ее принципиальное построение в плане.

лома и, следовательно, аномальные по отношению к внеразломным территориям. Благодаря этому разломная зона может быть достоверно установлена как в плане, так и в разрезе.

Основными структурными элементами ЗДВР являются осевая зона, магистральный разлом, крылья с системой определенным образом организованных сопутствующих разрывов в виде дискретных деструктивных полей /Лобацкая, 1987/. Перечисленные структурные элементы определяют латеральную и дистальную зональность инфраструктуры ЗДВР.

Осевая зона (ОЗ) представляет собой область максимального проявления всех приразломных изменений. Ей соответствует наиболее нарушенная часть внутриразломного пространства. Геологически "максимальная нарушенность" может выражаться по-разному, что определяется и условиями формирования, и составом разрушающихся пород, и масштабом проявления процессов разрывообразования, и даже, наконец, глубиной эрозионного среза, вскрывающего на данный конкретный момент ту или иную разломную зону. Границы осевой зоны могут быть резкими. В этом случае они фиксируются одним из сопутствующих разрывов, близпараллельных плоскости сместителя. Границы также могут быть плавными с постепенным снижением интенсивности проявления приразломных изменений в сторону крыльев ЗДВР (рис. 3.1).

Магистральный разлом (МГР) представляет собой центральную часть осевой зоны, отвечающую максимальной дифференциации структурных и вещественных характеристик. Геологически он может совпадать с наиболее крупным разломом ЗДВР либо с узкой областью экстремального проявления динамометаморфизма, плотностей сопутствующих разрывов и складок, иногда совпадает с геологической границей между фациальными зонами и блоками земной коры с разной структурой и историей геологического развития. При картографическом отображении разрывов на карту наносится именно магистральный разлом и опускаются детали строения зоны в целом.

Крылья разломов – области с некоторыми приразломными изменениями, заключенные в пределах ЗДВР между границами последней и осевой зоной. Геологически выражаются чаще всего аномальным сгущением крупных разрывов оперения, локализующихся в виде отдельных дискретных максимумов, деструктивных полей (рис. 3.2). На обычных геологических и тектонических картах деструктивные поля отражения не получают, а особенности их инфраструктур-

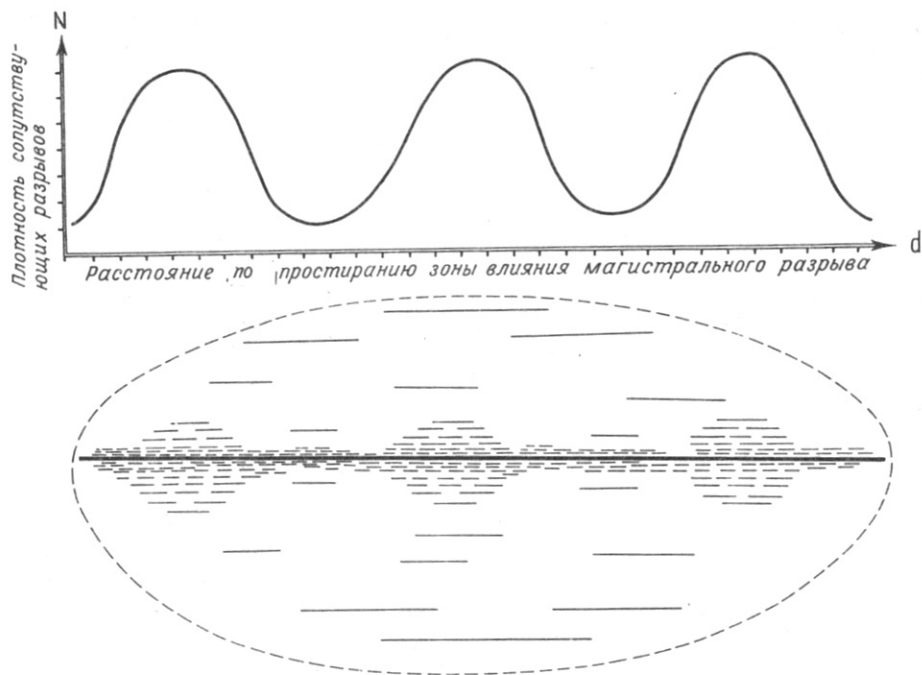


Рис. 3.2. Характер распределения сопутствующих разрывов по простиранию зоны динамического влияния разлома. Внизу изображено ее принципиальное строение в плане.

туры могут быть выявлены лишь в процессе специальных исследований, о которых речь пойдет ниже.

Близкое по смыслу определение приразломной зоны или области (области динамического влияния разломов – ОДВР) дано С.И. Шерманом /Шерман и др., 1983/. Он под ОДВР понимает часть окружающего разлома во всех трех измерениях пространства, на котором проявляются остаточные (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему. Экспериментальное изучение ОДВР позволило не только оконтурить в плане эллипсоидную по форме площадь, на которой изменяется вызванное присутствием дислокаций общее поле напряжений, но и выделить в ее пределах собственно приразломную часть или область активного динамического влияния (ОАДВР) разломов. В качестве последней понимается часть окружающего разлом во всех трех направлениях пространства, на котором проявляются остаточные деформации. В терминологии автора зона динамического влияния разломов, выделенная по геологическим данным, и область динамического влияния разломов, полученная в результате экспериментальных исследований в работе В.И. Шермана, С.А. Борнякова, В.Ю. Буддо, представляют собой синонимы. Области активного динамического влияния, зафиксированной в ходе экспериментов, соответствует осевая зона, выделенная в результате геолого-геофизического анализа.

Я.Г. Гац, А.И. Полетаев, Э.Ф. Румянцева /1986/ при анализе линеаментов применили близкую терминологию, где границам зон соответствует "контур", осевой зоне – "центральная зона", магистральному разлому – "структурная линия или плоскость". Эти же авторы отмечают и дискретный характер в лока-

лизации разрывных нарушений внутри контура линеамента, т.е., по сути, наблюдают деструктивные поля, правда при этом никак их не обособляя и, следовательно, не называя.

Рассмотрим кратко практические возможности вычленения упомянутых элементов ЗДВР по структурно-геологическим данным. М.В. Рацем /1962/ было показано, что густота оперяющих трещин растет по мере приближения к осевой плоскости разлома и описывается экспоненциальной функцией $a = b - ce^{x/k}$, где a – расстояние между трещинами в удалении x от оси разлома; b , c , k – параметры, зависящие от регионального фона трещиноватости и тектонической обстановки. Следовательно, осевой плоскости (или в принятой терминологии магистральному разлому) соответствует наиболее нарушенная часть ЗДВР. Изучение внутренней структурной организации зон динамического влияния разноранговых разрывных нарушений показывает, что основная роль в их инфраструктуре принадлежит главному – магистральному – разлому и многочисленным сопутствующим разрывам, которые локализируются в отдельные дискретные максимумы – деструктивные поля, вытянутые вдоль зоны влияния.

Магистральный разлом – наиболее крупный разлом в пределах разломной зоны, который обычно получает отражение на геологической карте. В зависимости от кинематического типа он может быть представлен единым разрывом либо серией крупных кулис, каждая из которых по протяженности намного превосходит любой из сопутствующих разрывов. В зависимости от типа разломной зоны и глубины эрозионно-денудационного среза магистральный разлом получает различное геолого-геоморфологическое выражение. Он может быть представлен мощной зоной тектонитов (катаклазиты, милониты, ультрамилониты) в том случае, когда денудационный срез вскрывает глубокие части разломной зоны; линейными корами выветривания разного состава и возраста или зонами повышенной трещиноватости в том случае, когда вскрыты приповерхностные части вертикального разреза разломной зоны.

У молодых и современных разломных зон магистральный разлом получает геоморфологическое выражение. В зависимости от ранга разломной зоны это могут быть крупный (протяженностью многие десятки километров) тектонический уступ рельефа, цепочки узких грабенов, вытянутых на несколько десятков, а иногда и сотни километров – для генеральных и региональных разломных зон; либо это могут быть глубокий крутой врез речной долины, негативные симметричные и асимметричные формы рельефа, крутые плоскости крупных трещин, резко очерченный край волнисто-всхолмленного рельефа (у надвигов) – для небольших региональных или локальных разломов.

Вторым главным структурным элементом зон динамического влияния разломов являются деструктивные поля. Этот структурный элемент выделен впервые /Лобаккая, 1982, 1987/, еще не получил достаточного освещения, поэтому мы остановимся на нем более подробно.

Деструктивные поля – участки земной коры с аномальной, в 3–4 раза превосходящей фоновую, плотностью сопутствующих разрывов в локальном объеме зоны динамического влияния разлома. В геологическом выражении деструктивные поля представляют собой совокупности или системы блоков разного размера и формы. Обязательным условием выделения деструктивных полей является наличие пространственной анизотропии, обусловленной характером распределения сопутствующих разрывов, слагающих поле. В деструктивных полях, как правило, отчетливо выделяются ядерная и периферийная части. Ядерная часть – более упорядоченно построенный элемент, чем периферийная, и оформляется на заключительных этапах развития деструктивного поля. Деструктивные поля могут быть представлены либо сочетанием грабено- и горстообразных структур

с резким преобладанием одной из групп, либо сложным сочетанием структурных комплексов: горстов, грабенов, глыб, складчатых структур, узких кордильерообразных поднятий. По преобладанию в пределах поля тех или иных структур выделяются деструктивные поля грабенообразного, горстообразного и мозаично-блокового типов.

В формировании деструктивных полей определенную роль играет ранг разломной зоны /Лобацкая, 1984/. Совершенно очевидно, что структурная организация деструктивных полей довольно существенно различается у трещин, локальных разрывов и тем более у крупных региональных и генеральных разломов. Отличия деструктивных полей обуславливаются рядом причин, не последнюю роль здесь уже играют и состав, и характер разрушающихся блоков. Если у трещин и небольших трещинных зон деструктивные поля проявляются лишь как области локализации более мелких, по отношению к магистральной, сопутствующих трещин, то уже у локальных разломов формирование деструктивных полей сопровождается не только локализацией сопутствующих разрывов, но и формированием других геологических структур, например мелких грабенов (нормальных или рамповых), заполняющихся осадками. Деструктивные поля этого масштаба проявлений находят свое отражение в рельефе. Как правило, они выражаются комплексом часто чередующихся мелких близпараллельных отрицательных и положительных форм рельефа, резким расширением зоны предгорья по сравнению с участками, в пределах которых расположен лишь магистральный разлом. Еще более сложным сочетанием структурных, геологических, геоморфологических характеристик можно описать деструктивные поля крупных разломов. Они представлены более сложным сочетанием структурных комплексов, хотя и здесь в целом создается клавишно-блоковая система структур: горстов, грабенов, глыб, синклиналей – с резким преобладанием какого-то одного типа структур в пределах деструктивных полей.

Структуры разного типа, попадающие в пределы одного деструктивного поля, чаще всего разновозрастны. Они либо расширяют границы деструктивных полей, причленяясь к ранее сформированным структурам, либо наложены на более древние структуры. В последнем случае наложенные структуры, с одной стороны, усложняют внутреннюю организацию деструктивных полей, с другой – часто выходят за их границы, затушевывая первичные контуры деструктивных полей. Иногда деструктивные поля не проявляются в этих вновь образованных, наложенных структурах (например, Рыбинская наложенная впадина в области динамического влияния Главного Саянского разлома).

Намечается и еще одна закономерность. Сравнивая между собой деструктивные поля, представленные преимущественно грабено- или горстообразными структурами, следует отметить, что для первых характерна упорядоченность внутреннего строения, контрастное проявление структур ядерной и периферийной частей. Разрывы в пределах деструктивных полей этого типа ориентированы близпараллельно простиранию магистрального разлома, сам же магистральный разлом проявлен не четко, фрагментарно. Например, участок Герирудского разлома в пределах бамианского деструктивного поля; ванчское деструктивное поле с отчетливой ядерной частью и разветвляющимся магистральным разломом.

Иначе выражены и организованы деструктивные поля, представленные преимущественно горстообразными поднятиями. Разрывные нарушения здесь чаще всего имеют менее упорядоченное расположение и концентрируются возле отчетливо проявленного магистрального разлома или причленяются к нему. Примером может служить большая часть деструктивных полей практически всех описанных выше разломов. Встречаются деструктивные поля, у которых в равной степени формирование происходит за счет грабенообразных, горстообраз-

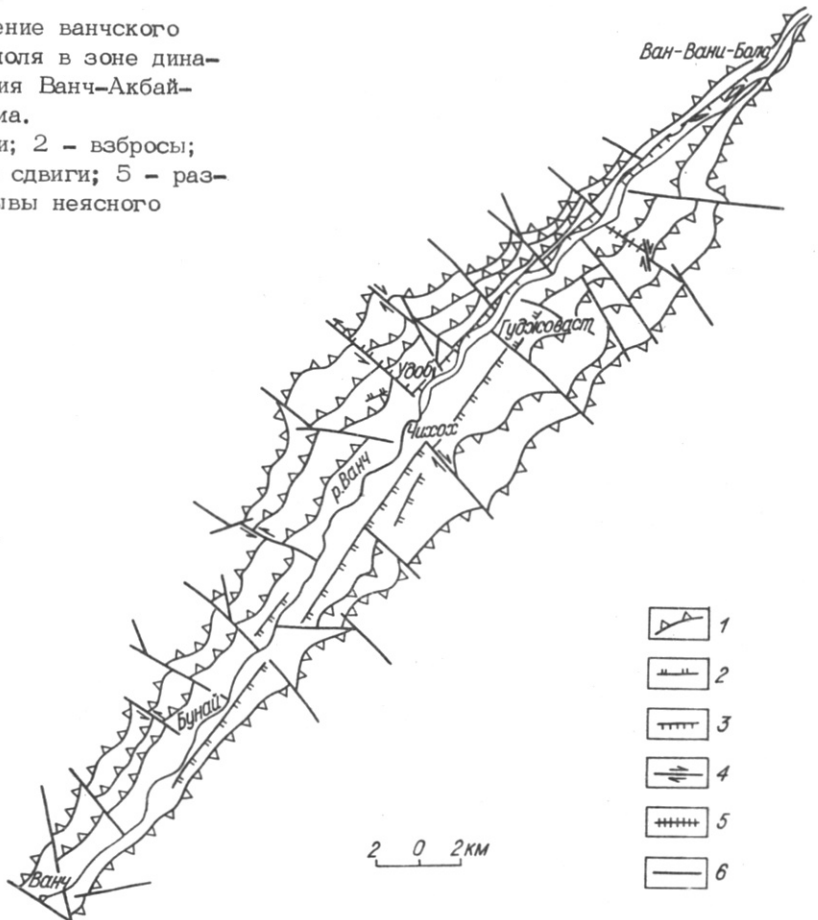
ных структур и сложных складчатых комплексов. Для этого типа деструктивных полей характерно чаще всего присутствие всех элементов: и ясно выраженных ядерной и периферийной частей, и магистрального разлома. Такие деструктивные поля являются продуктом многоактного подновления разломных зон, сопровождающегося последовательным наложением разнотипных структур. И тем не менее, как бы не различались деструктивные поля на разных уровнях разрушения земной коры, сам факт их наличия роднит между собой разрывные нарушения всех порядков проявления.

Отсюда, по-видимому, можно сделать вывод о формировании деструктивных полей как о специфической черте процесса разрушения вне зависимости от масштаба проявления данного процесса, от характера разрушающихся блоков литосферы, от состава субстрата.

Рассмотрим в качестве примера строение ряда деструктивных полей сдвиговых зон, изученных на территории Западного и Восточного Памира и Прибайкалья. Одно из наиболее показательных деструктивных полей расположено в западной части зоны динамического влияния Ванч-Акбайтальского сдвига-надвига. Разлом (рис. 3.3) протягивается от южного склона Дарвазского хребта в долину р. Ванч, по северному склону Ванчского хребта, скрывается под ледником Федченко, пересекает долину р. Танымас, по долинам рек Аиль-Утек, Музкол и Кызыл-Джилик уходит в КНР. Протяженность разлома на тер-

Рис. 3.3. Строение ванчского деструктивного поля в зоне динамического влияния Ванч-Акбайтальского разлома.

1 - надвиги; 2 - взбросы; 3 - сбросы; 4 - сдвиги; 5 - раздвиги; 6 - разрывы неясного типа.



ритории Памира более 350 км. Время становления – палеоген – ранний неоген. Плоскость сместителя полого погружается к северу, и по ней толщи Северного Памира надвигаются на центрально-памирские палеозойские осадки.

В долине р. Ванч, где проведено детальное изучение внутреннего строения области активного динамического влияния, разлом представлен двумя ветвями в северном и южном бортах реки. Ветви ограничивают региональное ванчское деструктивное поле. От устья Ванча разрывы тянутся близпараллельно друг другу, постепенно расходятся. На меридиане кишлаков Чихох, Удоб и Гуджоваст располагаются на максимальном удалении, затем у кишлаков Ван-Вани-Боло и Ван-Вани-Поен вновь начинают смыкаться и далее к востоку вытягиваются в единую структуру. Разрывы северного и южного крыльев представляют собой надвиги и взбросы, близпараллельные магистральному разлому, а также сдвиги, иногда взбросы и раздвиги в направлениях, поперечных к магистральному разрыву. Между северной и южной ветвями магистрального разлома зажат блок мезо-кайнозойских пород, на которые с юга и с севера надвинуты палеозойские отложения.

Внутри зоны динамического влияния разлома отмечается серия крутых разрывов, по простиранию параллельных магистральному, срезающих вблизи уреза воды по Ванчу как коренные породы палеозоя и мезозоя, так и ранне-четвертичные делювиально-коллювиальные образования, как правило хорошо сцементированные. В рельефе эта группа разрывов проявлена в виде предгорных уступов шириной 50–100 м. Иногда отделяется от хребта неглубокими ложбинами, шириной первые десятки метров. На внешних сторонах уступов треугольные фасы. Скорее всего, эта группа разрывов носит сбросо-сдвиговый или чисто сдвиговый характер, а долина р. Ванч представляет собой в районе ванчского деструктивного поля крупный внутриразломный грабен. Деструктивное поле занимает полосу шириной около 15 км и протягивается от пос. Ванч до кишлака Ван-Вани-Боло между двумя ветвями магистрального разлома. В плане ванчское деструктивное поле имеет чечевицеобразную форму, в пределах юго-западного и северо-восточного окончаний постепенно переходит в магистральный разлом. Внутри деструктивного поля магистральный разлом не проявлен, два региональных разлома с северо-запада и юго-востока ограничивают деструктивное поле. Северо-западный разрыв падает к северо-западу, юго-восточный – к юго-востоку.

Внутри деструктивного поля два достаточно контрастных элемента: ядерная и периферийная части. Ядерная часть представлена крупным грабеном вдоль долины р. Ванч, занимающим центрально-симметричное положение. Вокруг ядерной локализируются разрывы периферийной части. Граница между ними резкая, разломная. Взбросы и надвиги периферийной части падают в одном направлении. В правом борту р. Ванч палеозойские породы надвинуты на мезозойские отложения; в левом борту обратная картина – мезозойские отложения надвинуты на палеозойские. При этом палеозой интенсивно катаклазирован вдоль надвиговых плоскостей, в то время как мезозой слабо метаморфизован и лишь слегка деформирован, разрывы в мезозойских и палеозойских отложениях отпрепарированы в рельефе. Структура деструктивного поля осложняется более молодыми сдвиго-сбросами или раздвигами, поперечными к магистральному разлому, подчеркнутыми речной сетью. Самыми молодыми в этом ряду разрывов являются крутые сбросо-сдвиги вдоль правого борта р. Ванч, смешивающие неогеновые элювиально-делювиальные образования. Эволюция ванчского деструктивного поля в пространстве протекала с северо-запада на юго-восток. Раньше всего оформилась часть в районе кишлаков Чихох, Удоб, Гуджоваст, затем периферийные части в их современных границах и, наконец, вычленилась ядерная часть. Ванчское деструктивное поле по своим структурным особенностям может быть отнесено к типу полей заверщенного развития, поскольку

все его элементы получили максимальное развитие и отчетливое геолого-структурное выражение (см. рис. 3.3).

На Восточном Памире крупнейшей сдвиговой структурой является Аксу-Мургабская зона, которая протягивается выпуклой к востоку дугой в северо-западном направлении. По данным С.В. Руженцева /1968/, разломная зона состоит из четырех основных правых сдвигов: Шорбулакского, Карасуйского, Нижне-Мургабского и Кокбелесского, а также множества мелких разрывов.

Внутреннее строение наиболее крупных разломов Аксу-Мургабской зоны почти везде одинаково. Осевые зоны крупных сдвигов представляют собой полосы брекчированных пород, снятых в достаточно простые не крупные складки с вертикальными или близвертикальными шарнирами. Ширина полос брекчий и приразломных складок 150–200 м. Внутри этой полосы складки довольно сильно раздроблены и смещены по небольшим разрывам. Вблизи латеральных границ осевой зоны, чаще всего вблизи одной из них, полосы приразломных складок сменяются полосами интенсивно дробленных, рассланцованных пород. Оба эти элемента: полосы складок и полосы рассланцевания – представляют собой, по-видимому, разновозрастные структуры осевой зоны.

Ширина зоны динамического влияния Аксу-Мургабской структуры около 30–35 км. По характеру распределения плотности разрывов, слагающих зону, выделяются два деструктивных поля – шартское (I) и учджилгинское (II) размером 60x10 и 90x12 км. Расстояние между центрами деструктивных полей около 200 км. Деструктивные поля смещены в северо-восточное крыло и создают асимметричный рисунок структуры зоны динамического влияния, однако при этом средняя ширина зоны в том и другом крыле остается достаточно выдержанной и составляет около 15 км.

Учджилгинское деструктивное поле расположено между Карасуйским и Нижне-Мургабским сдвигами. В устье Учджилги и вблизи р. Мургаб деструктивное поле постепенно выклинивается, замещаясь магистральным разломом, и в плане имеет чечевицеобразную форму (рис. 3.4). Учджилгинское деструктивное поле имеет однородное строение и состоит из серии сближенных правосторонних сдвигов, рассеченных поперечными левыми сдвигами и надвигами. Сдвиги выкальвают узкие тектонические клинья, вытянутые в северо-западном направлении и кулисно подставляющие друг друга. Учджилгинское деструктивное поле – кайнозойская структура, что в определенной степени обуславливает некоторую специфичность ее строения. В первую очередь это равномерность распределения сопутствующих разрывов. Ядерная часть не только не вычленилась, но даже не наметилась. Внутренняя структура очень простая, близкая к структуре локальных деструктивных полей. Кроме того, учджилгинское деструктивное поле, как это характерно лишь для более мелких деструктивных полей, отчетливо проявлено в рельефе в виде системы широких пологих долин, разделенных узкими, длинными грядами. В то же время границы учджилгинского деструктивного поля, как и прочих деструктивных полей этого класса, резкие, контрастные. Все это позволяет отнести данное деструктивное поле к типу полей незавершенного развития.

Что касается пространственно-временной эволюции сопутствующих разрывов в деструктивном поле в целом, то она выражена достаточно отчетливо. Наиболее древними являются надвиги западно-северо-западного простирания, самыми молодыми – северо-восточные левые сдвиги, смещающие систему главных правых сдвигов. Разрастание границ деструктивных полей идет в северо-восточном направлении.

Крупной разломной зоной, сформированной в иных, чем две предыдущие, геодинамических условиях, является Байкальская рифтовая зона. Она представляет собой глобальный сдвиг-раздвиг, инфраструктура которого оформляется

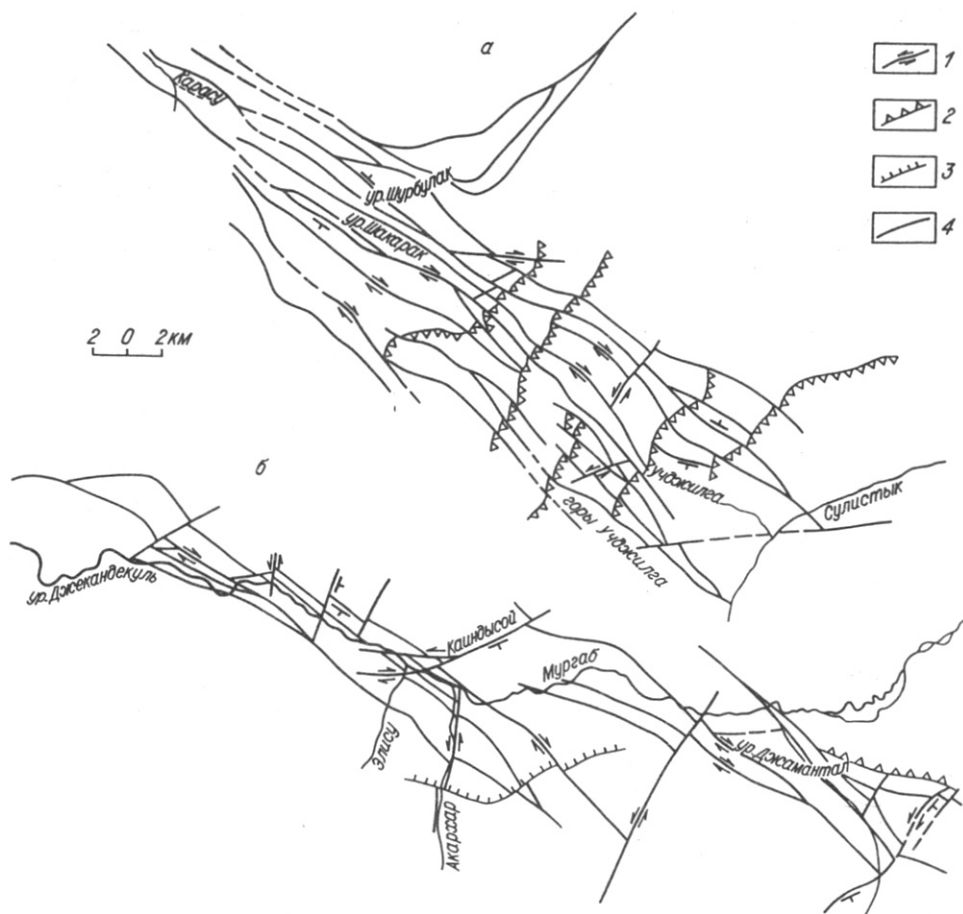


Рис. 3.4. Строение центральной (а) и северной (б) частей учджилгинского деструктивного поля в зоне динамического влияния Аксу-Мургабского разлома. 1 - сдвиги; 2 - надвиги и взбросы; 3 - сбросы; 4 - разрывные нарушения неустановленного типа.

двумя типами разрывов - краевыми и внутренними, с несколько различающимися функциями в процессах рифтогенеза /Байкальский мегасвод..., 1984; Бондаренко, Лучицкий, 1985; Лобашкая, 1981/.

Характер распределения плотностей внутренних разрывов в Байкальской рифтовой зоне позволяет выделить вдоль ее простирания серию обособленных деструктивных полей. С юга на север выделяются: I - хубсугульское, II - тункинское, III - южнобайкальско-баргузинское, IV - северобайкальское, V - ципинско-верхнеангарское, VI - баунтовское, VII - чарское деструктивные поля. Их размеры: 225x100, 260x60, 460x100, 200x50, 420x75, 250x50, 310x60 км. Расстояния между их центрами: 300, 240, 190, 190, 160, 300 км.

Каждое из деструктивных полей включает одну, чаще несколько грабенообразных впадин и одно или несколько горстообразных поднятий, представляющих собой разного рода перемычки (межзвеньевые, межвпадинные, внутри-

впадинные) или "плечи" рифта. Так, хубсугульское деструктивное поле состоит из Хубсугульской и Дархатской впадин, включает в себя три типа перемычек. Тункинское деструктивное поле кроме одноименной впадины включает и несколько более мелких, таких, как Мондинская, Туранская, Горская, Быстринская, а также серию перемычек, заложенных на резко гетерогенном разновозрастном фундаменте.

Южнобайкальско-баргузинское деструктивное поле совпадает с одноименными впадинами; его юго-западным и северо-восточным ограничениями служат межзвеньевые перемычки, а внутри поля располагается крупная межвпадинная перемычка (о. Ольхон — подводный Академический хребет — п-ов Святой Нос). а также небольшая перемычка между Северо-Байкальской и Баргузинской впадинами и ряд еще более мелких грабенообразных и горстообразных структур. Аналогичным образом устроены ципинско-верхнеангарское и чарское деструктивные поля. Характерной деталью строения деструктивных полей Байкальской рифтовой зоны является преобладание в их структуре впадин, перемычки же, как правило, представлены минимально деструктивными участками.

Понятны в региональном плане и соотношения между краевыми и внутренними разломами. Внутренние разломы формируют структуру деструктивных полей, краевые выполняют роль региональных магистральных разломов. Развитие тех и других подчиняется довольно отчетливым пространственно-временным закономерностям. При реконструкции временной эволюции разрывообразования в любом регионе возникают многочисленные осложнения. Не является это обстоятельством исключением и для Байкальской рифтовой зоны. Однако для Прибайкалья такая реконструкция становится в определенной степени возможной, если для анализа привлечь ряд косвенных данных и, в частности, данные о распределении линейных кор выветривания, развитых по зонам упомянутых разломов, и данные о становлении рельефа.

Сопоставляя данные о распространении кор выветривания, последовательности рельефообразования и основных геологических событий в Байкальской рифтовой зоне, детально рассмотренных В.Д. Машем /1987/, с особенностями разломообразования, можно в общих чертах восстановить пространственно-временную последовательность становления ее инфраструктуры.

70–30 млн лет назад ($K_2^m + P_3^1$) формировалась исходная поверхность выравнивания с пологими ($1-3^\circ$) склонами, неглубокими (до 100–200 м) долинами, останцовыми возвышенностями высотой 200–400 м, обширными понижениями с озерами в области будущей Байкальской впадины. По-видимому, в это время на фоне общего ослабления вертикальных тектонических движений начинается подготовка для деструкции линейно вытянутого по форме объема коры, происходит перераспределение напряжений, деформационные максимумы локализуются преимущественно в области будущей Байкальской впадины, однако общего растрескивания коры пока не происходит.

Начиная с рубежа 30–25 млн лет назад (P_3^{1-2}) до рубежа 3,5 млн лет назад (N_2^1) идет формирование крупных рифтовых впадин на фоне невысокого слабо расчлененного плато, где образуются придонные педименты, эрозионные врезы в прибортовых зонах впадин, происходит зарождение Маломорского рифта. С этим этапом связано активное массовое формирование внутренних разломов, причем их распространение ограничено контурами будущей Байкальской впадины, незначительная их часть приходится на участки заложения будущих Тункинской, Баргузинской и Верхнеангарской впадин. Для этого этапа разломообразования была, по-видимому, характерна рассеянная сейсмичность,

приуроченная к внутренним разломам центральной части Байкальской рифтовой зоны (рис. 3.5, а).

С временным отрезком 3,5–1,8 млн лет ($N_2^{1-2} - N_2^2$) связаны начало формирования сводового поднятия, интенсивная денудация, формирование древних поверхностей выравнивания и их неглубокие (до 100–200 м) расчленение, врез р. Праманзурки, поднятие и перекося Ольхонского блока, регрессия Маломорского бассейна, формирование впадин-саттелитов, активное развитие Быстринской впадины. Перечисленные геологические события сопровождались началом активного роста крупных краевых разломов, что привело к существенному перераспределению напряжений и в свою очередь вызвало замедление роста внутренних разломов. Внутренние разломы концентрируются в локальные деструктивные поля, массовое растрескивание коры в рифтовой зоне прекращается (см. рис. 3.5, б). Сейсмичность в это время локализуется вдоль краевых разломов, о чем свидетельствует положение палеосейсмодислокаций. Отмечается довольно резкая деформация в скоростях раздвижения: центральные части Байкальской впадины имеют более высокие скорости горизонтальных движений, чем дистальные границы, что подтверждается разным наклоном педиментов /Мац, 1987/. В районе Малого моря все поверхности выравнивания на поднятых блоках обращены в сторону от оси впадины, в то время как ближе к дистальным границам они наклонены к оси впадин (см. разрезы на рис. 3.5, б). Механизм формирования педиментов, наклоненных к оси впадин или от нее, подробно рассмотрен В.Г. Казьминым /1987/.

С рубежа 1,8 млн лет назад (O_1) одновременно со стабилизацией общего опускания начинается ускоренное поднятие западного плеча рифта, что приводит к деформации тальвега р. Праманзурки, разрыву ленского стока Байкала, происходит трансгрессия в Маломорский бассейн и в Северо-Байкальскую впадину, Байкальская рифтовая зона обретает современные контуры и размеры. Тектонические движения сопровождаются быстрым ростом поднятий свода, одновременно отмечается интенсивный рост впадин и поднятий на флангах рифтовой зоны. Эти события существенным образом сказываются и на разломообразовании. Быстрый рост поднятий приводит к незначительной дифференциации движений по краевым разломам, которая затем сменяется заметным ослаблением их активности и в целом замедлением роста краевых разломов. В то же время возобновляется активность внутренних разломов. Локальные деструктивные поля резко разрастаются, формируются крупные деструктивные поля регионального и генерального ранга. Сейсмичность вновь сосредоточивается вдоль внутренних разломов, существенно активизируются разломы на флангах рифтовой зоны (см. рис. 3.3, в). Таким образом, эволюция формирования главных впадин Байкальской рифтовой зоны и соответствующих деструктивных полей шла от центральных частей к дистальным границам. Последовательно началось заложение в маастрихте – эоцене Байкальской впадины, в миоцене – Тункинской, Баргузинской, Верхнеангарской, в плиоцене – Муйской, Чарской, в плейстоцене – Токкинской /Геология и сейсмичность ..., 1984/, что хорошо согласуется с размерами впадин, уменьшающимися по мере удаления от условного центра рифтогенеза /Лобацкая, 1977/.

Пространственное расположение магистрального разлома и деструктивных полей может быть различным. В одних случаях деструктивные поля занимают симметричное положение по отношению к магистральному разлому, вытягиваются вдоль него; в других располагаются асимметрично, смещаясь в сторону одного из крыльев. Эти соотношения зависят в значительной степени от кинематического типа разломной зоны: у раздвигов деструктивные поля занимают симметричное положение; у сдвигов чередуются, появляясь то в одном, то в

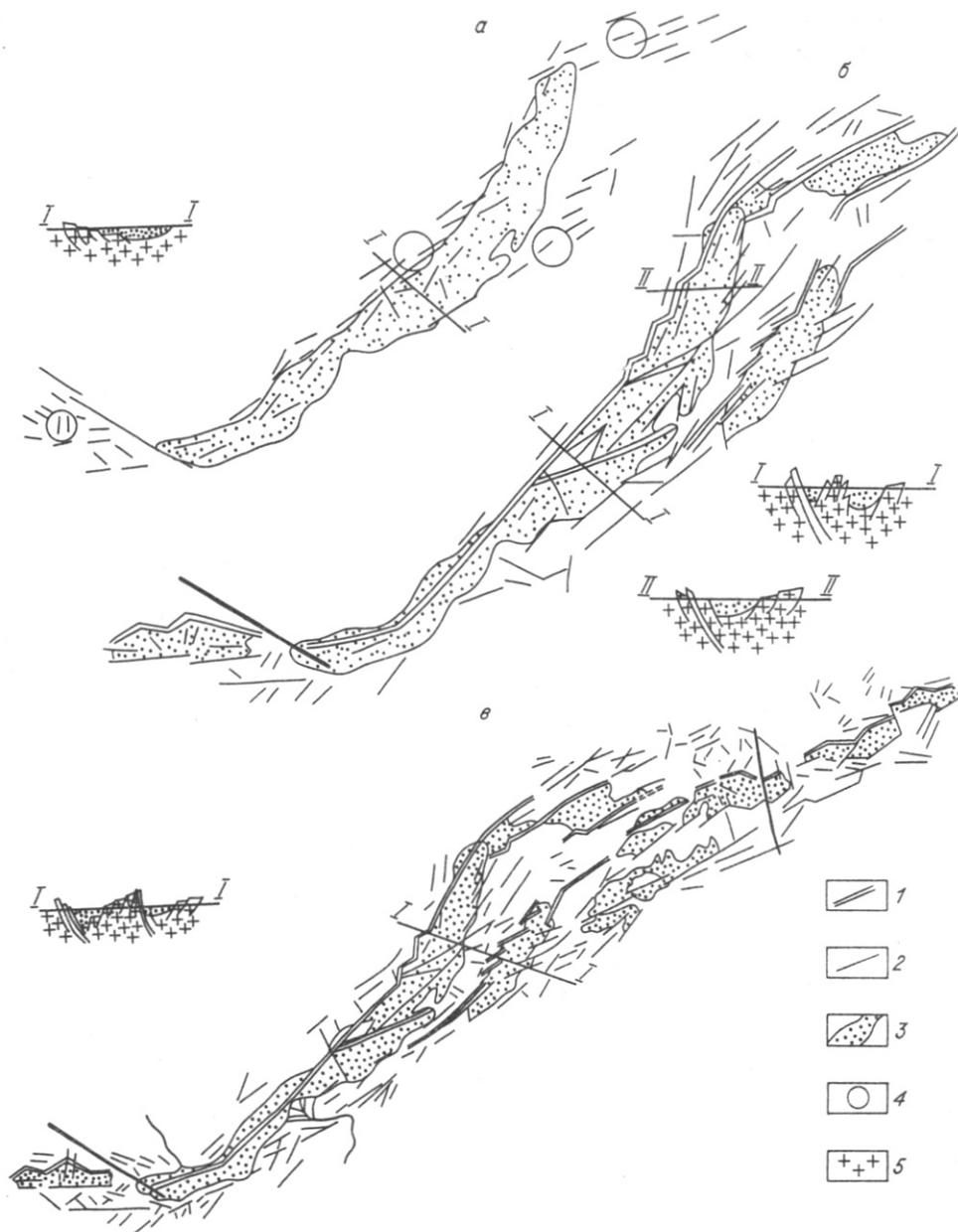


Рис. 3.5. Эволюция разломообразования в Байкальской рифтовой зоне.

а - 25-5,4 млн лет назад; б - 5,4-2,6 млн лет назад; в - 2,6 - 0,07 млн лет назад (с использованием материалов В.Д. Маца /1987/).

1 - краевой разлом; 2 - внутренние разрывы; 3 - впадины рифтовой зоны, заполненные осадками; 4 - распространение линейной коры выветривания позднепалеогенового - раннеэоценового возраста; 5 - фундамент.

Таблица 3.1. Число и расположение деструктивных полей в зонах динамического влияния разломов

Разлом	Длина ДП, км	Количество	Распределение
Хангайский сдвиг	12000	6	2/2+2
Туркестанский взброс	500	2	1/1
Таласо-Ферганский сдвиг	1000	5	0/4+1
Дарваз-Каракульский сдвиг-надвиг	700	5	0/4+1
Сурхоб-Илякский надвиг	500	3	0/2+1
Аксу-Мургабский сдвиг	170	2	2/0
Главный Джунгарский сдвиг	5000	3	0/3
Главный Копетдагский сдвиг	800	3	0/3
Главный Саянский сдвиг	900	5	1/2+2
Прибайкальский сдвиг-взброс	1000	4	0/3+3
Байкальская рифтовая зона (в границах СССР)	1200	6	2/1+3

Примечание. Распределение ДП в крыльях: в числителе - в северных, северо-западных, северо-восточных; в знаменателе - в южных, юго-западных, юго-восточных; целое число - осевое положение.

другом крыле; у надвигов, как правило, смещены в сторону аллохтона.

Деструктивные поля (ДП) чаще встречаются в пределах одного из крыльев разлома, реже занимают осевую часть зоны динамического влияния (табл. 3.1). Наиболее ярко проявлена асимметрия в структуре разломных зон, формирующихся в условиях сжатия земной коры (надвиги, взбросы, взбросо-сдвиги). Более симметричны крылья разломов, формирующихся в условиях растяжения. Таким образом, зональность инфраструктуры определяется, во-первых, характером и особенностями размещения деструктивных полей - главных элементов структурной организации крупных разломов, во-вторых, характером организации самих деструктивных полей.

Если провести статистический анализ инфраструктуры разломных зон по двум количественным параметрам: 1) по отношению ширины разломных зон (m) к их длине (L) и 2) по отношению длины деструктивных полей ($l_{\text{ДП}}$) к длине разломной зоны, - то окажется, что все многообразие разломных зон литосферы можно объединить, исходя из характера их инфраструктуры, в три типа.

Для первого типа $m/L > 0,2$, а отношение $l_{\text{ДП}}/L$ колеблется от 0,2 до 0,4, что обуславливает более или менее равномерную деструкцию внутриразломного пространства (рис. 3.6, а). Обычно магистральный разлом в пределах зон данного, равномерно-дисперсного типа либо отсутствует, либо присутствует лишь в зачаточном состоянии, проявлен фрагментарно. Пример: раздвиги, континентальные рифтовые зоны и их палеоаналоги, а также, вероятно, структуры ограничения древних платформ на ранних этапах развития.

У второго типа разломных зон $m/L \approx 0,1$, $l_{\text{ДП}}/L \approx 0,15-0,18$. Они характеризуются отчетливо дискретной инфраструктурой. Здесь равное развитие получают магистральный разлом и деструктивные поля, что дает основание назвать этот тип дискретно-дисперсным. Пример: разноранговые разломы фанерозойских подвижных поясов (см. рис. 3.6, б).

Третий тип объединяет разломные зоны, в структурной организации ко-

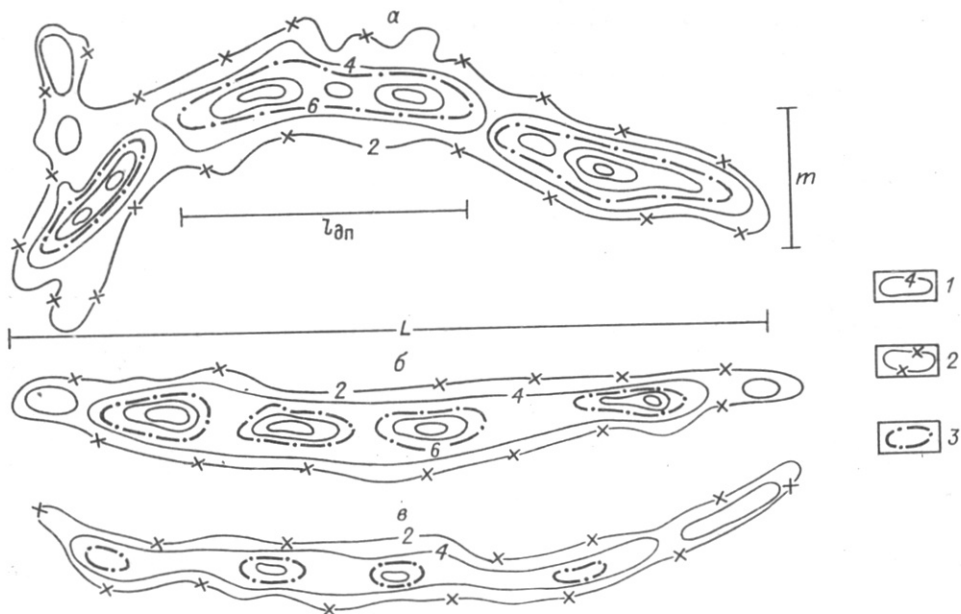


Рис. 3.6. Схемы инфраструктуры разломных зон равномерно-дисперсного (а), дискретно-дисперсного (б) и линейно-концентрированного (в) типов.

1 - изолинии равной плотности сопутствующих разрывов; 2 - границы зон динамического влияния; 3 - границы деструктивных полей. L - длина зон разломов; m - ширина зон; $l_{дп}$ - длина деструктивных полей.

торых главная роль принадлежит магистральному разлому, подчиненная - деструктивным полям. У зон данного, линейно-концентрированного типа $m/L = 0,05$, $l_{дп}/L = \leq 0,07$. Пример: разломы океанской литосферы и небольшие сейсмогенные разрывы континентальной (см. рис. 3.6, в).

Сдвиговые зоны в зависимости от условий, о которых речь пойдет ниже, могут иметь инфраструктуру любого из трех типов. Коротко рассмотрим характерные особенности каждого из упомянутых типов.

Разломные зоны равномерно-дисперсного типа отличаются прежде всего относительно равномерной раздробленностью внутриразломного пространства. К нему могут быть отнесены многочисленные региональные раздвиги, сдвиго-раздвиги, кайнозойские рифтовые зоны и их предполагаемые палеоаналоги (авлакогены, рои даек древних платформ, зеленокаменные пояса докембрия), а также разломные зоны ограничения древних платформ и чарнокит-гранулитовые пояса (предполагаемые палеоаналоги трансформных разломов).

Дизъюнктивные структуры равномерно-дисперсного типа достигают по протяженности первых тысяч, по ширине - первых сотен километров. Их структурный облик определяется сочетанием линейно вытянутых по простиранию зоны серий крутых сдвигов и сбросов, ограничивающих разноранговые грабены (в рифтовых зонах, авлакогенных); или чешуйчато-надвиговых структур (в зеленокаменных поясах, разломных зонах ограничения древних платформ); или же серий однонаправленных сближенных даек (в рядах даек древних платформ). Высокая напряженность проявления дизъюнктивных структур соче-

тается с низкой напряженностью проявления шпикативных дислокаций.

Для равномерно-дисперсных разломных зон характерно развитие вулканогенно-осадочных формаций, состав которых варьирует в широких пределах в зависимости от возраста и типа зоны. Магматизм от кислого до основного и ультраосновного (щелочного и субщелочного) с явным преобладанием последних. Метаморфизм низкой степени. Он характерен для всей зоны в целом, а не только для магистрального разлома; в ряде случаев может вообще отсутствовать.

Молодые зоны выражены в рельефе в виде цепочек разноранговых грабенов, ограниченных крутыми горстообразными поднятиями "плеч" и разделенные по простиранию серий перемычек, также в виде разноранговых поднятий.

Все перечисленные структурные элементы (серии сдвигов, сбросов, чешуй, грабенов, горстов) объединяются по простиранию разломных зон в деструктивные поля. Отсюда большая однородность нарушенности внутриразломного объема рассматриваемых зон. Часто отсутствует магистральный разлом, хотя в ряде случаев он есть, например, у разломных зон ограничения древних платформ, у некоторых рифтовых зон (осевой грабен) и даже у роев даек поздних генераций (Великая дайка Зимбабве, дайки Джимберлана и Биннеринджи в Австралии). Наиболее отчетливо он проявлен у разломных зон ограничения древних платформ. Последние занимают промежуточное положение между зонами равномерно-дисперсного и дискретно-дисперсного типов. На начальных этапах развития они по осевой инфраструктуре были ближе к зонам первого типа, на конечных, в процессе фанерозойской переработки, обрели много черт, близких зонам второго типа.

Разломные зоны равномерно-дисперсного типа отличает и несравненно большая симметрия инфраструктуры: деструктивные поля, как правило, занимают осевое положение внутри зоны, вытягиваясь либо в цепочки (рифты Африки, рои даек), либо в кулисы (Байкальская рифтовая зона, зоны разломов ограничения платформ). Деструктивные поля представлены преимущественно грабенообразным типом. Иногда разломные зоны представляют собой единое деструктивное поле (зеленокаменные пояса, рои даек ранних генераций). Такой тип деструкции характерен для раннедокембрийской литосферы, но иногда проявляется и в фанерозое (некоторые авлакогены, например Пачелмский, или кайнозойские рифтовые зоны, например Эфиопская). Формирование единого деструктивного поля вместо серий дискретных полей свидетельствует о специфических условиях разрывообразования либо на определенной стадии развития литосферы (ранний докембрий), либо в локальном объеме (большая мощность разрушающегося участка литосферы в сравнении с ее площадью), о чем речь пойдет в главе ниже.

Разломные зоны дискретно-дисперсного типа представляют собой крупные дизъюнктивные структуры протяженностью до 1000 км и шириной от нескольких десятков до первых сотен километров. По кинематике это чаще всего сдвиги, взбросо-сдвиги и сдвиги-надвиги. В пределах зон их динамического влияния наблюдается резкое изменение облика, состава, мощности внутриразломных формаций в сравнении с определенными территориями. Наиболее типичны для них карбонатно-органогенные (рифтовые кордильеры), карбонатно-обломочные, кремнистые, флишоидные, терригенные морские и континентальные формации. Среди магматических образований преобладают гранитоидные интрузии. Характерны отчетливая структурная выраженность зон, проявляющаяся в повышенной напряженности складчатых и разрывных дислокаций, и динамометаморфизм. Часто появляются чешуйчато-надвиговые системы и системы удлиненно-брахиальных складок со сложной структурой в поперечном сечении (асимметричные, изоклинальные, веерообразные, лежащие складки), кордильерообразные подня-

тия в осевой зоне. Наиболее существенные динамометаморфические преобразования связаны с магистральным разломом и с наиболее крупными сопутствующими разрывами.

Для всех без исключения зон отмечается наличие деструктивных полей. Их чередование с отрезками магистрального разлома, почти лишенными структур оперения, определяет резко неравномерную раздробленность внутриразломного пространства. Деструктивные поля в зонах дискретно-дисперсного типа имеют чаще всего чечевицеобразную или клиновидную форму. В зависимости от ранга зоны они могут быть представлены сгущением сопутствующих разрывов, аномальными участками мозаично-блокового строения, где на ограниченном участке зоны динамического влияния соседствуют многочисленные мелкие блоки разного состава и возраста, а сама зона динамического влияния разлома резко расширяется. У молодых и активных в кайнозойе зон деструктивные поля получают геоморфологическое выражение в виде участков заметного расширения зоны предгорья с резко расчлененным клавишно-блоковым рельефом.

Внутри зон дискретно-дисперсного типа деструктивные поля занимают резко асимметричное положение по отношению к магистральному разлому, смещаясь в сторону одного из крыльев, реже занимают осевое положение. Характерно преобладание горстообразного и мозаично-блокового типов деструктивных полей.

К линейно-концентрированному типу относятся разломные зоны, в структурной организации которых основная роль принадлежит магистральному разлому, а деструктивные поля имеют подчиненное значение. На континенте этот тип зон представлен либо небольшими сейсмогенными структурами, либо протяженными континентальными трансформными разломами типа разломов Сан-Андреас, Асва, Тункинский и ряда других. Наиболее широко развиты зоны линейно-концентрированного типа в океанской литосфере, где они представлены не только трансформными разломами, но и обычными сдвигами и сдвигобросовыми зонами. Их инфраструктура рассмотрена на примере разломных зон Тихого, Атлантического, Индийского океанов. Протяженность их достигает 4000–5000 км, ширина зон динамического влияния – первых сотен километров. Некоторые из этих зон (например, Мендосино, Романш) пересекают не только океанскую, но и континентальную литосферу. В рельефе дна они обычно представлены чередованием глубоких желобов и горных гряд. На отдельных участках это может быть один узкий хребет, обрамленный с одной или обеих сторон желобами. На склонах желобов обнажаются выходы милонитов и брекчий, а также интрузии гипербазитов более древние, чем окружающие базальты океанической коры, что свидетельствует о более древнем по сравнению со средними хребтами заложении трансформных зон /Menard, 1962/. С магистральным разломом, как правило, связаны либо осевые части узких желобов, либо уступы океанского дна высотой до нескольких сотен, иногда тысяч, метров и значительные амплитуды горизонтальных перемещений. Сопутствующие разрывы развиты в бортах желоба и в обрамляющих его приразломных хребтах, а также в пределах пассивных участков разломных зон. Иногда магистральный разлом представлен серией кулис, где желоба чередуются по простиранию зоны с узкими хребтами.

Деструктивные поля в инфраструктуре зон линейно-концентрированного типа играют подчиненную роль по отношению к магистральному разлому. С ними связаны участки резкого расширения разломной зоны, появление нескольких близпараллельных желобов или гряд, островных архипелагов, фиксирующих увеличение степени раздробленности литосферы. Деструктивные поля чаще всего расположены центрально-симметрично, вытягиваясь вдоль осевой линии и по простиранию зоны чередуясь с протяженными отрезками магистрального разлома.

3.2. Количественные характеристики инфраструктуры сдвиговых зон

3.2.1. Зоны равномерно-дисперсного типа

Этот тип разломных зон объединяет структуры разной генетической природы (рифты, разломы, ограничения древних платформ, зеленокаменные пояса, рои даек), имеющие разный возраст (фанерозойские, докембрийские). Отсюда, естественно, возникает вопрос: насколько сильно разнятся перечисленные структуры по своим количественным параметрам? Чрезвычайно показательной характеристикой для процессов разломообразования служит ширина деструктивных линейных по форме объемов литосферы.

Зависимость между шириной разломных зон (m) и их длиной (L) определялась как для обобщенных данных, так и отдельно для докембрийских и фанерозойских зон, для палеозойских и мезокайнозойских рифтов, для докембрийских роев даек, зеленокаменных поясов и интракратонных зон. В статистическую обработку были включены данные, взятые из работ разных авторов по широкому спектру регионов. Несмотря на то, что данные о параметрах получены из разных источников, уравнения регрессии близки между собой. Коэффициенты корреляции во всех случаях не ниже 0,9.

Так, для мезо-кайнозойских рифтовых зон $r = 0,94 \pm 0,06$; для палеозойских $r = 0,925 \pm 0,35$; для роев даек $r = 0,979 \pm 0,12$; для интракратонных зон $r = 0,927 \pm 0,23$. Уравнения регрессии имеют следующий вид: по обобщенным данным -

$$m = 0,19L - 19,7 \pm 60,26 \text{ км}; \quad (3.1)$$

для фанерозойских рифтовых зон в целом -

$$m = 0,19L - 13,53 \pm 62,6 \text{ км}; \quad (3.2)$$

для мезо-кайнозойских в частности -

$$m = 0,2L - 15,32 \pm 62 \text{ км}; \quad (3.3)$$

для палеозойских в частности -

$$m = 0,136L + 6,95 \pm 43,4 \text{ км}; \quad (3.4)$$

для докембрийских структур в целом -

$$m = 0,2L - 10,9 \pm 50,5 \text{ км}; \quad (3.5)$$

для роев даек в частности -

$$m = 0,25L - 13,86 \pm 21 \text{ км}; \quad (3.6)$$

для зеленокаменных поясов в частности -

$$m = 0,141L + 75,23 \pm 57,0 \text{ км}; \quad (3.7)$$

для интракратонных зон в частности -

$$m = 0,22L - 43,43 \pm 38,47 \text{ км}. \quad (3.8)$$

Отсюда ясно, что, во-первых, ширина разломных зон деструктивного типа стоит в прямой зависимости от их длины; во-вторых, коэффициенты пропорциональности мало отличаются для разновозрастных (фанерозойских и докембрийских) разломных зон (зависимости 3.2, 3.5); в-третьих, слабо отличают-

ся зависимости ширины и длины докембрийских зон разного типа (зависимости 3.6–3.8). Это последнее обстоятельство может, вероятно, служить определенным подтверждением единства их генетической природы, до сих пор дискутирующейся в литературе. Лишь зависимости, полученные для рифтовых зон разного возраста, разнятся достаточно существенно при сохранении общей тенденции (зависимости 3.3, 3.4). Кайнозойские рифтовые зоны несколько шире палеозойских при равных длинах. Если рассматривать отдельные структуры, то это обстоятельство не всегда столь очевидно. Например, анализируя рифтовые структуры Китая, нетрудно заметить, что регенированные мезо–кайнозойские рифты много уже, чем палеозойские и позднекембрийские, лежащие в их основании. Если же провести количественный анализ, то легко избежать ложного заключения: кайнозойские рифты здесь действительно более узкие, но и несоизмеримо более короткие по протяженности, чем палеозойские и позднекембрийские.

Чем объяснить расхождение прямых, свидетельствующее о том, что палеозойские рифты уже кайнозойских при разных длинах? Дать однозначный ответ на основе одних лишь количественных сопоставлений невозможно. Это может быть связано с тем, что палеозойские структуры существенно деформированы и частично редуцированы, их контуры определяются в современной структуре по четким разломным ограничениям, в то время как у кайнозойских рифтовых зон строгие разломные ограничения есть далеко не всегда, в разломную зону часто включаются сопредельные территории, слабо охваченные рифтогенезом. У палеозойских зон они также существовали, однако сейчас восстановить их контуры уже невозможно, в этом случае, по сути, картируется лишь древний осевой рифт, отсюда и полученные соотношения между шириной и длиной этих зон. Может оказаться, что причина более глубокого свойства, например, меньшая мощность литосферы. Это последнее предположение не лишено оснований, однако у автора мало данных для более обстоятельных оценок.

Зависимость между длиной разломных зон и параметрами деструктивных полей. Вторым критерием выделения зон деструктивного типа служили соотношения между длиной разломной зоны и длиной деструктивных полей. Каковы же эти соотношения? Коэффициент корреляции между обсуждаемыми параметрами равен $0,672 \pm 0,5$, однако общая тенденция просматривается достаточно хорошо; уравнение регрессии имеет вид

$$l_{\text{дп}} = 0,126L + 115,3 \pm 87,5 \text{ км.} \quad (3.9)$$

Таким образом, в среднем отношение длины деструктивных полей к общей длине зоны динамического влияния составляет от 0,2 до 0,4, причем чем длиннее разломная зона, тем меньше отношение $l_{\text{дп}}/L$.

Зависимость между шириной деструктивных полей и длиной разломных зон, так же как и предыдущая, достаточно отчетлива, хотя дисперсия значений ширины деструктивных полей равна $\sigma_y = 53$ при $\bar{y} = 97$, а коэффициент корреляции $r = 0,51 \pm 0,1$. Уравнение регрессии имеет вид

$$m_{\text{дп}} = 0,064L - 1,34 \pm 45,8 \text{ км.} \quad (3.10)$$

Выдержаны соотношения и между собственными параметрами деструктивных полей – длиной ($l_{\text{дп}}$) и шириной ($m_{\text{дп}}$). Коэффициент корреляции равен $0,7 \pm 0,1$, уравнения регрессии имеют вид

$$m_{\text{дп}} = 0,29 l_{\text{дп}} + 8,6 \pm 45,3 \text{ км;} \quad (3.11)$$

$$l_{\text{дп}} = 1,68 \text{ м} + 152,8 \pm 102,9 \text{ км.} \quad (3.12)$$

Зависимость длин разрывов от их расположения в общей инфраструктуре разломных зон. Расчеты проводились на материале по Байкальской рифтовой зоне. В инфраструктуре Байкальской рифтовой зоны наряду с главными ранне-неогеновыми впадинами существует серия более мелких позднеплейстоценовых. Эта последняя группа впадин заложена внутри деструктивных полей близпараллельно главным впадинам рифтовой зоны и характеризует ее разрастание к латеральным границам.

Расстояния между крупными и мелкими впадинами измерялись от географического центра главной впадины до географического центра каждой из второстепенных. Длина мелких впадин определялась по границе выполняющих впадины четвертичных отложений /Лобацкая, Намолова, 1979/.

В Верхнеангарскую группу вошло 10 впадин. Коэффициент корреляции между длиной впадин (c) и расстоянием каждой из них до центра Верхнеангарской впадины (d) равен $0,91 \pm 0,3$. Несмотря на незначительное количество коррелируемых пар, коэффициент корреляции является значимым. Уравнение регрессии имеет вид

$$c = 0,3d + 0,03 \text{ км.} \quad (3.13)$$

В Ципа-Баунтовскую группу впадин вошло 12 структур, значимый коэффициент корреляции равен $0,82 \pm 0,3$. Уравнение регрессии имеет вид

$$c = 0,33d + 0,8 \text{ км.} \quad (3.14)$$

Муйская группа состоит из 10 впадин, значимый коэффициент корреляции равен $0,79 \pm 0,45$. Зависимость между параметрами c и d аналогична предыдущей:

$$c = 0,33d + 5,8 \text{ км.} \quad (3.15)$$

Коэффициент корреляции по данным, обобщенным по всем впадинам, также имеет высокое значение ($0,78 \pm 0,17$), а следующее уравнение регрессии отражает общую тенденцию развития впадин второго порядка:

$$c = 0,3d + 1,0 \text{ км.} \quad (3.16)$$

Длина разломов, обрамляющих позднеплейстоценовые впадины, соизмерима с длиной соответствующих впадин, хотя длины разломов, как правило, несколько превосходят длины впадин. Отсюда соотношения между длиной локальных разломов и их расстоянием до регионального магистрального разлома в общем виде могут быть описаны уравнения регрессии

$$l = kd + c \pm \Delta \text{ км,} \quad (3.17)$$

где l – длина локальных разломов; d – расстояние локального разлома до магистрального; k , c – коэффициенты пропорциональности (значение k для данного региона колеблется в пределах $0,3-0,6$).

Если измерить длины собственно главных неогеновых впадин, изображенных на рис. 3.5, то окажется, что они увеличиваются по мере удаления впадин от условного центра рифтогенеза, за который принята центральная часть Южно-Байкальской котловины вблизи устья р. Селенги. Статистический анализ показывает, что длины крупных впадин (C) обратны их расстоянию (D) от условного центра рифтогенеза /Лобацкая, 1987/. Уравнение регрессии имеет вид

$$C = -0,3D + 3,1 \cdot 10^2 \pm \Delta \text{ км.} \quad (3.18)$$

Таким образом, происходит закономерное разрастание не только латеральных, но и дистальных границ Байкальской рифтовой зоны.

3.2.2. Зоны дискретно-дисперсного типа

Зависимость ширины зоны динамического влияния разлома, деструктивных полей, осевой зоны от длины разлома. Обратимся прежде всего к крупным генеральным разломам.

Коэффициент корреляции равен $0,71 + 0,1$ (при $N = 50$). Из уравнения регрессии

$$\lg m = 1,06 \lg L - 1,14 \quad (3.19)$$

следует, что ширина зон динамического влияния крупных разломов, оцененная по характеру распределения плотности сопутствующих разрывов, составляет около 0,1 от длины разлома, о чем уже упоминалось выше при классификации разломных зон литосферы. Сопоставление полученных результатов с теоретическими и экспериментальными оценками /Шерман, 1977; Шерман и др., 1983/ показывает, что последние значительно завышены в сравнении с реально существующими. Однако для региональных и локальных разломов результаты сопоставления геологических и теоретических оценок выглядят несколько иначе. При использовании метода сравнения средних для анализа разломов этой группы были получены оценки, позволяющие считать теоретические и фактические значения предельно возможной ширины зоны конкретной длины вполне сопоставимыми: $m_{\text{факт}} = 31,1$ км; $m_{\text{теор}} = 31,7$ км; $t_x = 0,28$; $t = 1,80$ (при $\alpha = 0,1$); $t_x < t$, следовательно, расхождение между средними с вероятностью 90 % можно считать незначимым (t_x – доверительный интервал точечных оценок; t – критерий Стьюдента; $\alpha = 0,1$ – доверительная вероятность 90 %). Таким образом, расхождения в теоретических и фактических оценках ширины зон динамического влияния разломов как функции их длины у разломов длиной менее 80 км оказываются пренебрежимо малыми.

Приведенные оценки дают основание считать, что, с одной стороны, ширина зоны динамического влияния тесно связана с ее длиной по простиранию, с другой – соотношение между этими параметрами неравнозначно для крупных, генеральных и более мелких, региональных и локальных разломов. Расхождения между теоретическими и геологическими данными тем больше, чем длиннее разлом.

Вполне логично предположить, что с ростом протяженности зоны динамического влияния будет в целом увеличиваться не только ширина этой зоны, но и линейные параметры ее главных структурных элементов – деструктивных полей. Действительно, коэффициенты корреляции между длиной разломных зон и шириной деструктивных полей ($m_{\text{дп}}$) для крупных разломов равны $0,878 \pm 0,083$ (при $N = 69$). Уравнение регрессии имеет вид

$$\lg m_{\text{дп}} = 0,61 \lg L + 0,08 \pm 0,15. \quad (3.20)$$

Ширина деструктивных полей растет по мере роста длин разломов. Зависимость выдержана как для генеральных, так и для региональных разломов.

Ширина зоны динамического влияния оказывается несколько большей,

чем ширина деструктивных полей в ее пределах. Так, ширина разломной зоны длиной 100 км составляет около 20–25 км, а ширина деструктивных полей 18–20 км; при длине разлома 1000 км ширина зоны около 100 км, а ширина деструктивных полей 80–82 км. Это обстоятельство связано, скорее всего, с асимметричным строением зон динамического влияния, выражающемся в смещении деструктивных полей в одно из крыльев. Асимметрия зон динамического влияния выше у крупных разломов, отсюда и разрыв между значениями m и $m_{дп}$ несколько больше, чем у региональных.

Достаточно хорошо выдерживаются соотношения между длиной зон динамического влияния и другим линейным параметром деструктивных полей – их длиной. Коэффициент корреляции равен $0,85 \pm 0,1$ (при $N = 69$). Из уравнения регрессии

$$l_{дп} = 0,13L + 50,9 \pm 60,6 \text{ км} \quad (3.21)$$

следует, что длина деструктивных полей составляет около 15–18 % от общей протяженности разлома. Данная зависимость обуславливает и предельное количество деструктивных полей в зонах динамического влияния разломов. Даже у самых крупных разломов дискретно-дисперсного типа (длиной до тысяч километров) редко бывает больше шести-семи деструктивных полей, обычно их количество не превышает три-четыре. Наблюдения показывают, что у сдвигов, где деструктивные поля косо прилегают к магистральному разлому, число полей, как правило, больше оптимального, у надвигов – меньше, у сбросов и раздвигов чаще всего оптимально.

Хорошо коррелируются между собой и собственные параметры деструктивных полей – их длина и ширина. Коэффициент корреляции в этом случае равен $0,791 \pm 0,131$ (при $N = 70$). Уравнения регрессии имеют вид

$$l_{дп} = 1,9 m_{дп} + 30,8 \pm 70,1 \text{ км}; \quad (3.22)$$

$$m_{дп} = 0,31 l_{дп} + 18,0 \pm 28,6 \text{ км}. \quad (3.23)$$

Полученные зависимости позволяют прогнозировать любой из двух параметров в случае недостатка информации в связи со слабой изученностью или плохой обнаженностью зоны динамического влияния разлома.

Одним из важнейших структурных элементов зон динамического влияния разломов дискретно-дисперсного типа кроме деструктивных полей является магистральный разлом, та геологическая граница раздела между блоками земной коры, в процессе формирования которой рождается сопутствующая ей зона разлома. Геологически магистральный разлом, как было сказано выше, выражен либо полосой интенсивного динамометаморфизма, либо узкой зоной интенсивного дробления или иных приразломных изменений. Ширина полосы магистрального разрыва ($m_{МГР}$) несравнимо меньше общей ширины зоны динамического влияния. В то же время оба эти параметра отчетливо коррелируются между собой. Так, данные по крупным региональным и генеральным разломам позволяют дать оценку этой связи. Коэффициент корреляции равен $0,734 \pm 0,09$. Уравнения регрессии имеют вид

$$m_{МГР} = 0,04m + 0,22 \pm 0,6 \text{ км}; \quad (3.24)$$

$$m = 15,96 m_{МГР} + 10,5 \pm 12,6 \text{ км}. \quad (3.25)$$

При изучении локальных тектонических разрывов Прибайкалья автором данной главы совместно с К.Г. Леви было установлено, что над зонами их влияния развивается негативная форма рельефа, выраженная либо речной долиной (например, зона динамического влияния Кучелгинского разлома – долиной р. Кучелги в Приольхонье), либо небольшими распадками или лощинами. При этом непосредственно в зоне магистрального разлома развивается либо тальвег реки, либо наиболее глубокая часть распадка или лощины. На рис. 3.7 изображены соотношения между изменениями плотностей разрывов в зоне динамического влияния Кучелгинского разлома и изменениями абсолютных отметок рельефа. Осевая, наиболее раздробленная, часть Кучелгинского разлома совпадает с руслом долины: максимумы на графиках плотностей сопутствующих разрывов приходятся на минимумы гипсометрических профилей. Соотношения негативных форм рельефа (a) с шириной магистрального разрыва составляют около 1/10. Результаты статистического анализа показывают высокую связь между обсуждаемыми параметрами для локальных разломов других территорий (Средняя Азия). Коэффициент корреляции равен $0,877 \pm 0,136$ (при $N = 27$). Уравнения регрессии имеют вид

$$a = 1,151 m_{\text{МГР}} - 0,86 \pm 1,53 \text{ м}; \quad (3.26)$$

$$m_{\text{МГР}} = 0,51a + 0,85 \pm 0,88 \text{ м}. \quad (3.27)$$

Если проанализировать ширину магистральных разрывов небольших трещинных зон, то окажется, что и на этом уровне сохраняются соотношения этого параметра с общей шириной зоны динамического влияния. Статистический анализ подобных соотношений показывает, что коэффициент корреляции равен $0,929 \pm 0,094$ (при $N = 20$). Уравнения регрессии имеют вид

$$\lg m_{\text{МГР}} = 0,82 \lg m - 0,46 \pm 0,28; \quad (3.28)$$

$$\lg m = 1,06 \lg m_{\text{МГР}} + 0,86 \pm 0,31. \quad (3.29)$$

Таким образом, пропорция между мощностью тектонитов, фиксирующей магистральный разрыв, и шириной зоны динамического влияния выдерживается для разрывных нарушений разных рангов от крупных разломных зон до мелких трещинных зон. Однако в первом случае мощность зон тектонитов составляет около 2–10 %, а в последнем около 25 % от общей ширины зоны динамического влияния. Опосредованно ($m = f(L)$) это свидетельствует об увеличении значений соотношения m/L , а следовательно, и о том, что трещинные зонки с их равномерной внутренней деструкцией правильнее было бы отнести к равномерно-дисперсному типу разломных зон.

Зависимость длин сопутствующих разрывов от их расположения в пределах деструктивных полей. Существенной деталью внутреннего строения подавляющего большинства деструктивных полей является особенность изменения длин сопутствующих разрывов, близпараллельных магистральному. Она заключается в закономерном увеличении длин по мере удаления их от магистрального разлома в сторону латеральных границ зоны динамического влияния /Лобашка, 1982/.

В табл. 3.2 приведены уравнения регрессии для соотношений между длиной сопутствующих разломов и их расстоянием до магистрального в пределах деструктивных полей из ряда зон дискретно-дисперсного типа. Значения коэффициентов корреляции между обсуждаемыми параметрами колеблются от $0,56 \pm 0,3$ до $0,9 \pm 0,16$, причем низкие значения коэффициентов корреляции характерны лишь для двух разломов (для Главного Джунгарского и Туркестанского).

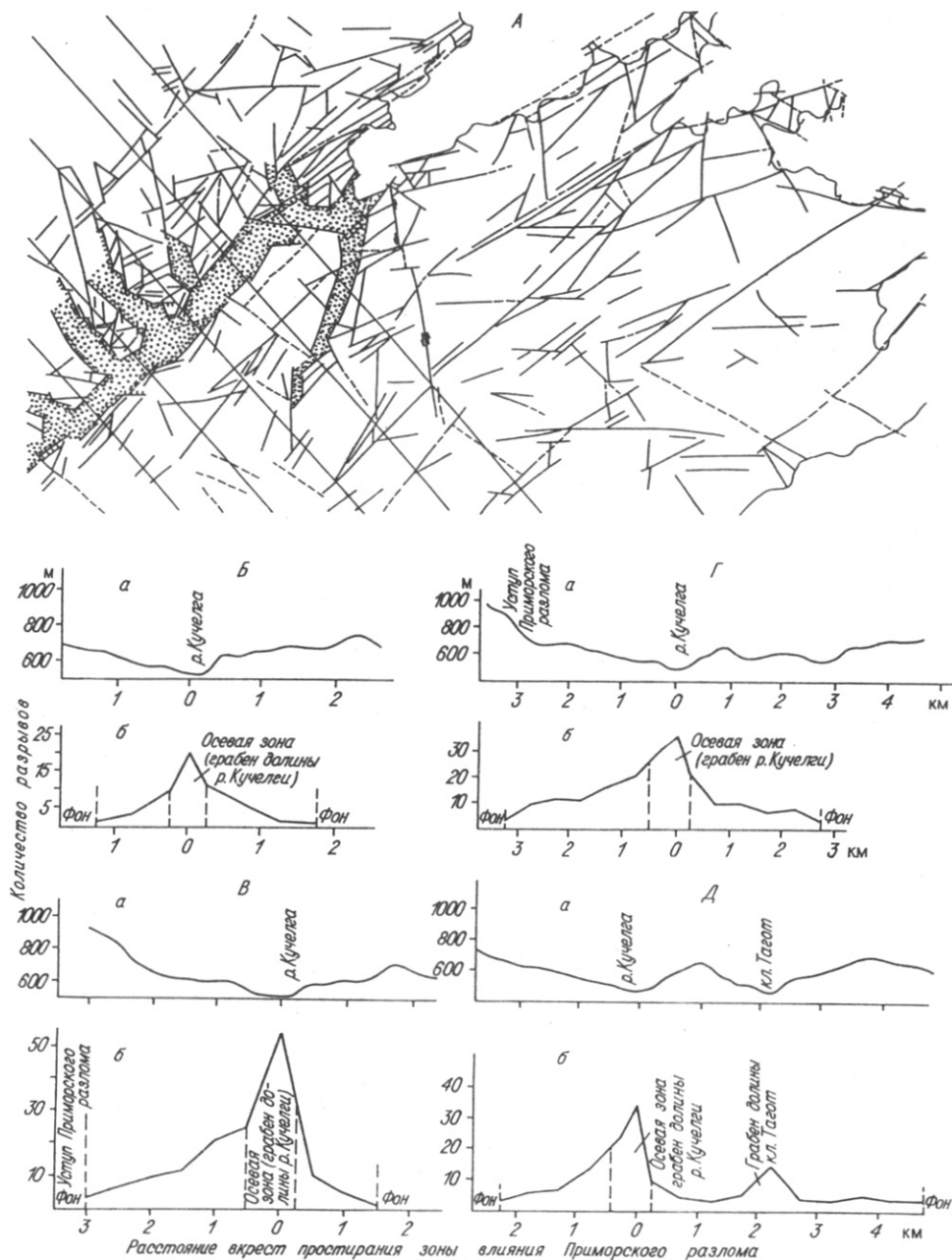


Рис. 3.7. Кучелгинское деструктивное поле.

А — строение поля в зоне Приморского разлома. Б—Д — графики соотношения между гипсометрическими отметками рельефа (а) и плотностью сопутствующих разрывов (б). Крапом показаны грабены долин р. Кучелги и кв. Тогог.

Таблица 3.2. Зависимость длин сопутствующих разрывов (км) от их расположения в зонах генеральных разломов

Разлом	Коэффициент корреляции	Уравнение регрессии и его номер
Главный Джунгарский	0,64	$l = 0,95d + 21,0$ (3.30)
Хангайский	0,87	$l = 1,96d + 28,1$ (3.31)
Таласо-Ферганский	0,77	$l = 1,78d + 47,3$ (3.32)
Туркестанский	0,56	$l = 1,48d + 50,1$ (3.33)
Северо-Гиссарский	0,88	$l = 2,7d + 16,5$ (3.34)
Сурхоб-Илякский	0,9	$l = 1,58d + 17,1$ (3.35)
Дарваз-Каракульский	0,83	$l = 3,03d + 4,26$ (3.36)
Герирудский	0,72	$l = 1,6d + 34,8$ (3.37)

В большинстве случаев значения коэффициентов корреляции высоки и дают возможность предполагать наличие тесной связи между параметрами l и d , близкой к линейной.

Близкие по сути зависимости между обсуждаемыми параметрами получены и для деструктивных полей из зон динамического влияния региональных разломов (табл. 3.3). Значения коэффициентов корреляции для большинства выборок равны 0,72–0,87, лишь в одном случае снижаются до 0,6. Значения статистических коэффициентов k и c колеблются соответственно от 0,78 до 2,3 для первого и от 0,7 до 12,2 для второго.

Рассмотрим подробнее приведенные уравнения регрессии. Из табл. 3.2 и 3.3 видно, что длины сопутствующих разрывов l растут пропорционально расстоянию d того или иного из них от магистрального разлома. Эта зависимость сохраняется и для зон крупных разломов, и для зон региональных и локальных разломов. В центральной части зон располагаются наименее протяженные разрывы, по мере приближения к латеральным границам длины их увеличиваются. Приведенные выше зависимости хорошо согласуются с данными о распределении плотностей сопутствующих разрывов вкrest простирания зон динамического влияния: в центральных частях зон число разрывов максимально при минимальных длинах, в краевых наоборот – минимально при максимальных длинах. Отсюда, естественно, возникает вопрос об оптимальной длине сопутствующих разрывов в центральной и краевых частях зон динамического влияния разломов.

В предельном случае при $d=0$ непосредственно в зоне магистрального

Таблица 3.3. Зависимость длин сопутствующих разрывов (км) от их расположения в зонах региональных разломов

Разлом	Коэффициент корреляции	Уравнение регрессии и его номер
Келяно-Ирокиндинский	0,86	$l = 1,73d + 6,5$ (3.38)
Падара-Кедровский	0,72	$l = 1,44d + 3,4$ (3.39)
Каралонский	0,82	$l = 1,91d + 2,3$ (3.40)
Самокутский	0,6	$l = 0,78d + 12,2$ (3.41)
Кичеро-Джялоканский	0,87	$l = 2,3d + 0,7$ (3.42)

разрыва или вблизи него $l_{\text{мин}}$ минимально ($l_{\text{мин}}$) и равно статистическому коэффициенту c , числовые значения которого колеблются в больших пределах. Выше значение c – длиннее разломы в обсуждаемом интервале, ниже значение c – разломы короче и многочисленнее. В определенной мере коэффициент c характеризует степень раздробленности земной коры в пределах центральных частей деструктивных полей. Как c , так и $l_{\text{мин}}$ мало зависят от общей протяженности разлома L и ширины деструктивных полей. Основными факторами, определяющими эту величину, являются кинематический тип разлома, скорость и интенсивность процессов разрушения, а возможно, и возраст разлома. Чем древнее разрыв, тем сложнее поддаются полевому определению мелкие сопутствующие залеченные дизъюнктивы.

В процессе картирования выделяются более крупные разрывы, получающие отражение на карте. Для молодых разломов картина несколько иная. Здесь разрывные нарушения проявлены ярче, хорошо выражены в рельефе, четко видны на аэрофотоснимках. Следовательно, наряду с крупными картируются и мелкие сопутствующие разрывы. С этим обстоятельством, вероятно, связано то, что самые короткие разрывы при $d=0$ отмечаются в пределах деструктивных полей таких генеральных разломов, как Сурхоб-Илякский, Дарваз-Каракульский; или таких региональных, как Кичеро-Джялоканский неотектонический сброс. В то же время у разломов более древнего заложения, таких, как Главный Саянский, Таласо-Ферганский, Самокутский, Келяно-Ирокиндинский, значение $l_{\text{мин}}$ много выше.

Обратимся к случаю, когда $d = m/2$, а длина сдвиговых разрывов операции, согласно уравнениям регрессии 3.14–3.26, максимальна ($l_{\text{макс}}$). В группе генеральных разломов (при $L > 500$ км) численные значения этого параметра, характерные для краевых частей деструктивных полей, колеблются: у Главного Саянского 100–112 км при $L = 900$ км; у Хангайского 125–162 км при $L = 1200$ км; у Главного Джунгарского 55–57 км при $L = 500$ км; у Таласо-Ферганского 150–175 км при $L = 1000$ км; у Туркестанского 85–87 км при $L = 500$ км; у Герирудского 100–112 км при $L = 1300$ км. Изменение $l_{\text{макс}}$, таким образом, зависит от общей протяженности зоны динамического влияния и в среднем составляет около 10–15 % от длины магистрального разлома.

В группе более мелких разломов (L менее 500 км) значения максимальных длин сопутствующих разрывов колеблются в пределах 25–55 км, в то время как длины магистральных разломов составляют 80–250 км (см. табл. 3.3). В целом сохраняется та же, что и для генеральных разломов, зависимость длин сопутствующих разрывов в краевых частях зон от общей протяженности зон: чем крупнее разлом, тем выше максимально возможные значения размеров сопутствующих разрывов. В среднем $l_{\text{макс}}$ достигает 20–25 % от длины магистрального разлома.

3.2.3. Зоны линейно-концентрированного типа

Зависимость между шириной зон динамического влияния разломов и их длиной. Коэффициент корреляции между обсуждаемыми параметрами равен $0,89 \pm 0,1$. Уравнение регрессии имеет вид

$$m = 0,043 L + 7,72 \pm 29,6 \text{ км.} \quad (3.43)$$

Эта зависимость выдержана для разломов Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

Зависимость между длиной разломных зон магистрального типа и параметрами деструктивных полей. Как и в предыдущих случаях, обратимся вначале к соотношению между длиной деструктивных полей и общей длиной зоны динамического влияния в целом. Дисперсия значений длин деструктивных полей составляет $\sigma_y = 83,78$ при $\bar{y} = 203$. Коэффициент корреляции невысок: $r = 0,64 \pm 0,26$. Уравнение регрессии имеет вид

$$l_{\text{дл}} = 0,039 L + 83,8 \pm 64,35 \text{ км.} \quad (3.44)$$

Аналогична зависимости (3.44) и связь между шириной деструктивных полей и общей длиной зоны динамического влияния. Дисперсия значений ширины деструктивных полей $\sigma_y = 20,9$ при $\bar{y} = 80,6$. Коэффициент корреляции равен $0,69 \pm 0,2$, а уравнение регрессии имеет вид

$$m_{\text{дл}} = 0,01 L + 43,59 \pm 15,06 \text{ км.} \quad (3.45)$$

Более высоким коэффициентом корреляции характеризуется зависимость между собственными параметрами деструктивных полей – их шириной и длиной ($r = 0,77 \pm 0,1$). Уравнения регрессии имеют вид

$$m_{\text{дл}} = 0,18 l_{\text{дл}} + 44,46 \pm 20,1 \text{ км;} \quad (3.46)$$

$$l_{\text{дл}} = 3,37 m_{\text{дл}} - 60,37 \pm 87,8 \text{ км.} \quad (3.47)$$

Таким образом, общая тенденция в соотношениях параметров сохраняется и у зон линейно-концентрированного типа, хотя коэффициенты пропорциональности в уравнениях регрессии оказываются здесь несколько иными. Проведем сравнительный анализ полученных зависимостей для всех трех типов разломных зон.

3.2.4. Сравнительный анализ эмпирических зависимостей между количественными параметрами разломных зон разных типов

Прежде всего проанализируем зависимость соотношений между шириной и длиной разломных зон от их типа. На рис. 3.8 изображены три прямые, соответствующие зависимостям (3.1), (3.19) и (3.43). На графиках отчетливо видно различие в обсуждаемых соотношениях. Наиболее крутой наклон имеет прямая для разломных зон равномерно-дисперсного типа – небольшое увеличение длины влечет за собой существенное увеличение ширины разломной зоны. В то же время у зон дискретно-дисперсного и линейно-концентрированного типов с увеличением длины прирост ширины менее резок. Наименьшей шириной при равной длине характеризуются разломные зоны линейно-концентрированного типа, наибольшей – равномерно-дисперсного. Зоны динамического влияния дискретно-дисперсного типа занимают промежуточное положение. При этом необходимо отметить, что при длинах около 300–600 км разломные зоны деструктивного и деструктивно-магистрального типов могут иметь равную ширину, а при длинах менее 300 км ширина у разломных зон равномерно-дисперсного типа может оказаться меньше, чем у разломных зон дискретно-дисперсного.

Аналогичные зависимости параметров от типа зоны получаются и при

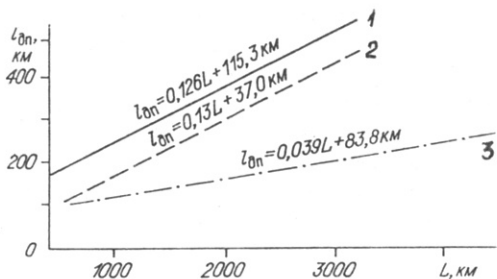


Рис. 3.8. Зависимость ширины от длины у разломных зон.

На рис. 3.8–3.11 типы разломных зон: 1 – равномерно-дисперсный, 2 – дискретно-дисперсный, 3 – линейно-концентрированный.

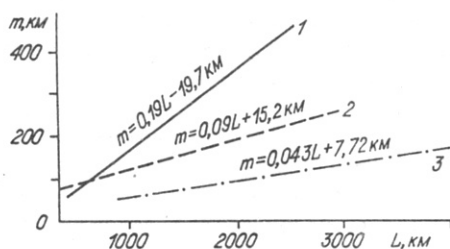


Рис. 3.9. Зависимость длин деструктивных полей от длин разломных зон.

анализе соотношений между длиной деструктивных полей и общей длиной разломной зоны. На рис. 3.9 изображены зависимости (3.9), (3.21) и (3.44). Прирост длин деструктивных полей с приростом длин разломных зон магистрального типа меняется очень плавно. В отличие от него зоны дискретно-дисперсного и равномерно-дисперсного типов характеризуются резким приращением длины деструктивных полей даже при незначительном увеличении общей длины зон динамического влияния. При длинах 300–600 км разломные зоны дискретно-дисперсного и линейно-концентрированного типов могут иметь разные длины деструктивных полей. Уравнения регрессии (3.9) и (3.21) имеют практически одинаковые коэффициенты пропорциональности (одинаковый наклон на графике) и отличаются лишь свободным членом, т.е. длина деструктивных полей у разломных зон равномерно-дисперсного типа стабильно (вне зависимости от региона) больше, чем длина деструктивных полей у разломных зон дискретно-дисперсного типа при равных длинах.

Зависимости между длиной разломных зон и шириной деструктивных полей изображены на рис. 3.10. У разломных зон линейно-концентрированного типа изменение ширины деструктивных полей от длины зоны не существенно. Резко изменяется ширина деструктивных полей в зависимости от длины у разломных зон равномерно-дискретного типа. Разломные зоны длиной от 500 до 1500 км характеризуются близкими значениями ширины деструктивных полей вне зависимости от типа разломной зоны.

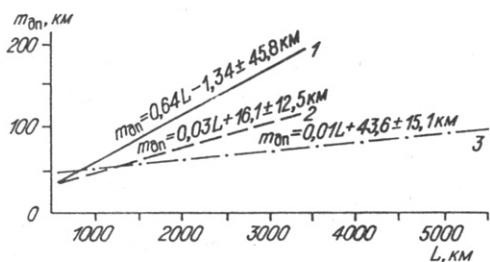


Рис. 3.10. Зависимость ширины деструктивных полей от длины разломных зон.

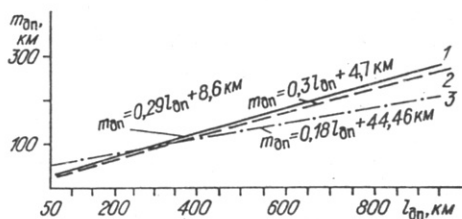


Рис. 3.11. Зависимость ширины и длины деструктивных полей в разломных зонах.

Наиболее выдержанными у разломов всех типов оказываются соотношения между собственными параметрами деструктивных полей (рис. 3.11). Для разломных зон равномерно-дисперсного и дискретно-дисперсного типов прямые практически совпадают. Незначительно отличается от них и зависимость между шириной и длиной деструктивных полей для разломных зон линейно-концентрированного типа. Выдержанность упомянутых соотношений еще раз подчеркивает чрезвычайно высокую "устойчивость" деструктивных полей как непрременных и наиболее существенных структурных элементов зон динамического влияния разломов любого из трех типов.

3.3. Инфраструктура сдвиговых зон в вертикальном разрезе

Строение разломных зон выше дано преимущественно в горизонтальном срезе. Это связано с далеко не достаточной общей изученностью разрывных нарушений на глубину. Информация о строении разломных зон по вертикали до сих пор остается одним из наиболее уязвимых мест тектонических построений. За последние годы представления о вертикальном разрезе разломных зон существенно дополнились данными сверхглубокого бурения. Значительный вклад в изучение вертикальной зональности внесен теоретическими и экспериментальными работами В.И. Казанского, С.И. Шермана, Е.И. Паталахи, О.Б. Гинтова и других исследователей. В этих работах показано существенное изменение характера структурно-вещественного выражения разломных зон на разных глубинных уровнях.

Денудационный срез вскрывает разломы на разную глубину, что, естественно, расширяет возможности прямых геологических наблюдений. Достаточно полную информацию об инфраструктуре разломных зон в вертикальном разрезе дают такие геологические ситуации, когда современный эрозионно-денудационный срез вскрывает не один, а несколько глубинных уровней многоактно развивающейся разломной зоны с наложением разновозрастных структур. Подобную ситуацию можно наблюдать в пределах Западного Прибайкалья. В табл. 3.4 приведен фактический материал, дающий конкретное представление о характере инфраструктуры крупной разломной зоны в вертикальном разрезе. Неудовлетворительным является то обстоятельство, что нет данных, которые позволили бы отождествить выделенные уровни с конкретными глубинами, и приведенные значения глубин, базирующиеся на теоретических представлениях и данных сверхглубокого бурения в других регионах, следует рассматривать не более как гипотетические.

От докембрийской разломной зоны сохранились лишь ее некогда наиболее глубокие горизонты. Верхние части той, докембрийской разломной зоны уничтожены денудацией. Достаточно глубокими уровнями дислокационных преобразований представлены позднедокембрийские – раннепалеозойские внутриразломные структуры. Среднеглубинные уровни представлены позднепалеозойскими – раннемезозойскими структурами. И наконец, приповерхностные – позднемезозойскими и кайнозойскими. Каков же характер структурно-вещественного выполнения каждого из упомянутых глубинных уровней?

Рассмотрим прежде всего общую структурно-формационную ситуацию в зоне разлома. Обращает на себя внимание тот факт, что в пределах Приморского разлома практически нигде не наблюдается тектонических брекчий. Так, в Приольхонье видно, как архейские породы Приольхонского плато вплотную подходят к тектоническому уступу Приморского хребта, фиксирующему одноименный участок магистрального разлома, по другую сторону от которого сразу начинается полоса протерозойских образований. Приморский разлом имеет юго-восточное падение (северо-восточное простирание) – архейский блок расположен в

Таблица 3.4. Структурно-вещественные комплексы в инфраструктуре Приморского разлома в вертикальном разрезе

Северо-западное (лежащее) крыло - протерозойский блок	Юго-восточное (висячее) крыло - архейский блок	Глубина формирования	Условия формирования
Разрывы, выполненные линейной корой выветривания мел-палеогенового возраста (гипотетические)	Разрывы, выполненные линейной корой выветривания мел-палеогенового возраста	Приповерхностные	Стабилизация тектонических движений, слабо расчлененный рельеф; развитие площадных и линейных кор выветривания
Вертикальные и крутопадающие разрывы (без тектонитов), выраженные в рельефе тектоническими уступами (СВ) и эрозионно-тектоническими долинами (СЗ)	Вертикальные и крутопадающие разрывы (без тектонитов), ограничивающие кайнозойские рифтогенные микрограбены	0-7 (10?) км	Растяжение, резко расчлененный рельеф, активное прогибание юго-восточного (висячего) крыла
Взбросы, сдвиги, надвиги с метаморфизованными зонами тонкого расщепления и разлистования; запрокинутые приразломные складки и складки с крутыми шарнирами, осложненные на крыльях мелкой изоклиальной складчатостью	Взбросы, сдвиги, надвиги с метаморфизованными брекчиями в осевых частях, приразломные складки волочения и структуры будинажа	10-15 км	Сжатие, активное надвигание юго-восточного (висячего) крыла на северо-западное (лежащее)
Пологие надвиги с катаклазитами и зонами тонкого расщепления в осевых частях и структурами будинажа в крыльях	Пологие надвиги с катаклазитами и зонами тонкого расщепления в осевых частях и структурами будинажа в крыльях	15-25 км	Сжатие, активное надвигание юго-восточного крыла на северо-западное
Милониты по гранитам рапакиви	Милониты по мраморам Бластомилониты, бластокатаклазиты в пологих зонах	25-40 км и более	?

висячем, протерозойский в лежащем крыле. Таким образом, возрастные соотношения пород висячего и лежащего крыльев свидетельствуют о взбросовых перемещениях по сместителю. Однако общая картина существенно осложняется соотношением кайнозойских структур в крыльях, которое отвечает диаметрально противоположному направлению смещений. В кайнозойской структуре опущено юго-восточное (с архейским блоком) крыло, поднято — северо-западное (с протерозойским блоком). Некогда единая мел-палеогеновая поверхность выравнивания, на которой формировалась кора выветривания, разорвана и смещена по Приморскому разлому на разную высоту: в юго-восточном крыле она занимает поверхность Приольхонского плато и располагается на абсолютных отметках около 500–550 м. В северо-западном крыле ее фрагменты занимают водораздельные пространства Приморского хребта и достигают высот 1500–2000 м.

Упомянутые возрастные соотношения между образованиями лежащего и висячего крыльев Приморского разлома позволяют сделать вывод о том, что к началу раннего палеозоя архейский блок был поднят (не менее чем на 5 км) в более высокие горизонты коры, а вместе с ним и внутриразломные структуры нижних горизонтов зоны разлома. Кроме того, следует учесть и денудационный срез, позволяющий предположить, что к сегодняшнему дню в пределах Приольхонского плато возможно наличие внутриразломных образований с глубин не менее 10 км. Какую же в целом картину вскрывает эрозионно-денудационный срез в юго-восточном крыле Приморского разлома? Здесь высокометаморфизованные толщи архея интенсивно милонитизированы. Особенно наглядно милонитизация проявилась в пачках мраморов. Среди в целом светлоокрашенных светло-серых, белых мраморов проявляются "прослой" темно-серых, чаще черных мраморов, вытянутых согласно с общим простирием разлома. Эти "прослой", как правило, имеют постепенные переходы с вмещающими их неизменными мраморами. Мощностъ милонитизированных слоев колеблется от первых сантиметров до первых десятков метров. В кристаллосланцах и гнейсах следы милонитизации улавливаются хуже, хотя, несомненно, они присутствуют и здесь.

Особого внимания заслуживают тектониты, обнажающиеся в береговых скальных уступах залива Мухор (м. Шида). Они представлены фрагментами высокометаморфизованной толщи, переработанной процессами динамометаморфизма. Первичный состав толщи не ясен. Толща имеет "конгломератовидный" облик, где вытянутые в одном направлении "гальки" заключены в милонитизированный субстрат со следами течения. Размеры "галеk" колеблются от первых сантиметров до 10–12 см в поперечнике. Они окатаны, завальцованы, иногда напоминают будинажные структуры. Судя по облику, степени сохранности и неширокому распространению, эти остатки бластомилонитов (бластокатаклазитов?) — наиболее древние фрагменты образований Приморского разлома, отражающие и наиболее глубокие горизонты разломной структуры.

Наряду с тектонитами в пределах архейских толщ широко проявлены и приразломные пликативные структуры. Так, по мере приближения к плоскости сместителя магистрального разлома в интенсивно дислоцированных архейских толщах происходит изменение в ориентировках осевых поверхностей складок, появляются складки с вертикальными шарнирами. Многочисленные примеры такого рода наложенных, переориентированных микроскладок наблюдаются в бассейне р. Кучелги. Примером более крупной пликативной структуры может служить флексурообразная складка с близвертикальным шарниром, расположенная в нижнем течении р. Анги и известная под названием "ангинской сигмиды". Складка прослеживается на протяжении нескольких километров по резкому изменению общего простириания пород с северо-восточного на северо-западное.

По мере приближения к тектоническому уступу Приморского хребта интенсивность "наложенной" складчатости возрастает. Мощность приразломных изменений в юго-восточном крыле разлома установить не удается, так как большая его часть попадает в пределы Байкальской рифтовой впадины и погружена под воды озера.

Наконец, в юго-восточном крыле Приморского разлома отчетливо видны соотношения между разновозрастными сопутствующими разрывами, которые также являются структурами, отражающими разные глубинные уровни разломной зоны. Грубо они могут быть разделены на разломы кайнозойские, поздне-мезозойские и условно допозднемезозойские. Более дробное расчленение по возрасту затруднительно.

Допозднемезозойские разрывы в юго-восточном крыле Приморского разлома представлены пологими надвигами с тектонитами (метаморфизованные брекчии, катаклазиты, милониты) в осевых частях и приразломными складками волочения в крыльях. Плоскости сместителей этих структур слегка подновлены кайнозойскими движениями, а сами надвиги, как правило, рассечены крутопадающими кайнозойскими разломами, благодаря чему обнажаются в боргах кайнозойских микрограбенов.

Позднемезозойские сопутствующие разрывы представлены широко распространенной группой крутоориентированных дизъюнктивов, выполненных линейной мел-палеогеновой корой выветривания. Кобы выветривания, выполняющие осевые зоны упомянутых разломов, чаще всего литифицированы, реже представлены рыхлым глинистым материалом. Все позднемезозойские разрывы активизированы в кайнозое.

К собственно кайнозойским сопутствующим разломам относятся многочисленные вертикальные и крутопадающие сбросы и сбросо-сдвиги (право- и левосторонние). В Приольхонском плато они ограничивают микрограбены (рек Кучелга, Анга, бух. Ая и др.), проявлены в виде уступов, по плоскостям их сместителей часто наблюдаются зеркала скольжения с хорошо сохранившимися штрихами и бороздами. Иногда их сопровождают неширокие (в десятки сантиметров) зонки расслаивания или глинки трения (мощностью в первые сантиметры). Более глубоких динамометаморфических преобразований нет. Кайнозойские разрывы часто имеют секущее положение по отношению к позднемезозойским. Иногда те и другие разрывы параллельны.

Если сделать попытку реконструкции вертикального разреза Приморского разлома в юго-восточном висячем крыле, то упомянутые выше дислокационные структуры и продукты динамометаморфизма, характеризующие его инфраструктуру, могут быть помещены в следующий вертикальный ряд глубинных горизонтов разломной зоны (снизу вверх):

- 1) бластомилониты, бластокатаклазы (?) (зал. Мухор);
- 2) "прослой" милонитов по мраморам в высокометаморфизованных толщах архея (Приольхонское плато в целом);
- 3) пологие надвиги с метаморфизованными брекчиями и милонитами в осевых частях; приразломные складки волочения с вертикальными и близвертикальными шарнирами и структурами будинажа (Приольхонское плато, в частности надвиг руч. Разломного);
- 4) вертикальные и крутопадающие разрывы (без тектонитов), ограничивающие кайнозойские рифтогенные микрограбены (Приольхонское плато в целом, грабены рек Кучелги, Анги, зал. Мухор и др.);
- 5) крутопадающие разрывы с линейной мел-палеогеновой корой выветривания в осевых зонах (береговые обнажения зал. Мухор).

Формирование образований 1 отвечает, по-видимому, глубинам более 10 км; 2 - 3 - глубинам около 8-10 км; 4 - глубинам в первые километры;

5 - приповерхностным условиям.

В северо-западном лежачем крыле Приморского разлома также можно выделить несколько разнотипных (разноглубинных) и разновозрастных структурно-вещественных комплексов. Как было сказано выше, к тектоническому уступу Приморского разлома с северо-запада, со стороны Приморского хребта, вплотную подходит широкая полоса протерозойских образований. Здесь они чаще всего представлены гранитами рапакиви, кварцитами, известняками, песчаниками, сланцами, слабометаморфизованными, чаще милонитизированными.

В гранитах гигантские оvoidы полевого шпата приобретают эллипсоидальные очертания и отчетливо вытянуты в одном направлении. По мере удаления от разлома на расстояние не менее 3-4 км начинают появляться неизменные разности. В осадочно-метаморфизованных толщах нередко встречаются приразломные пликативные структуры. Показательным в этом плане является разрез верхнепротерозойского байкальского комплекса по р. Куртун. Породы комплекса (слабометаморфизованные известняки, сланцы, песчаники, гравелиты) смяты в целом в серию простых пологих складок с близгоризонтальными шарнирами. Однако вблизи сопутствующих разрывов напряженность складчатости резко возрастает, появляются крупные складки с крутыми шарнирами, запрокинутые складки, осложненные на крыльях более мелкой изоклиальной складчатостью. Тектониты здесь редки. Осевые зоны наиболее крупных разрывов тонко расланцованы или разлистованы.

Обращает на себя внимание соотношение двух групп разрывов: фрагментов пологих надвигов с вертикальными и крутопадающими кайнозойскими разрывами. Наиболее ярко эти соотношения проявлены в разрезах по рекам Зундук, Сарма, пересекающим Приморский хребет. Непосредственно вблизи тектонического уступа наблюдается густая сеть крутоориентированных сопутствующих разрывов, близпараллельных магистральному (т.е. вытянутых к северо-востоку). По мере удаления от магистрального разлома к северо-западу густота сети крутопадающих разрывов начинает резко снижаться. На расстоянии 800-1000 м от разлома они уже достаточно отстоят друг от друга - вначале их шаг составляет первые десятки метров, а затем он увеличивается до 150-200 м и более. Они выкалывают отдельные блоки с довольно примечательным и выдержанным внутренним строением: между крутоориентированными разрывами, ограничивающими блоки, располагаются зоны пологоориентированных разрывов. Их осевые зоны представлены катаклизитами или зонами тонкого расланцевания в осадочно-метаморфической толще раннего протерозоя. В разрезе по р. Зундук обнажаются крупные, до 1,5-2 км в поперечнике, блоки, где сохранились фрагменты надвигов с дайками диабазов и кварцевых порфиров, согласными с плоскостями сместителей. В отдельных случаях дайки деформированы, разбудинированы, развальцованы. Встречаются и косесекущие более маломощные дайки аналогичного состава.

Кайнозойские сопутствующие разрывы крутые, кроме уже упомянутого северо-восточного имеют и северо-западное простирание. По ним развиваются эрозионно-тектонические долины рек, густой сетью пересекающие Приморский хребет. Тектониты для этих зон не характерны. Разрывы, выполненные линейной мел-палеогеновой корой выветривания, в этом крыле разлома обнаружить не удается, что, естественно, не является доказательством их полного здесь отсутствия. Водораздельная часть хребта, где возможны разрывы, выполненные корой выветривания, отличается плохой обнаженностью и слабой расчлененностью, что существенно затрудняет картирование разрывов.

Приведенные данные позволяют и в северо-западном лежачем крыле разлома реконструировать его вертикальный разрез (снизу вверх):

1) милониты по гранитам рапакиви (восточный склон Приморского хреб-

та); пологие надвиги с катаклазитами и зонами тонкого расланцевания в осевых частях, со структурами будинажа в крыльях (разрезы по рекам Сарма, Зундук);

2) крутые разрывы с зонами тонкого расланцевания и разлистования; запрокинутые приразломные складки и складки с крутыми шарнирами, осложненные на крыльях мелкой изоклиальной складчатостью (разрез по р. Куртун);

3) вертикальные и крутопадающие разрывы без тектонитов, выраженные в рельефе тектоническими уступами (северо-восточные) и эрозионно-тектоническими долинами (северо-западные);

4) разрывы, выполненные линейной мел-палеогеновой корой выветривания (в водораздельных частях Приморского хребта - гипотетически).

Несмотря на фрагментарность наблюдений и определенную гипотетичность построений, приведенный фактический материал дает конкретное представление о характере инфраструктуры крупной разломной зоны в вертикальном разрезе. Зональность в лежащем и висячем крыльях не совсем одинакова, возможно, несколько смещена по вертикали, что позволяет данные по одному крылу дополнить данными по другому и построить сводный разрез (см. табл. 3.4).

Определить соотношения между деструктивными полями и магистральным разломом в вертикальном разрезе трудно. Здесь, как и в предыдущем случае, для анализа могут быть привлечены данные для разных уровней денудационного среза, а также геофизические материалы и некоторые теоретические расчеты

Соотношения между деструктивными полями и магистральным разломом в вертикальном разрезе зон. Наиболее отчетливо на разных глубинных уровнях современный денудационный срез обнажает разломные зоны деструктивного типа. Глубокие горизонты этих структур представлены зеленокаменными поясами и докембрийскими роями даек. Выше горизонты обнажаются, по-видимому, в пределах рифейских и раннепалеозойских палеорифтов; верхние части разреза - в современных рифтовых зонах. Анализируя фактический материал, можно сделать заключение о том, что общий структурный план у разломных зон равномерно-дисперсного типа в целом не меняется от уровня к уровню: деструктивные поля не выклиниваются с глубиной, а прослеживаются в самых нижних горизонтах. При этом от уровня к уровню меняется их структурно-вещественное выполнение. Если в зеленокаменных поясах деструктивным полям присущи сложные складчатые комплексы, разнородное магматическое выполнение, высокая степень метаморфизма пород, то дайковые рои имеют уже более простое строение, ниже степень метаморфизма, складчатые деформации, связанные с внедрением даек, не обязательны. В пределах палеорифтовых структур, отражающих более высокие горизонты вертикального разреза в современном денудационном срезе разломных зон деструктивного типа, уже не обязательно магматическое выполнение, а внутриразломные осадочные формации слабометаморфизованы. Для кайнозойских рифтовых структур характерны (но не обязательны) лишь эффективные образования, дайковые комплексы редки, имеют раннекайнозойский возраст (приповерхностные части разреза), внутриразломные осадочные формации не только не метаморфизованы, но часто и не литифицированы, а дизъюнктивные структуры деструктивных полей отчетливо геоморфологически выражены (современный эрозионно-денудационный срез, поверхностные части разреза).

Инфраструктура разломных зон дискретно-дисперсного типа в вертикальном разрезе также может быть реконструирована при изучении разновозрастных разломов, вскрытых денудационным срезом на разных глубинных уровнях. Что же касается изменения соотношений между деструктивными полями и магистральным разломом с глубиной, то прямые наблюдения в пределах одной зоны вряд ли возможны. Однако и о них можно судить по ряду прямых и кос-

венных данных. Так, при рассмотрении любой кайнозойской сейсмогенной структуры в распределении сейсмичности, косвенно отражающей степень раздробленности коры, намечаются следующие особенности. Мелкофокусные землетрясения (до глубин $\sim 10-15$ км) рассеяны в широкой полосе области динамического влияния и локализируются в крупные дискретные группы. Это преимущественно несильные ($M=4,0-5,0$), часто случающиеся землетрясения, связанные с высоким уровнем раздробленности разломных зон в пределах деструктивных полей. С глубин 15 км и более рассеянность гипоцентров падает, они сосредотачиваются вдоль одной-двух крупных плоскостей – приурочены уже к магистральному разлому, что, по-видимому, можно связывать с постепенным "выклиниванием" деструктивных полей с глубиной.

Следующим фактором, свидетельствующим о постепенном "выклинивании" деструктивных полей в нижних горизонтах коры, является характер распределения зон брекчий, катаклазитов, милонитов, ультрамилонитов. Зоны брекчий, как правило, имеют широкое площадное распространение в зонах динамического влияния разломов. Вскрывающий их денудационный срез обнажает приповерхностные горизонты и горизонты средней глубинности разломной зоны. Брекции сопровождают как плоскость сместителя магистрального разлома, так и плоскость сместителя многочисленных сопутствующих разрывов в деструктивных полях.

Катаклазиты и милониты характерны для средних и более глубоких уровней разломных зон. Они уже не получают столь широкого площадного распространения, как брекчии, и фиксируют плоскости сместителей магистрального разлома и наиболее крупных разломов системы оперения в зоне динамического влияния. Следовательно, общий уровень раздробленности здесь ниже, деструктивные поля начинают "выклиниваться".

Ультрамилониты, отражающие процессы динамометаморфизма в нижних горизонтах разломных зон, распределены лишь вдоль узких линейных зон, отражают положение магистрального разлома. Еще одним доказательством "выклинивания" деструктивных полей с глубиной является установленная /Шерман, Лобачкая, 1972/ зависимость между длиной разрывов и глубиной их проникновения в земную кору (или глубиной их заложения): чем длиннее разрыв, тем потенциально больше его глубина. Поскольку сопутствующие разрывы, образующие деструктивные поля, не велики по протяженности по сравнению с магистральным разломом (максимальная их длина составляет около 20 % от длины магистрального разлома), то соответственно и глубина их проникновения много меньше последнего. Кроме того, А.В. Чекунов, В.Г. Кучма /1978/ при изучении земной коры Украины установили по данным ГСЗ, что в фундаменте в 1,7 раза больше разрывных нарушений, чем на разделе М, а вертикальные смещения по разломам, напротив, возрастают с увеличением глубины и в целом по основанию коры в 2,7 раза больше, чем по поверхности фундамента. Падение степени раздробленности свидетельствует о постепенном выклинивании деструктивных полей, а увеличение суммарной амплитуды смещений – о возрастающей роли магистрального разлома.

Таким образом, основной особенностью инфраструктуры зон дискретно-дисперсного типа в вертикальном разрезе является постепенное "выклинивание" деструктивных полей с глубиной. В нижних горизонтах подвергшийся деструкции объем в целом сужается до ширины осевой зоны и, наконец, до узкой полосы магистрального разлома в нижних частях литосферы, который, скорее всего, выполаживается с глубиной /Михайлов, 1987; Плешанов, Ромазина, 1981; Шаров, 1984/.

Фактический материал по разломам магистрального типа позволяет судить преимущественно об их инфраструктуре в приповерхностном срезе. Неко-

торые представления об их инфраструктуре в вертикальном разрезе дают материалы многоканального сейсмического профилирования (ГСП-МОВ), полученные в районах ряда разломов Атлантического и Тихого океанов /Коган, 1988/. Результаты сеймопрофилирования свидетельствуют об изменении характера раздробленности внутриразломного объема с глубиной: размер блоков постепенно уменьшается (в третьем слое коры они почти вдвое меньше, чем в верхней части второго слоя), а амплитуды перемещений, напротив, увеличиваются. Что касается главного магистрального разлома, то он, по-видимому, не выполаживается с глубиной, как разломы дискретно-дисперсного типа, а рассекает литосферу на полную ее мощность. Можно лишь предположить, исходя из геотектонических представлений о "хрупкости" тонкой океанской литосферы и из соотношения $N = F(L)$, что здесь деструктивные поля, скорее всего, достигают подошвы литосферы. Расстояния между деструктивными полями чаще всего в 2-3 раза больше, чем их длина, и, по-видимому, в вертикальном разрезе их роль так же незначительна, как и в горизонтальном.

Обратимся к физической сути рассмотренных закономерностей.

3.4. Общие закономерности формирования инфраструктуры сдвиговых зон литосферы

Все изложенное выше позволяет говорить о том, что, несмотря на значительные вариации инфраструктуры, зоны динамического влияния разломов имеют два главных структурных элемента - магистральный разлом и деструктивные поля. В связи с этим возникает ряд вопросов, связанных со спецификой разрушения литосферы в зонах динамического влияния сдвигов. В.М. Финкелем /1977/ было показано, что возможны три типа деформаций, различающихся по происхождению и характеру влияния на кинетику разрушения: 1 - предшествующая, 2 - сопутствующая, 3 - деформация вскрывшихся полостей. Предшествующая деформация протекает в зависимости от способа нагружения и создает фон для разрушения. Она не зависит ни от геометрии возникающей впоследствии трещины, ни от скорости ее роста. Сопутствующая деформация протекает одновременно с ростом магистральной трещины и обусловлена ею. Деформация вскрывшихся полостей чаще всего возникает в связи с движением по магистральной трещине поверхностных упругих импульсов, в процессах разрушения играет второстепенную роль. Отсюда понятна специфика формирования деструктивных полей и магистрального разлома. Деструктивные поля представляют собой производные предшествующей деформации. Они возникают до начала роста магистрального разлома и определяют особенности инфраструктуры будущей разломной зоны. Магистральный разлом является производным сопутствующей деформации. Отдельные деструктивные поля могут возникать после формирования магистрального разрыва, что связано с замедлением роста и ветвлением последнего. По своим геологическим особенностям они мало отличаются от деструктивных полей, связанных со стадией предшествующей деформации. Таким образом, история формирования зон динамического влияния разломов представляется в следующем порядке: зарождение деструктивных полей (предшествующая деформация); подрастание разрывов внутри полей и начало роста магистрального разлома (сопутствующая деформация); осложнение структуры деструктивных полей, вычленение их ядерных частей, слияние наиболее крупных участков магистрального разлома (сопутствующая деформация и деформация вскрывшихся полостей). Анализ показывает, что деструктивные поля - структуры консервативные: однажды появившись, стабильно сохраняют свое местоположение в объеме разломной зоны. Автономность процесса разрушения, слабая зависимость от субстрата позволяют относить их к типу структурных элементов сквозного развития.

Тип будущей разломной зоны (равномерно-дисперсный, дискретно-дисперсный, линейно-концентрированный) определяется, как правило, на стадии предшествующей деформации. Это связано с двумя главными факторами, влияющими на процесс разрушения: со скоростью деформирования и с геометрическими параметрами разрушающегося объема литосферы. Более высокие скорости деформирования, как известно, приводят к увеличению предела текучести, деформации (предшествующая и сопутствующая), при которых протекает разрушение, уменьшаются, скорости распространения трещин увеличиваются, а материал проявляет больше хрупких свойств. И наоборот, чем ниже скорости деформирования, тем ниже предел текучести материала, ниже скорости распространения трещин, а материал проявляет больше пластических свойств. Значительное воздействие на механические свойства среды и ход процесса разрушения оказывают и ее геометрические параметры, в частности соотношение мощности и площади разрушающегося объема. Тонкая пластина обладает способностью накапливать упругую энергию (напряженно-деформированное состояние близко к двухосному), которая при достижении предела прочности стремительно высвобождается, материал разрушается хрупко. В то же время толстая пластина не накапливает упругую энергию в такой степени, как тонкая (напряженно-деформированное состояние ближе к трехосному), при достижении предела прочности растрескивается, пластически деформируется. В связи с этим представляется целесообразным для оценки потенциальной способности различных участков литосферы к разрушению ввести коэффициент ее толстостенности

$$K_T = \frac{H}{S_L}, \text{ км}^{-1} \quad (H_L - \text{мощность литосферы, } S_L - \text{площадь отдельных блоков}$$

(плит) литосферы). Значения K_T наиболее крупных областей литосферы приведены в табл. 3.5.

Из сказанного ясно, что накопление упругой энергии в тонкостенной океанской литосфере в сочетании с высокими скоростями тектонических движений (30–120 мм/год) благоприятно для формирования зон линейно-концентрированного типа. В подвижных поясах сочетание более толстостенной литосферы с высокими скоростями движений приводит к формированию зон дискретно-дисперсного типа. В стабильных участках литосферы, где высоки значения K_T и низки значения скоростей тектонических движений (от 0,2 до 10 мм/год), будут преобладать зоны равномерно-дисперсного типа (там, где растяжение выше, чем сжатие), иногда зоны дискретно-дисперсного типа (области сжатия).

Из этих эмпирических наблюдений следует и вывод о тяготении сдвиго-

Таблица 3.5. Средние значения K_T и скоростей тектонических движений для крупных областей литосферы

Область литосферы	$K_T \cdot 10^{-5},$ км^{-1}	Скорость тектонических движений, мм/год	
		вертикаль- ных	горизон- тальных
Океаны	0,14		70,0
Древние платформы	2,46	2,0	
Молодые платформы	3,6	1,0–2,0	
Пассивные окраины	3,94	1,5–2,0	
Активные окраины	6,7	10,0	90,0
Орогенные пояса континентов	1,06		20,0

вых систем к регионам с определенной мощностью земной коры и литосферы. Так, из трех приведенных выше типов разломных зон с определенной инфраструктурой два – дискретно-дисперсный и линейно-концентрированный, формирующиеся на литосфере с $K \leq 2 \cdot 10^{-5} \text{ км}^{-1}$, – относятся к сдвиговым зонам. Третий – равномерно-дисперсный тип, связанный с толстостенной литосферой ($K \geq 3 \cdot 10^{-5} \text{ км}^{-1}$), чистых сдвигов, как правило, не дает. Сдвиговая компонента появляется лишь у части сопутствующих разрывов и связана с характерным напряженно-деформированным состоянием литосферы в локальных участках разломной зоны.

Глава 4

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СДВИГОВЫХ ЗОН

4.1. Геодинамические режимы и напряженное состояние

Напряженное состояние литосферы является интегральным показателем большого количества факторов, выступающих в роли источников напряжений различных иерархических уровней. Они неравноценны между собой, и по-разному сказывается их влияние на геолого-геофизические процессы или формирование тектонических структур.

Все источники напряжений в литосфере объединяются в три группы факторов: эндогенные, космические и экзогенные, первая из которых может серьезно рассматриваться как источник формирования сдвиговых зон /Шерман, Днепровский, 1989/.

За последние годы накопились статистические данные по разным методам исследований напряжений в самой верхней части земной коры. Они дают весьма интересное распределение соотношений горизонтальных и вертикальных составляющих общего тензора напряжений. Так, по подсчетам С.А. Батугина /1988/, гипотезе о гидростатическом напряженном состоянии массива соответствуют менее 25 % измерений; гипотезе Динника о преобладании вертикальной компоненты над горизонтальными – около 25 % всех измерений, включая и случаи, когда коэффициент Пуассона равен 0,5; около 75 % всех измерений дают неравномерные горизонтальные напряжения и отношения σ_x / σ_y достигают 5–6; в отличие от гипотезы Динника свыше 75 % всех измерений свидетельствуют о превалировании горизонтальных напряжений над вертикальными в 1,5–6,0; минимальное сжимающее напряжение в 60 % случаев меньше литостатического давления, а максимальное сжимающее напряжение в 80 % случаев ориентировано почти горизонтально и вкrest простирается основных геологических структур; вертикально ориентировано среднее напряжение в 50 % случаев и растягивающее напряжение в 30 % случаев. Таким образом, в самой верхней части земной коры преобладают горизонтальные напряжения, а большой перепад их значений говорит о том, что напряженное состояние благоприятно для развития надвигов. Как уже отмечалось, в верхней части коры преобладают сбросы и сдвиги. К сожалению, С.А. Батугин не приводит местоположение регионов, где проведены исследования.

Наиболее изучены и осваиваются горно-складчатые области континентов. Это подвижные пояса Земли, где, как правило, преобладают горизонтальные сжимающие, реже растягивающие напряжения. Возможно, по этой причине статистика несколько смещена, хотя цифровых материалов нет.

С.А. Батугин /1988/ обращает внимание на то, что ориентировки главных напряжений, оцененные методом разгрузки и восстановленные по трещиноватости, в среднем совпадают. С геологической точки зрения это очень важно и еще раз подтверждает вывод С.И. Шермана и Ю.И. Днепровского /1986/ о возможности использования геолого-структурных методов анализа тектонической трещиноватости и разломов для оценки напряженного состояния больших территорий.

Вопрос о преобладании горизонтальных напряжений в верхней части земной коры неоднократно обсуждался /Напряженное состояние..., 1973; Шерман, Днепровский, 1989; и др./. Скорее всего, причина заключается в том, что измерения проводятся в самых верхних частях коры, не глубже 2–4 км и экстраполируются почти на всю кору, т.е. на глубины, в 10–15 раз превосходящие измеряемые. Некоторые исследователи объясняют преобладание горизонтальных напряжений, опираясь на изменение радиуса Земли в процессе ее развития. Распределение напряжений и во времени сложное, непостоянное и коррелирует с общей динамикой развития Земли как небесного тела.

Современная тектоника рассматривает четыре основных типа главных геодинамических режимов /Логачев и др., 1990/. Их выделение опирается на базисные понятия тектоники плит и связано с вариациями движений плит. Различают режимы преобладания напряжений горизонтального сжатия, горизонтального растяжения, сдвига и, наконец, преобладания вертикальных напряжений сжатия или растяжения. Как правило, первые три режима характерны для подвижных поясов межплитных границ, последний – для интраплитных ситуаций. Режимы определяют тензор напряженного состояния, а он – преобладающие морфолого-генетические типы крупных разломов. Это означает, что сдвиговые зоны и системы формируются в условиях превалирования сдвигового поля напряжений. Региональные и локальные сдвиги могут образовываться при любом из названных геодинамических режимов. Вопрос этот детально был рассмотрен в литературе /Шерман, 1981/.

Сдвиговое поле напряжений в литосфере контролируется процессами в астеносферном слое. Не затрагивая их сложные петрологические аспекты, отметим, что они стимулируют термогравитационную неустойчивость вещества астеносферы. Последняя связана и с общим остыванием мантии и теплообменом между ядром и мантией. Его регулирует конвективный теплоперенос, формирующий квазистационарные для геологического периода времени конвективные ячейки. Гидродинамика движения вязкой жидкости в астеносфере благодаря силам вязкого трения передает соответствующие усилия в литосферу и является, таким образом, "механическим" источником ее деформации и разрушения, а в целом – ее напряженного состояния. В зависимости от формы встречи конвективного потока с подошвой литосферы в последней возникают разные напряженные состояния. Они принципиально различны над восходящими и нисходящими струями потока и имеют не менее сложный тензор в литосфере, располагающейся над горизонтальной составляющей конвекционного потока. Последняя, как правило, занимает площади шириной в сотни километров. Из-за градиента скорости вкрест простиранья потока в литосфере возникает напряженное состояние сдвига, типичное для деформации среза. Описанная картина наиболее реальна. Ее предполагал и А. Ритман /1964/, рассматривая образование абиссальных разломов в связи с подлитосферным потоком (рис. 4.1). Зарождение сдвигов возможно и над восходящими или нисходящими конвекционными потоками. Здесь они будут сопровождать другие главные структуры – коллизионные надвиги или спрединговые рифты и системы сбросов. Но наиболее протяженные сдвиговые системы и зоны обязаны своим возникновением горизонтальным ветвям конвекционных потоков. На поверхно-

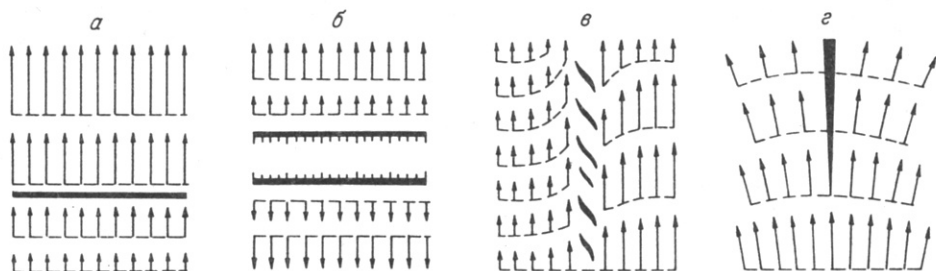


Рис. 4.1. Формы конвекционных течений (по А. Ритману /1964/).

а-г - потоки: а - ускоренный (трещина разрыва I), б - двухсторонний (грабен), в - параллельный различной скорости (опережающие трещины), г - расходящийся (трещина разрыва II).

сти Земли сдвиговые системы чаще всего выражены в виде древних зон смятия или подвижных поясов, контролируемых межплитными консервативными границами.

Создаваемые таким образом напряжения вызывают в жесткой литосфере деформации среза. Это особый вид сдвиговых деформаций, формирующих протяженные сдвиговые зоны и трансформные разломы.

Величина напряжений в литосфере при подлитосферных конвекционных течениях не превышает 50 МПа /Шерман, Днепровский, 1989/.

Сдвиговые зоны и системы часто сопровождаются растяжением или сжатием. Оно создается из-за параллельности векторов струй потоков, имеющих разные скорости. При этом существенно осложняется инфраструктура зон и систем, они приобретают черты дивергентных или конвергентных образований. Хорошим примером являются фланги Байкальской рифтовой зоны, развивающиеся в условиях раздвиго-сдвигового поля напряжений /Геология и сейсмичность..., 1984/.

Конвекционный поток благодаря силам вязкого трения передает стабильное усилие на литосферу, создавая в ней сдвиговое напряжение. Реализация же приложенных сил носит дискретный, прерывистый характер. Геологические наблюдения и эксперименты подтверждают неравномерность формирования сдвиговых зон. В частности, анализ только узкой возрастной группы сдвигов - позднечетвертичных горизонтальных перемещений по активным разломам, проведенный В.А. Бушем и др. /1984/, показал, что перемещения по ним происходят однонаправленно, но с изменяющимися режимами движений: импульсным, криповым или переменным. Более того, "все зоны активных разломов Азии с импульсным режимом движений находятся в областях с мощной континентальной корой" /Буш и др., 1984, с. 52/. Криповые движения характерны для активных разломов, секущих пластичные породы. Из этих геологических наблюдений вытекает важное для нас заключение о том, что единое поле напряжений находит свою разрядку в дискретных подвижках, причем характер прерывистости зависит от толщины слоя и его реологических свойств. Ниже увидим, что эксперименты полностью подтверждают отмеченные факты. Более того, прерывистый характер движений имеют и сдвиги в пластичных породах, но геологические методы исследований не в состоянии их уловить.

Исходя из концепции о том, что силы вязкого трения передают практически одинаковые усилия на вышележащие океанические и континентальные плиты литосферы, можно предполагать, что при наличии сопротивлений в тонких плитах напряжения могут подниматься до более высоких значений. При

равных температурах и реологических свойствах среды повышенные напряжения в утоненных слоях будут способствовать равномерным движениям вдоль сдвиговых зон и тем самым уменьшать прерывистость подвижек, о которых уже упоминалось выше.

В цитированной уже работе В.А. Буша и др. /1984/ приводятся геологические наблюдения о том, что переменный режим движения характерен для регионов, где распространена кора океанического и переходного типов. При этом при катастрофических землетрясениях длина разрушаемого участка обычно в таких регионах не превышает 300 км. Утоненная литосфера, по мнению авторов, не достигает высокого напряженного состояния и разрушается раньше.

4.2. Поля напряжений в сдвигах

В целом литосфера ведет себя как упруговязкое тело Максвелла. По исследованиям К.И. Кузнецовой /1969/, Г.А. Вострикова /Неотектоника..., 1988/ и др., трещины в телах Максвелла весьма чувствительны к изменению напряженного состояния. Так, скорости роста трещин связываются с напряжением функцией

$$\frac{dl}{dt} = Ve^D \sigma,$$

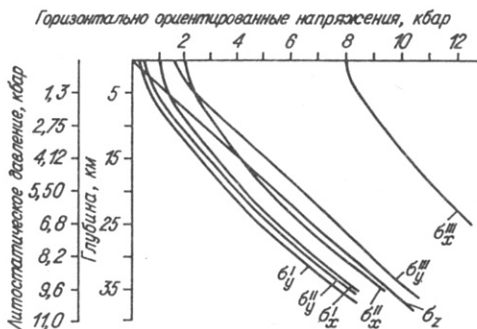
где l – линейный размер трещин; t – время; V и D – постоянные коэффициенты для данных температур; σ – напряжения.

Из уравнения видно, что даже незначительное увеличение напряжений существенно сказывается на скорости роста дислокаций, причем небольшие дислокации более чувствительны к изменению напряженного состояния.

На распределении поля напряжений существенно сказываются дефекты структуры. Понятие о дефектах структуры в геологии тесно связано с величиной, масштабом обсуждаемого объекта. При классификации сдвигов уже было обращено внимание на связь линейных размеров дислокаций с мощностью деформируемого слоя. Если дислокации очень небольшие, то деформируемый слой их "не замечает" и они не оказывают влияния на распределение поля деформаций и напряжений. С увеличением размеров, прежде всего мощности, деформируемого слоя все большее число мелких нарушений сплошности относится, в понимании А. Надаи /1969/, к "пластической деформации", обеспечивая пластическое течение. По исследованиям Г.А. Вострикова /Неотектоника..., 1988/, мелкие нарушения увеличивают пластическую энергоёмкость деформируемой среды и при прочих равных условиях снижают вероятность образования больших, близких к максимальным в деформируемом объеме разрывов. Отсюда для формирования относительно более крупных разрывов нужны не только большие напряжения, но и большие скорости деформаций.

Сдвиговые деформации создаются при определенной ориентировке по отношению к горизонту главных нормальных напряжений. Впервые для геологии это условие сформулировал Е.М. Андерсон в 1951 г.: из трех неравных по абсолютному значению векторов главных напряжений вертикальное должно иметь среднее значение, т.е. $\sigma_x \geq \sigma_z \geq \sigma_y$, где x и y – горизонтальные составляющие, z – вертикальная. В стабильных условиях с увеличением глубины увеличивается компонента σ_z и создается напряженное состояние, способствующее формированию сбросов. Однако при действии горизонтально ориентированных векторов напряжений, связанных с конвекцией в мантии, ситуация может измениться. Анализ изменения тензора напряжений с увеличением глубины показывает, что при постоянном горизонтально ориентированном напря-

Рис. 4.2. Изменение соотношения главных напряжений с глубиной при увеличении тангенциальных напряжений сжатия: σ^I - в 1 кбар; σ^{II} - в 2 кбар; σ^{III} - в 8 кбар (по С.И. Шерману /1977/).



жении сжатия соотношения двух других компонент изменяются. Например, при дополнительном горизонтальном напряжении в 1 кбар до глубины ~ 1 км $\sigma_x > \sigma_y > \sigma_z$, т.е. могут

образовываться надвиги, от ~ 1 до 5 км $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$, т.е. могут формироваться сдвиги, и свыше 5 км σ_z превышает другие векторы напряжений и могут формироваться только сбросы (рис. 4.2), и то при определенных условиях. При повышении дополнительного горизонтального напряжения соотношения изменяются и переходы от вероятного образования надвигов к сдвигам и сбросам опускаются на большие глубины (см. рис. 4.2).

Здесь была проанализирована самая общая схема изменения напряженного состояния с глубиной. Если соотношения соответствуют неравенству $\sigma_x > \sigma_z > \sigma_y$, то будут образовываться сдвиги, которые с глубиной перейдут в сбросы. Из приведенного анализа следуют три главных вывода.

1. При существовании дополнительных сжимающих напряжений глубина проникновения разрывов определенных морфогенетических типов ограничена и может быть ориентировочно оценена.

2. Относительная переориентировка напряжений в литосфере при постоянстве горизонтальных напряжений и изменении вертикальной нагрузки вызывает изменение крутизны поверхностей сместителей или даже переход одной морфогенетической группы разрывов к другой.

3. Сдвиговые напряжения, вызванные деформацией среза, не изменяются с глубиной. Поэтому срезы в состоянии рассекать всю литосферу. Сдвиги, образованные при деформациях сжатия или растяжения, имеют ограниченную глубину проникновения и могут характеризоваться изменяющимся углом падения главной плоскости сместителя. По названной и другим причинам для сдвигов характерна вертикальная структурная зональность, о которой уже писалось и к которой подробнее потребуется вернуться в одной из заключительных глав.

Сдвиги, сдвиговые зоны, как и другие, особенно крупные, разломы, находятся в постоянном развитии. Поле напряжений в областях их динамического влияния не остается постоянным. В начальные стадии развития сдвигов динамика поля деформаций наиболее изменчива. Сложно описывается поле напряжений и в местах пересечения сдвигов. Два последних вопроса наиболее слабо изучены. Проведенная коллективом серия экспериментов и математическое моделирование позволили выяснить динамику поля деформаций и напряжений в процессе развития сдвигов при деформации среза и узлов пересечения сдвигов. Анализ материала дает основание для общего суждения о том, что региональные и более масштабные по иерархическому уровню поля напряжений отличаются от приразломных /Sherman, 1988/. Последние более подвижны и легче подвергаются изменениям.

Заключая изложение материала, хотелось бы подчеркнуть наши принципы в понимании напряженного состояния литосферы, его источников и их влияния на различные виды напряженного состояния и непосредственно связанные с ними геолого-геофизические процессы.

1. Напряженное состояние литосферы, определяющее формирование геологических структур, связано с подлитосферными эндогенными источниками, в большей степени с термогравитационной конвекцией в мантии /Шерман, Днепровский, 1989/.

2. Крупные сдвиговые системы и зоны Земли связаны с напряжениями сдвига, обусловленными своим существованием деформации среза. Локальные и региональные сдвиги связаны со сдвиговым полем напряжений, возникающим при сжатии, растяжении, изгибе или локальном срезе.

3. При постоянных нагрузках напряжения в сдвигах изменяются с глубиной и во времени. Изменения происходят в масштабах геологического времени и не могут быть обнаружены прямыми геолого-геофизическими методами исследований. Ретроспективный анализ дает неоднозначные результаты. Закономерности развития сдвигов различных типов и динамики напряженного состояния в окружающем их пространстве могут быть установлены только методами моделирования.

ЧАСТЬ II

ФИЗИЧЕСКОЕ И МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СДВИГОВЫХ ЗОН

Глава 5

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУР СДВИГОВЫХ ЗОН

Применение обычных геолого-структурных методов для изучения тектонических структур рассматриваемого в книге иерархического уровня чрезвычайно затруднительно. Что же касается динамики их развития, то данная проблема вообще не может быть решена путем непосредственных наблюдений над объектом исследования. Поэтому в значительном объеме использовался метод физического моделирования, который обычно применяется в тектонофизике, когда требуется изучить такие процессы, которые в силу своих размеров или длительности развития не могут быть исследованы непосредственно в природе.

5.1. Теоретические основы метода

5.1.1. Характеристика модельного материала

Для правильного выбора модельного материала при проведении экспериментальных работ нужно иметь информацию как о его реологических свойствах, так и о свойствах моделируемого объекта, которым в данном случае является литосфера Земли. Эти вопросы подробно разобраны в специальной работе /Семинаский К.Ж., 1986б/. Здесь необходимо остановиться лишь на самых общих результатах проведенного ранее исследования.

Литосфера Земли характеризуется широкой гаммой реологических свойств. Поэтому следует оценить характер ее поведения в приложении к конкретному процессу, в данном случае – разломообразованию. Для этого необходимо знать продолжительность изучаемого процесса, что в силу известных обстоятельств представляет серьезную трудность. Однако если считать, что крупные разломы литосферы формируются в течение цикла тектонической активности, то, согласно данным А.С. Мониной и О.Г. Сорохтина /1979/, искомая величина составит

10⁸ лет. Полученная цифра, видимо, является верхним пределом рассматриваемой величины, так как в нее входит продолжительность не только активного формирования разломной зоны, но и периодов относительного покоя. Поэтому время, в течение которого образуются крупные разломы литосферы, может быть дано в виде интервала ценной в один порядок (10–100 млн лет).

Результаты работ советских и зарубежных исследователей /Гзовский, 1963б; Гутенберг, 1963; Гутерман, 1989; Люстих, 1956; Методы..., 1988; Ромашов, 1987; Ставрогин, Протосеня, 1979; Ушаков, Красс, 1969; Jaffreys, 1952; Kirby, 1983; Scheidegger, 1957/ показывают, что в течение приведенного выше интервала времени в литосфере возникают обратимые, а также необратимые деформации (после преодоления ее предела текучести). Поэтому можно принять, что литосфера в процессах крупного разломообразования ведет себя подобно упругопластичному телу. Модельный материал для экспериментальных работ должен обладать аналогичными свойствами при деформировании в лабораторных условиях.

Из пластических материалов в этом плане наиболее часто применяются глинистые пасты различного состава, правомерность использования которых для моделирования длительных тектонических процессов обосновал М.В. Гзовский /1963б/. Здесь же следует, во-первых, рассмотреть, насколько поведение конкретной глинистой пасты (грунт для ее составления был взят в карьере Ново-Разводная, г. Иркутск) соответствует необходимым требованиям, и, во-вторых, определить отдельные численные показатели ее структурно-механических свойств для составления условий подобия модели и ее природного аналога.

Изучение глинистых паст различной влажности проведено при помощи нескольких методов. Общие свойства (гранулометрический состав, удельный вес, консистенция, пористость, влагоемкость, сжимаемость и др.) определялись способами, предусмотренными государственными стандартами. Реологические же характеристики материала, наиболее интересные в свете поставленных задач, изучались в процессе деформации сдвига двумя основными методами: 1) при постоянной нагрузке (статическое нагружение) и 2) при постоянной скорости деформирования (динамическое нагружение).

В результате комплексного исследования глинистой пасты установлено, что она представляет собой малопрочную твердообразную структурированную систему, которой присущи следующие особенности реологии:

- 1) предел текучести, отделяющий области обратимых и необратимых деформаций; при напряжениях, меньших этого предела, в материале практически не образуются остаточные деформации; при напряжениях, превышающих предел текучести, материал способен к большим пластическим деформациям (рис. 5.1);
- 2) обратимые деформации, обусловленные наличием в материале мгновенной и замедленной упругости;
- 3) необратимые деформации в результате течения материала; в глинистых пастах существуют одновременно два вида течений: вязкое и пластическое;
- 4) преобладание пластического течения в механизме необратимой деформации в рассматриваемых условиях;
- 5) нелинейный характер связи скорости деформации с напряжением (см. рис. 5.1);
- 6) зависимость вязкости материала (эффективной) от нагрузки (см. рис. 5.1);
- 7) снижение эффективной вязкости с возрастанием напряжения, что обусловлено увеличением в этом же направлении степени разрушенности структуры материала (см. рис. 5.1);

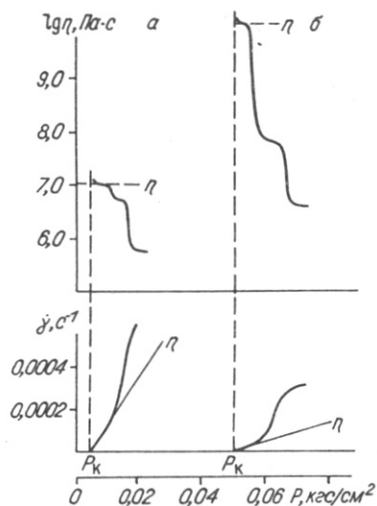


Рис. 5.1. Графики зависимости логарифма эффективной вязкости η и скорости деформации $\dot{\gamma}$ от напряжения сдвига P для паст влажностью 38 % (а) и 26,9 % (б). P_K - предел текучести; η - вязкость практически неразрушенной структуры.

8) ступенчатый вид зависимости эффективной вязкости от нагрузки, что свидетельствует о характерных значениях вязкости, остающихся постоянными в определенных интервалах значений нагрузки и соответствующих тому или иному состоянию структуры (см. рис. 5.1);

9) уменьшение значений основных количественных параметров по мере увеличения разрушенности (в частности, при увлажнении или увеличении нагрузки) структуры материала (см. рис. 5.1, рис. 5.2, 5.3);

10) наличие в рассматриваемом материале релаксации напряжений.

Перечисленные свойства дают возможность отнести исследованную глинистую пасту к упругопластичным материалам, т.е. в рассматриваемых условиях деформирования для данного материала характерно преобладание упругости и пластичности под остальными реологическими свойствами. Причем этот вывод справедлив для паст всего изучаемого спектра влажностей (26–40 %). В зависимости от содержания влаги варьируют только значения количественных параметров, описывающих эти свойства, качественно же их поведение не меняется.

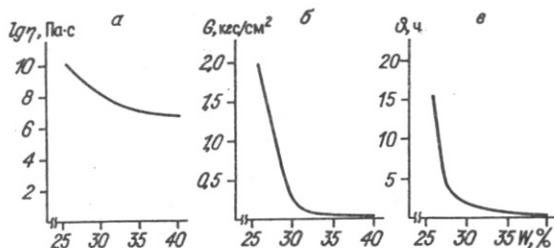


Рис. 5.2. Общий вид кривых изменения логарифма вязкости практически неразрушенной структуры (а), модуля упругости сдвига (б) и периода релаксации (в) при увлажнении глинистой пасты. Графики получены в условиях статического нагружения.

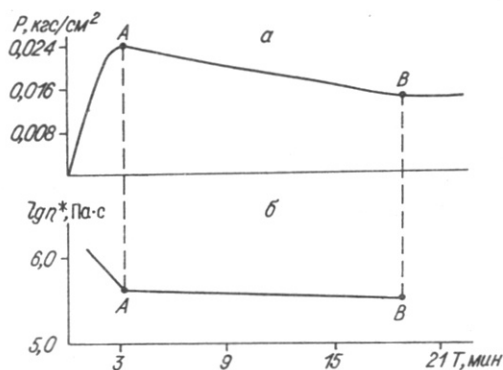


Рис. 5.3. Общий вид графиков изменения напряжения сдвига (а) и логарифма псевдовязкости (б) в ходе эксперимента. Кривые получены при испытаниях глинистой пасты с влажностью 33 % в условиях динамического нагружения (при постоянной скорости деформации, равной 6 мм/мин).

Таким образом, установлено что исследуемая глинистая паста в лабораторных условиях, как и литосфера в длительных тектонических процессах, ведет себя подобно упругопластичному телу. Следовательно, вопрос о правомерности ее использования в качестве материала для моделирования литосферы при крупном разломообразовании необходимо решить положительно. Кроме того, некоторые из полученных при исследовании структурно-механических свойств глинистых паст количественные параметры (например, вязкость практически неразрушенной структуры) (табл. 5.1) могут служить основой для составления уравнений подобия. Что же касается остальных параметров (см. табл. 5.1), то знание их значений для широкого спектра используемых в экспериментах влажностей должно способствовать более качественной интерпретации результатов моделирования.

5.1.2. Условия подобия

Одной из теоретических основ метода физического моделирования, как известно, является теория подобия. В связи с этим применение данного метода только тогда корректно, когда оно укладывается в рамки условий подобия. Остановимся на них подробнее в приложении к моделированию крупного разломообразования в литосфере.

Данный вопрос достаточно детально освещен в последних публикациях А.И. Шеменды /1983/, С.И. Шермана /1984/, А.А. Бабичева /1987/. Перечисленные исследователи, руководствуясь теорией размерностей, предложили ряд критериев, которые могут быть использованы при моделировании различных геотектонических процессов. Для выбора условий подобия применительно к нашим экспериментам воспользуемся таблицей критериев, составленной С.И. Шерманом /1984/.

В качестве определяющих параметров для условий медленных деформаций (к которым, в частности, принадлежит процесс крупного разломообразования в литосфере) С.И. Шерман в числе других выделяет вязкость (η), время (T), линейный размер (L), плотность (ρ) и ускорение силы тяжести (g). Одним из критериев подобия, содержащим перечисленные величины, является $\rho g L T / \eta = \text{idem}$, который и использовался ранее при моделировании аналогичных процессов /Шерман и др., 1983/.

Однако, согласно π -теореме /Седов, 1987/, при таком количестве ис-

Таблица 5.1. Количественные характеристики структурно-механических свойств модельного материала

Влажность, %	Параметры глинистой пасты		
	Вязкость, Па·с	Модуль сдвига, кгс/см ²	Период релаксации, ч
26	$1,05 \times 10^{10}$	1,95	15,25
27	$3,55 \times 10^9$	1,50	6,70
28	$1,26 \times 10^9$	1,10	3,24
29	$4,79 \times 10^8$	0,58	2,34
30	$1,74 \times 10^8$	0,30	1,64
31	$7,94 \times 10^7$	0,15	1,50
32	$4,37 \times 10^7$	0,10	1,24
33	$2,51 \times 10^7$	0,08	0,85
34	$1,74 \times 10^7$	0,075	0,66
35	$1,26 \times 10^7$	0,073	0,49
36	$9,12 \times 10^6$	0,07	0,37
37	$7,24 \times 10^6$	0,07	0,29
38	$6,17 \times 10^6$	0,07	0,25
39	$5,01 \times 10^6$	0,07	0,20
40	$4,57 \times 10^6$	0,07	0,18

пользуемых параметров число критериев должно быть равно двум. В то же время произведение плотности и ускорения свободного падения представляет собой удельный вес (γ), который можно рассматривать как один параметр со своей физической размерностью. Тогда окончательный критерий имеет вид $\gamma L T / \eta = \text{idem}$.

Отметим, что как первый, так и второй критерий содержатся в одной и той же графе таблицы, составленной С.И. Шерманом /1984/. В то же время по условиям π - теоремы при данном количестве определяющих параметров для установления подобия экспериментального и природного процессов достаточно одного критерия. По критерию подобия легко вычислить масштабные коэффициенты для каждого из используемых в нем параметров. Характеристиками процесса разломообразования в природных условиях являются: средняя вязкость 10^{21} Па·с, продолжительность процесса формирования крупного разлома около 10–100 млн лет, средний удельный вес $2,7 \cdot 10^4$ Н/м³, средняя толщина земной коры $4 \cdot 10^4$ м. Тогда, используя равенство соотношений природных (π) и экспериментальных (ε) величин $\gamma_{\pi} L_{\pi} T_{\pi} / \eta_{\pi} = \gamma_{\varepsilon} L_{\varepsilon} T_{\varepsilon} / \eta_{\varepsilon}$, а также учитывая определенные ранее параметры реологических свойств модельного материала и лабораторные условия деформирования (средняя вязкость 10^7 Па·с, средняя толщина деформируемого слоя 0,04 м, средний удельный вес $2 \cdot 10^4$ Н/м³), для каждого из параметров вычисляем масштабные коэффициенты. Для удельного веса он практически равен 1, для линейного размера 10^6 (1 км в природе соответствует 1 мм на модели), для времени 10^{11} (1 млн лет в природе соответствует 1 мин в эксперименте) и для вязкости 10^{17} (10^{23} Па·с в природе соответствует 10^6 Па·с для модели).

Эти коэффициенты в связи с соблюдением условий подобия могут быть использованы для перенесения отдельных численных характеристик, полученных в эксперименте, на природные объекты. Следовательно, обоснование критериев подобия не только обеспечивает корректность проводимых исследований, но и позволяет оперировать конкретными численными величинами.

5.1.3. Общая методика проведения экспериментов

Экспериментальные работы проводились на установке "Разлом" (рис. 5.4). Конструкция прибора была разработана в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО АН СССР, а проектирование и сборка осуществлены на Иркутском филиале Новосибирского опытного завода. Установка "Разлом" предназначена для моделирования различных типов тектонических структур на упругопластичных образцах путем их деформирования при помощи движущихся штампов. В наших исследованиях главным образом использовались штампы, один из которых смещался относительно другого в горизонтальном направлении, создавая тем самым для находящейся сверху модели деформацию среза (рис. 5.5). Кроме того, для решения частных задач проводилось моделирование разломных зон других морфогенетических типов, хотя и в значительно меньших объемах.

Методика проведения подобных экспериментальных работ детально уже описана /Шерман и др., 1983/. Здесь необходимо отметить лишь характерные черты поставленных опытов.

Перед формированием модели глинистая паста тщательно размешивалась в специальных емкостях до однородной массы. Измерялась ее влажность, по

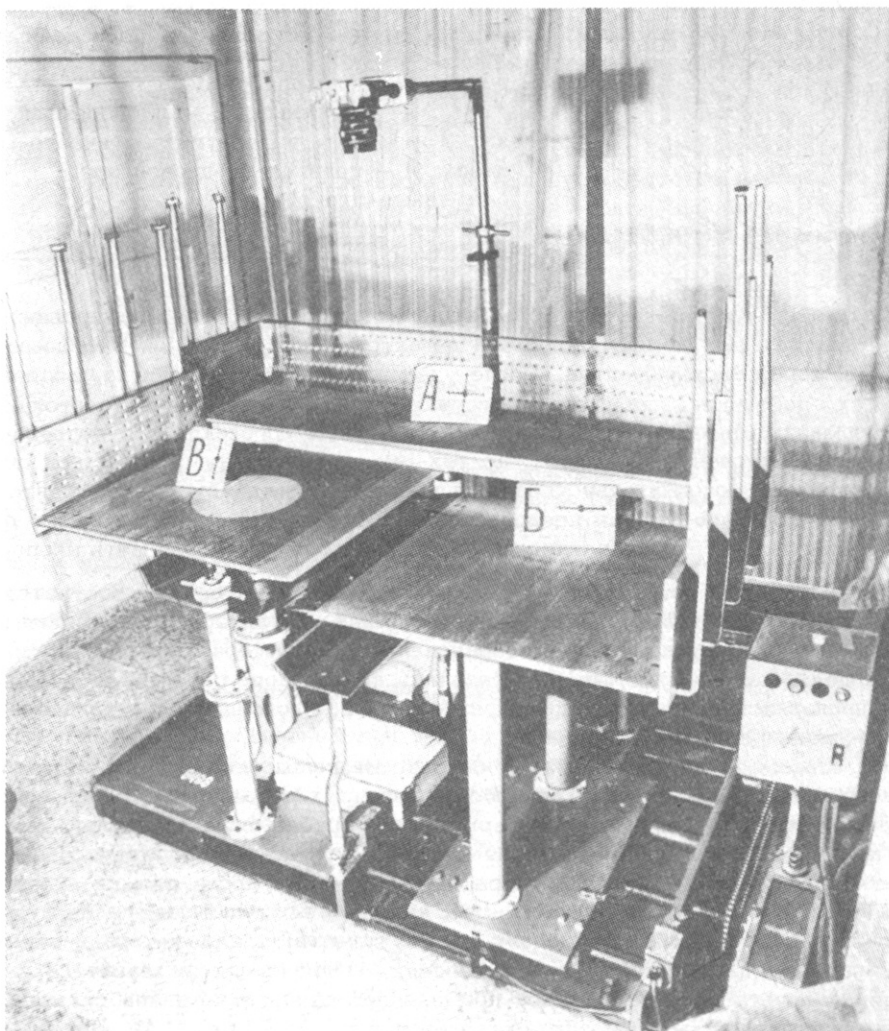


Рис. 5.4. Общий вид установки "Разлом" для проведения тектоно-физических экспериментов.

величине которой с использованием табл. 5.1 легко устанавливались значения необходимых параметров реологических свойств материала (в частности, эффективной вязкости). Далее глинистая паста накладывалась на поверхности штампов, рифленые для наилучшего сцепления с модельным материалом. С целью предохранения пасты от растекания в стороны использовались специальные боковины с различными вертикальными размерами. Последнее позволило менять толщину модели от 2 до 10 см, что при переводе через масштабные коэффициенты соответствует различным мощностям континентальной литосферы (20–100 км).

В результате описанных работ на штампах была сформирована модель прямоугольной формы длиной 100 см и шириной 40 см. Такие сравнительно большие горизонтальные размеры деформируемого образца позволили получить информацию лучшего качества при обработке результатов экспериментов лишь на центральной части модели.

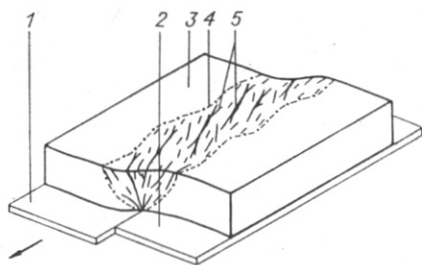


Рис. 5.5. Принципиальная схема деформирования модели при срезе.

1 - подвижный, 2 - неподвижный штамп; 3 - модель из упругопластичного материала; 4 - граница сдвиговой зоны; 5 - разрывные структуры.

С особой тщательностью обрабатывалась поверхность сформированной модели, так как эта ее часть служила объектом непосредственных наблюдений в большой серии экспериментов. После удаления пузырьков воздуха, волосков и других дефектов, значительно влияющих на напряженное состояние при деформации, поверхность заглаживалась куском оргстекла с отполированными краями, смоченными водой, до тех пор, пока она не становилась полностью ровной, т.е. окончательно подготовленной к проведению эксперимента.

Деформирование модели проводилось с постоянной в течение одного опыта скоростью. Конструкция установки "Разлом" позволяла проводить эксперименты при трех скоростях (10^{-5} , 10^{-4} , 10^{-3} м/с), которые в соответствии с уравнениями подобия охватывают интересующий нас интервал измерения данного параметра при крупном разломообразовании в литосфере (0,6; 6; 60 мм/год).

Модель, как правило, деформировалась до тех пор, пока на ее поверхности не проявлялся единый и непрерывный разрыв, что свидетельствовало о полном разрушении изучаемого образца.

По описанной методике было проведено несколько серий экспериментов, направленных на решение ряда вопросов, связанных с развитием сдвиговой зоны. Результаты большей части экспериментов обрабатывались с целью выяснения закономерностей формирования ее инфраструктуры. При этом исходным фактическим материалом служили фотографии, полученные после съемки поверхности модели в ходе деформирования. Однако эволюция инфраструктуры зоны разлома на поверхности модели неотъемлема от синхронно развивающихся деформаций и напряжений внутри модели. Для изучения характера их распределения во второй серии опытов применялась специально разработанная методика, включающая тензометрические методы оценки деформаций. Однако наибольшей оснащенности физическими приборами потребовала используемая в третьей серии экспериментов оригинальная методика регистрирования импульсов акустической эмиссии (АЭ), возникающих при разрушении модели. Изучение общих закономерностей АЭ в ходе формирования сдвиговой зоны в упругопластичном материале позволило в дальнейшем прогнозировать характер протекания сейсмического процесса при сдвигообразовании в природных условиях.

Таким образом, серии опытов отличались одна от другой характером поставленных задач, а экспериментальные работы в рамках каждой из них имели специфические особенности, которые более подробно описываются в посвященных им разделах предлагаемого исследования. В то же время объект исследования во всех случаях был одним и тем же. Поэтому в целом данные моделирования по перечисленным выше методикам можно считать результатами комплексного эксперимента, который позволил всесторонне исследовать характер разрушения деформируемого образца в условиях простого сдвига.

Для того чтобы результаты опытов носили еще более обобщающий характер, в рамках всех поставленных серий осуществлялось варьирование условий нагружения модели, определяющими параметрами для которых являлись уже

описанные ранее толщина разрушаемого слоя, вязкость материала и скорость деформирования. Это дало возможность выявить общие закономерности изменения получаемых количественных характеристик для различных режимов деформирования, что важно ввиду вариации аналогичных параметров в природных условиях при переходе от одного региона к другому.

При проведении экспериментальных работ собран большой материал, который обеспечил возможность использования при его обработке некоторых стандартных статистических методов. Их конкретное воплощение было осуществлено на ЭВМ, что позволило значительно облегчить обработку экспериментальных данных.

5.2. Закономерности структурообразования в сдвиговых зонах

Как уже отмечалось, с геологической точки зрения все многообразие крупных сдвигов литосферы по целому комплексу признаков делится на два больших класса: трансформные разломы и собственно сдвиги. Согласно существующим представлениям об их генетической природе, первый класс обязан своим происхождением деформации среза, а второй – сжатия или растяжения (см. рис. 1.3) / Freund, 1974; Методы..., 1988; Шерман, 1981/. Рассмотрим в деталях процесс формирования сдвиговых зон в упругопластической среде при данных способах нагружения, чтобы через выявленные индивидуальные особенности оценить степень сходства и различия их инфраструктуры.

5.2.1. Сдвиговые зоны, образующиеся при срезе

Инфраструктура сдвиговых зон всегда была объектом пристального внимания советских и зарубежных исследователей. Изучение ее в природных условиях уже в начале нашего века стало дополняться лабораторными исследованиями. Поэтому сегодня в распоряжении геологов имеется обширный материал, собранный в результате многолетних работ по моделированию процесса сдвигообразования.

В существующей на сегодняшний день обобщенной схеме внутреннего строения сдвиговых зон общепризнано выделение следующих структурных элементов: разрывы нескольких типов (R , R' , P , L , T и Th) и складки F_d (рис. 5.6) / Wilcox et al., 1973; Freund, 1974; Стоянов, 1977; Sylvester, 1988/. Разрывы R и R' впервые описывались в работах Г. Клооса и В. Риделя / Cloos, 1928; Riedel, 1929/. Названные в своем первом варианте синтетическими и антитетическими разрывами / Riedel, 1929/, они были позже переименованы в сколы Риделя / Tchalenko, 1970/. Нами в предыдущих исследованиях / Шерман и др., 1983/ эти два типа разрывов по их пространственной ориентировке в сдвиговой зоне названы диагональными и поперечными. Ранее были выделены P и L типы разрывов / Skempton, 1966/, первый из которых тоже не избежал двойственности в названии. В одних работах он именовался thrust shear / Skempton, 1966; Tchalenko, 1986/, а в других – restrain shear / Morgenstern, Tchalenko, 1967/. Что касается складок, то они в разных вариантах выделялись несколькими экспериментаторами / Mead, 1920; Pavoni, 1961; Cloos, 1928; Wilcox et al., 1973; Стоянов, 1977; и др./.

Кроме перечисленных выше типов разрывов в современной литературе встречаются описания частых структурных парагенезисов сдвиговых зон, как-то: father fault, splitted fault, pinnat structure, imbricate fan и другие, характеризующие ветвящиеся окончания единичных сдвигов / Woodcock, Fi-

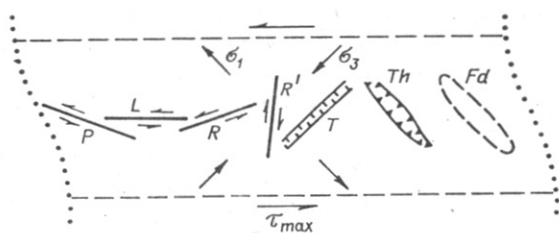


Рис. 5.6. Положение осей σ_1 и σ_3 и основных структурных элементов в областях активного динамического влияния (ОАДВ) среза /Стоянов, 1977; Sylvester, 1988/.

sher, 1986; Deng, Zang, 1984/; tulip structure, отражающие пропеллерообразную изогнутость плоскостей сместителей единичных разрывов /Naylor et al., 1986/; duplex structure, характеризующие блоки, выделяемые двумя сочленяющимися разрывами /Woodcock, Fisher, 1986; Dahlstrom, 1970; Bowler, 1987; и др./.

Описанную схему структурных элементов сдвиговых зон можно существенно дополнить, учитывая их эволюцию во времени. Каждый новообразованный структурный элемент неизбежно содержит в себе отдельные фрагменты своего предшественника. Из немногочисленных работ, в которых экспериментаторы рассматривали инфраструктуру сдвиговых зон как динамическую систему, пожалуй, самой показательной можно считать работу Дж. Чаленко /Tchalenko, 1970/, который впервые предложил понятие структурной стадийности развивающегося в модели процесса.

Рассмотрим на качественном уровне основные особенности эволюции структуры в пределах сдвиговой зоны, развивающейся при срезовой нагрузке. Весь процесс делится на две неравноценные по продолжительности стадии: пликативную и дизъюнктивную.

В первую стадию регистрируется только пластическая деформация модельного материала в линейной зоне. Сначала это видно по изменению формы реперной сетки колец, которые нанесли на поверхность образца перед началом эксперимента, а позже — по образованию чередующихся антиклинальных и синклинальных складок. Длинные оси складок в моменты их заложения составляют с простиранием зоны угол чуть меньше 45° , который по мере развития деформационного процесса имеет однонаправленную тенденцию к уменьшению (см. рис. 5.6).

На упорядоченную картину размещения пликативных структурных форм в сдвиговых зонах указывалось многими авторами, проводившими полевые /Ажгирей, 1960; Пейве, 1960; Harding, 1973; Lillie, 1961; Pavoni, 1961; Tchalenko, 1970 / и экспериментальные исследования /Riedel, 1961; Wilcox et al., 1973; Борняков, 1981; Гзовский, 1975; Гинтов, Исай, 1988; Гончаров, 1985; Стоянов, 1977/. При этом последними установлено, что пространственное распределение складок в зоне и их размеры зависят от толщины разрушаемого слоя, его реологических свойств и скорости деформирования /Wilcox et al., 1973; Борняков, 1980/.

В течение второй стадии формируется разрывная структура сдвиговой зоны. Ее развитие во времени происходит последовательно через заложение многочисленных мелких разрывов, их избирательную поранговую эволюцию к единому магистральному шву /Борняков, 1980, 1981, 1988/ (рис. 5.7). По характерным признакам целесообразно в рамках дизъюнктивной стадии выделить три этапа.

На первом этапе отчетливо проявляются две сопряженные системы разрывов (поперечная и диагональная), имеющие временные, морфологические и ки-

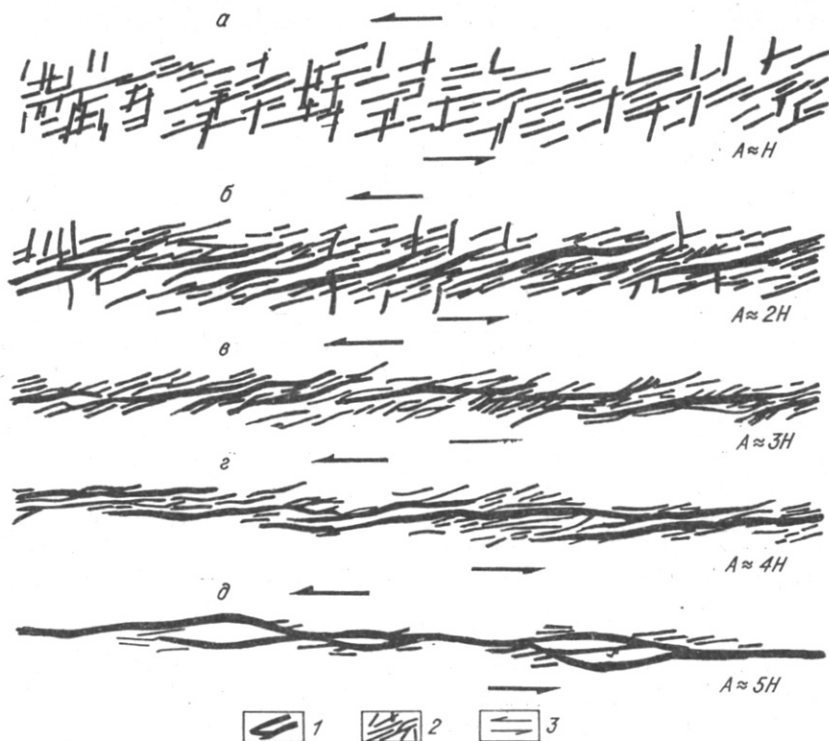


Рис. 5.7. Инфраструктура ОАДВ среза на разных этапах развития деструктивного процесса (A – амплитуда смещения крыльев ОАДВ; H – толщина деформируемого слоя модели).

1 – активные главные, 2 – второстепенные разрывы; 3 – указатели направления перемещения крыльев ОАДВ среза.

нematические отличия. Простирание первой из них в момент заложения составляет с осевой линией сдвиговой зоны угол $65-85^\circ$. Преимущественно вертикальные плоскости единичных разрывов на концах имеют тенденцию к наклону в сторону перемещения крыльев зоны (см. рис. 5.7, а). Эта тенденция усиливается по мере укрупнения разрывных структур, что приводит к слабо выраженной пропеллерообразной изогнутости их сместителей с вертикальным падением в центральной части и выполаживанием до $80-85^\circ$ на флангах (см. рис. 5.7а, б). Будучи первоначально прямолинейными, со временем сложно построенные разрывы этой системы приобретают S-образную в плане форму. В генетическом отношении разрывные структуры поперечной системы классифицируются как сдвиги, фрагментарно осложненные дифференцированными вертикальными движениями разграничиваемых ими блоков.

Простирание разрывов второй системы составляет с осевой линией сдвиговой зоны угол примерно $15-30^\circ$ (см. рис. 5.7,а). Плоскости сместителей наиболее протяженных из них, пересекающих всю зону, также имеют пропеллерообразную форму с вертикальным падением в центральной части и выполаживанием на 5° и более на флангах. Почти ортогональное положение оси главных нормальных растягивающих напряжений к разрывам рассматриваемой системы обеспечивает благоприятные условия для появления на отдельных участках их сместителей сбросовых движений, осложняющих преобладающую сдвиговую составляющую (см. рис. 5.7,б).

Относительные возрастные взаимоотношения поперечной и продольной систем определяются главным образом реологией деформируемого материала и скоростью нагружения модели. Например, при уменьшении скорости деформирования и повышении вязкости материала модели раньше закладывается первая система. Однако, как показали эксперименты, независимо от последовательности возникновения основная структурообразующая роль принадлежит второй системе, так как все структурные преобразования в последующие этапы развития сдвиговой зоны связаны именно с ее эволюцией, тогда как разрывы поперечной системы быстро утрачивают свою активность, сохраняя ее лишь в отдельных локальных участках. В связи с этим нами главным образом рассматриваются разрывы диагональной системы (R -сколы Риделя, синтетические разрывы – в иной терминологии), эволюция которых в конечном итоге дает весь тот перечень структурных элементов сдвиговых зон, которые хорошо известны по геологическим и экспериментальным данным.

В ходе дальнейшей эволюции разрывы диагональной системы при своей первоначальной ориентировке исчерпывают потенциальные возможности роста и начинают препятствовать перемещению крыльев зоны. Происходит перестройка структуры, выражающаяся в заложении разрывов нового ранга длины, имеющих по сравнению с предыдущими меньший угол наклона к оси зоны, большую среднюю длину и более сложную морфологию. Эти разрывные структуры формируются путем объединения кулисообразных подставляющих друг друга более мелких нарушений.

Разрывы второго ранга, непрерывно удлиняясь в ходе деформирования, достигают критических размеров и дают начало новому рангу, т.е. процесс развития инфраструктуры повторяется на качественно новом уровне. Всего в рамках первого этапа, по нашим наблюдениям, может проявиться несколько рангов разрывных структур.

Второй этап дизъюнктивной стадии развития сдвиговой зоны начинается, когда в результате непрерывного рангования в ее пределах возникает ряд наиболее крупных кулисообразно расположенных разрывов, в местах сочленения которых образуются области, где наряду с дизъюнктивными деформациями широко проявлены и пластические. В публикациях зарубежных исследователей /Dahlstrom, 1970/ эти области названы дуплексами по аналогии со сходными структурами в пределах надвиговых зон.

Характер разрушения дуплекса определяется типом сочленения разрывов, происходящего в условиях либо сжатия, либо растяжения /Woodcock, Fisher, 1986/. Каждому конкретному случаю соответствует дополнительный набор структурных парагенезисов (рис. 5.8). Кроме того, в отмеченных условиях напряженного состояния разрушение дуплекса может существенно корректироваться его геометрией. Например, в дуплексах сжатия при неизмеримых длине Δl и ширине m , он проявляет склонность к разрушению по типу надвига (рис. 5.9, а). Если же длина существенно превышает ширину, то чаще всего в его пределах фиксируется проявление сдвигов одного из двух характерных направлений (см. рис. 5.9, б). В дуплексах растяжения по мере уменьшения соотношения длины и ширины будут наблюдаться отрывы, сбросы или косоориентированные сдвиги (см. рис. 5.9, в, г).

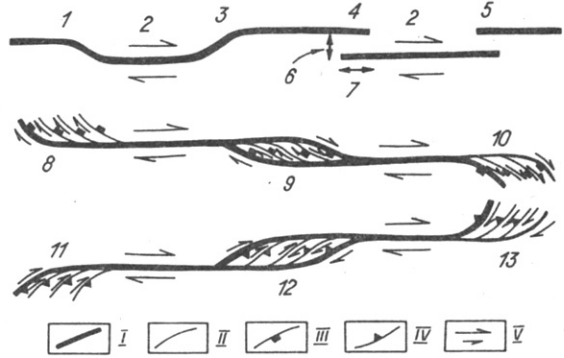
Третий этап дизъюнктивной стадии формирования разрывной зоны начинается с появления в ее пределах магистрального шва – единственного крупного разрыва, являющегося собственно сместителем сдвига. Он возникает в результате соединения разрывов наибольшего ранга длины в местах расположения дуплексов, где к этому времени заканчивается структурная эволюция. Так как магистральный шов использует в своем строении элементы старых и ново-

Рис. 5.8. Структурные элементы душексов /Woodcock, Fisher, 1986/.

I - главные, II-IV - второстепенные разрывы (II - сдвиги, III - сбросы, IV - взбросы); V - направления перемещения крыльев разрывов.

1 - изгиб освобождения (releasing bend); 2 - спрямленные отрезки (straight); 3 - изгибы горошения (restraining bend); 4 - уступ освобождения (releasing offset);

5 - уступ горошения (restraining offset); 6 - разделение (separation); 7 - перекрытие (overlap); 8 - головной чешуйчатый веер растяжения (leading extensional imbricate fan); 9 - душекс растяжения (extensional duplex); 10 - тыловой чешуйчатый веер растяжения (trailing extensional imbricate fan); 11 - головной чешуйчатый веер сжатия (leading contractional imbricate fan); 12 - душекс сжатия (contractional duplex); 13 - тыловой чешуйчатый веер сжатия (trailing contractional imbricate fan).



образованных разрывов, его сместитель имеет сложную волнистую поверхность, и в дальнейшем деформационный процесс приурочен главным образом к выступам в пределах этой поверхности и направлен на их сглаживание.

В таких местах, как правило, последовательно возникают серии сдвигов, уменьшающих со временем кривизну магистрального шва. Природной иллюстрацией этого процесса могут служить структурные схемы, взятые из публикаций Д. Флинна /Flinn, 1977/ и М. Фишера /Fisher, 1984/ (рис. 5.10). Другим структурным парагенезисом, характерным для третьего этапа развития сдвиговой зоны на дизъюнктивной стадии, являются области существенного рас-

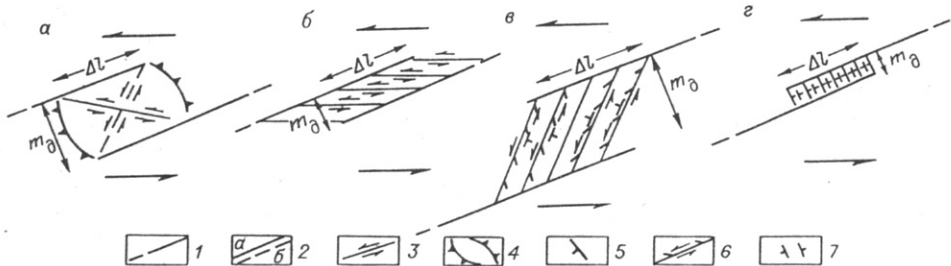


Рис. 5.9. Возможные структурные варианты разрушения душексов сжатия (а, б) и душексов растяжения (в, г) при $\Delta l : m_d \approx 1,1$ (а, в) и $\Delta l : m_d \approx 1$ (б, г).

1 - разрывы, образующие душекс; 2 - вторичные разрывы, разрушающие душексы: наиболее вероятные (а) и маловероятные (б); 3 - сдвиги; 4 - надвиги, взбросы; 5 - сбросы; 6 - сбросо-сдвиги; 7 - указатель направления падения плоскости разрыва.

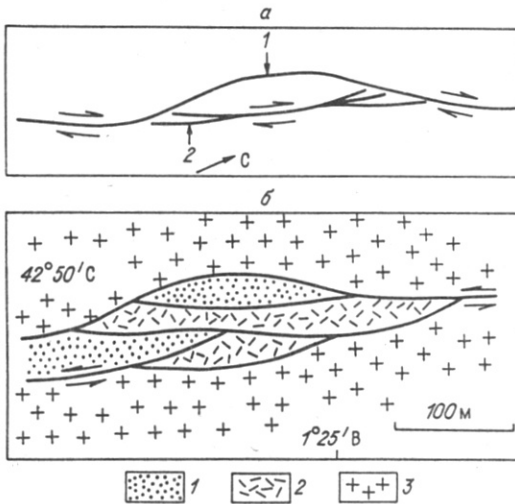


Рис. 5.10. Природные примеры дуплексов в зонах сдвигов.

а - Шетландские острова (1, 2 - разломы: 1 - Wall Boundary, 2 - Nasting) /Flinn, 1977/; б - Северные Пиренеи (1 - кальциевые милониты; 2 - гранулиты; 3 - граниты) /Fisher, 1984/.

тяжения, описанные в зарубежной литературе под термином "присдвиговые впадины", или "pull apart basins" /Hempton, Neher, 1986/. Они возникают в местах соответствующего отклонения плоскости сместителя от осевой линии зоны. Третьим структурным элементом (хотя

и пассивным) могут быть участки магистрального шва, простирающие которых совпадает с осью сдвиговой зоны. В пределах этих участков эволюция структуры уже полностью завершена.

Следует отметить, что описанные выше закономерности структурной эволюции характерны для всех сдвиговых зон, формирующихся при деформации среза. Однако при более сложной комбинации действующих на модель сил эти закономерности могут несколько меняться. В связи с тем, что в природных условиях геологи редко имеют дело с "чистой", ничем не осложненной деформацией среза, необходимо вкратце остановиться на тех особенностях эволюции инфраструктуры, которые возникают при воздействии каких-либо дополнительных напряжений.

Появление таких напряжений σ_n , нормальных к плоскости действия τ_{max} , вносит свои коррективы в развитие инфраструктуры, что выражается прежде всего в изменении пространственной ориентировки систем разрывов, морфологии формирующейся зоны и направленности структурной эволюции. При так называемой "чистой" деформации среза R- и R'-разрывы в пределах сдвиговой зоны располагаются под углом $45^\circ - \varphi/2$ (φ - угол внутреннего трения материала) к оси σ_3 , которая в свою очередь составляет с простираемостью зоны угол $\gamma \approx 45^\circ$. В случае появления дополнительных напряжений σ_n эта ось неизбежно испытывает отклонение от указанного положения. В частности, если σ_n - положительное (сжатие), то $\angle \gamma$ увеличивается, и наоборот. Соответствующим образом изменяется и ориентировка разрывов.

Направленность и масштабы описанных изменений, а также вариации других параметров, характеризующих инфраструктуру зоны сдвига при сложных условиях деформирования, с разной степенью детальности обсуждались рядом исследователей. Эти изменения предсказывались на качественном уровне /Гзовский, 1975/, а также оценивались количественно с определенной степенью условности на базе теоретических построений /Стоянов, 1977/ или эмпирических данных /Стоянов, 1977; Naylor et al., 1986/. Все известные материалы, включая и результаты выполненных нами экспериментов, однозначно показывают, что в областях активного динамического влияния (ОАДВ) разрывы диагональной системы располагаются более круто к осевой линии сдвиговой зоны, развивающейся в условиях действия дополнительных сжимающих σ_n , и менее круто, если σ_n - растягивающие (табл. 5.2).

Изменения напряженного состояния в сдвиговой зоне в результате дейст-

Таблица 5.2. Элементы залегания разрывов в ОАДВ срезов, полученных при разных способах нагружения моделей (А-В) (по /Naylor et al., 1986/, с сокращениями), град

Измеряемый параметр	Характеристика измерения	А	Б	В
Простираание разрывов	Среднее	17	05	37
	≥ 95 %	30	14	50
Падение разрывов у поверхности модели	Среднее	86	83	75
	≥ 95 %	75	70	45
	Вариации	64-90	61-90	41-90
Падение разрывов у основания модели	Среднее	77	83	63
	≥ 95 %	65	70	35
	Вариации	50-90	64-90	20-90
Ширина ОАДВ на поверхности модели, см		1,0	0,4	2,1

вия дополнительных напряжений делают более контрастной кинематику движений по системам разрывов. Например, наложенное сжатие σ_n стимулирует наряду со сдвиговыми развитие хорошо выраженных взбросовых движений по разрывам обеих систем. Кроме того, структурообразование на завершающем этапе развития зоны, формирующейся при таких условиях, локализовано не в центральных ее частях, как при чисто срезовом нагружении, а по периферии, и сложно построенный магистральный шов представляет собой взбросо-сдвиг /Lowell, 1972/.

В случае наложенного растяжения особенности приповерхностного структурообразования в сдвиговой зоне не меняются, и магистральный шов в основном совпадает с осевой линией зоны. Отличительной же чертой является преимущественное развитие сбросовых движений по единичным разрывам главным образом диагональной системы.

Кроме описанных различий следует отметить особенности морфологической выраженности сдвиговых зон на поверхности модели в различных условиях деформирования. Ранее нами отмечалось, что в условиях чисто срезового нагружения в образующейся зоне наблюдается незначительное сводовое поднятие /Борняков, 1980, 1981/. В случае дополнительных сжимающих напряжений σ_n процесс сводообразования усиливается, о чем свидетельствует появление больших градиентов высот в краевых латеральных частях сдвиговой зоны (рис. 5.11, II). Если же наложенные напряжения σ_n являются растягивающими, то уже при $< \beta'$, измеряемом первыми градусами, вместо сводового поднятия формируется отрицательная структура в виде линейного прогиба (см. рис. 5.11, III). Таким образом, сдвиги, образуемые при деформациях срезового типа, весьма чувствительны в структурном отношении к небольшим изменениям по условиям нагружения. Геологическими примерами могут быть трансформные разломы, развивающиеся в условиях косоугольного раздвижения и сжатия.

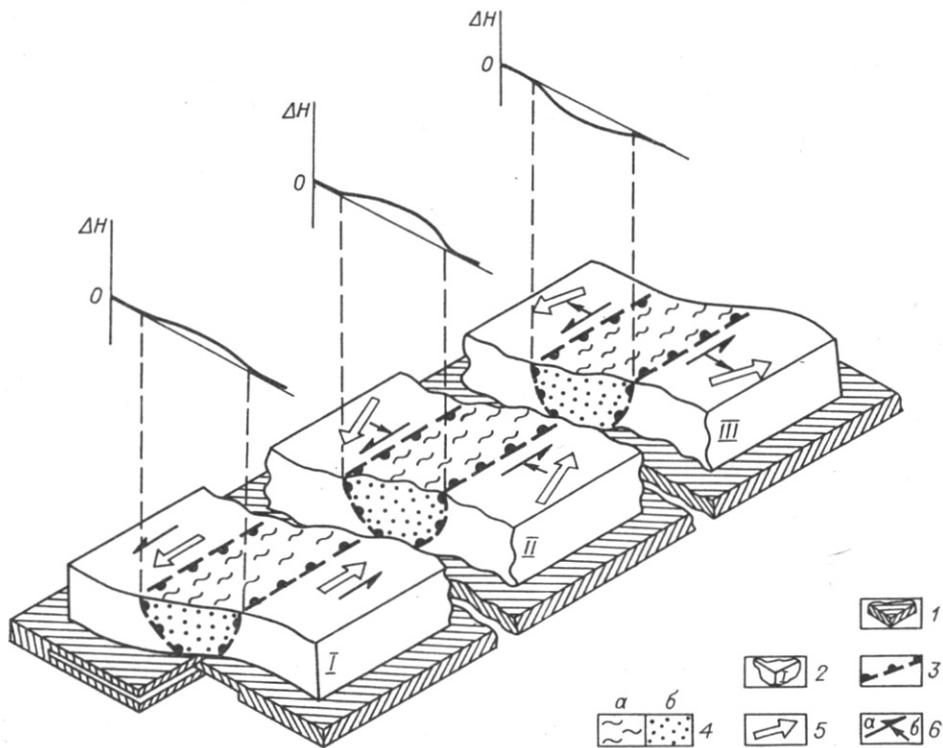


Рис. 5.11. Изменение толщины модели в ОАДВ среза при разных способах деформирования.

1 - штампы экспериментальной установки; 2 - модель (I - чистый срез; II - срез с наложенными $-\sigma_n$ сжатия; III - срез с наложенными $+\sigma_n$ растяжения); 3 - границы ОАДВ среза; 4 - ОАДВ среза в плане (а) и разрезе (б); 5 - направление движения крыльев ОАДВ среза; 6 - составные элементы τ_{max} (а) и σ_n (б) суммарного вектора движения.

5.2.2. Сдвиговые зоны, образующиеся при сжатии и растяжении

Эксперименты по моделированию сдвиговых зон, формирующихся в условиях сжатия и растяжения, также проводились на установке "Разлом". Однако сжимающая или растягивающая нагрузки прикладывались не снизу, как это было характерно для получения деформации среза, а к торцевым граням образца из упругопластичного материала. Рассмотрим последовательно характерные черты динамики структурообразования на его поверхности, имеющие место при обоих напряженных состояниях.

По аналогии с описанной выше этапностью структурообразования формирование сдвиговых зон в условиях сжатия происходит в две стадии: пликативную и дизъюнктивную. Локализация пластических деформаций вдоль двух плоскостей действия максимальных касательных напряжений в течение первой стадии предопределяет заложение и развитие в последующую дизъюнктивную стадию двух X-образно пересекающихся зон сдвижения (рис. 5.12). Близкие по структурным особенностям ситуации наблюдались в ходе экспериментов разной целевой на-

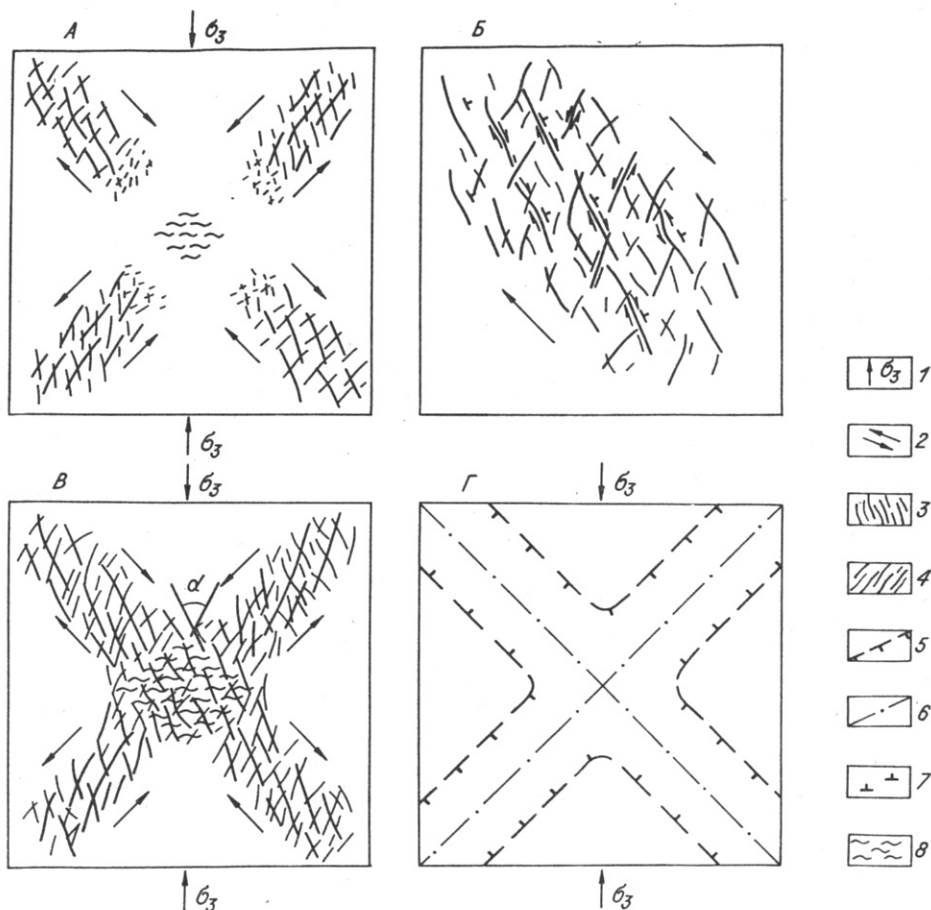


Рис. 5.12. Структурные схемы области активного динамического влияния сдвига сжатия.

А - начальный этап дизъюнктивно-пликативной стадии; Б - внутреннее строение ветви сдвига сжатия; В, Г - форма ОАДВ сдвига сжатия в моделях с соотношением размеров сторон 1:4:2,5.

1 - направление действия сжимающих усилий; 2 - производные от σ_3 : максимальные касательные напряжения τ_{\max} ; 3 - системы правых и левых сколов в ОАДВ сдвига сжатия; 4 - зона развития интенсивных деформаций; 5 - границы ОАДВ сдвига сжатия; 6 - ее осевая линия; 7 - направление падения единичных разрывов; 8 - участки развития интенсивных деформаций.

правленности /Dubey, 1980; Freund, 1974; Harris, Cobbold, 1984; Horsfield, 1980; Peltzer et al., 1984; Шерман и др., 1983/.

В течение второй стадии структурообразования отмечается сложное и не всегда равнозначное сочетание разрывных и пликативных деформаций. Так, в дистальных окончаниях каждой из двух зон концентрации сдвиговых деформаций преобладает дизъюнктивная составляющая, тогда как пластическое течение проявлено не столь контрастно. Ближе к центральной части, к месту пересе-

чения зон, наоборот, заметно возрастает роль пликативной составляющей. Это обусловлено тем, что вначале разрывообразование проявляется только на концах будущих X-образно пересекающихся ветвей и затем постепенно распространяется к его центральной части. Все четыре дистальных окончания в это время развиваются синхронно как самостоятельные структурные элементы.

Если сравнить внутреннее строение отдельных ветвей со сходными по направлению действия сдвиговых усилий сдвиговыми зонами, формирующимися при срезе, то можно обнаружить вполне удовлетворительную сопоставимость внешних проявлений структурных элементов в их пределах. В обоих случаях образуются две системы разрывов – диагональная и поперечная. Сходными оказываются и кинематика движений по единичным разрывам этих систем, а также характер их активности и структурообразующей роли во времени.

Однако на этом внешнее подобие сдвиговых зон, развивающихся в различных условиях нагружения, исчерпывается. Детальные структурные наблюдения показывают, что единичные разрывы в пределах зоны сдвига, формирующейся при сжатии, имеют свою ориентировку относительно ее осевой линии. Кроме того, их плоскости лишены пропеллерообразной изогнутости и имеют в пределах одного профиля, проведенного вкрест простирания зоны, хорошо выраженное однонаправленное падение (см. рис. 5.12). Одновременно с развитием четырех дистальных окончаний ветвей в центральной части модели, в месте их будущего сочленения, наблюдается развитие единичных микронадвиговых структур, т.е. начинается процесс объединения всех первоначально обособленных ответвлений с последующей структурной перестройкой узлового центрального участка (см. рис. 5.12).

Конечный вариант строения сдвиговой зоны рассматриваемого генезиса зависит от характера протекания этого процесса, который определяется несколькими причинами. На основании серии опытов установлено /Шерман и др., 1983/, что хорошо выраженные X-образно расположенные ветви концентрации сдвиговых деформаций с упорядоченной внутренней структурой формируются преимущественно в моделях с пониженной вязкостью при строго выдержанной геометрии модели (соотношение ее сторон $a : b : c$ равно $4 : 2,5 : 1$, где a – длина, b – ширина, c – толщина). Отклонение от этих соотношений неизбежно влечет за собой изменение развивающейся структурной картины.

Действительно, при относительном увеличении длины модели могут сформироваться две изолированные пары ветвей сдвиговых деформаций, разделенные ненарушенным участком модели (рис. 5.13, а). Однако чаще всего образуется только

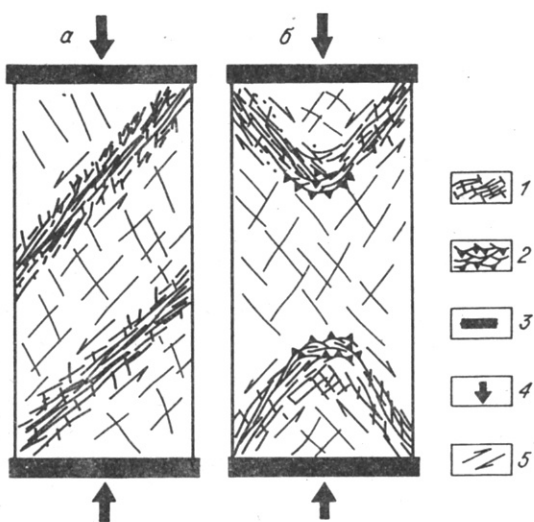


Рис. 5.13. Возможные структурные варианты разрушения моделей при сжатии при соотношении их толщины, длины и ширины $1 : 7 : 3$.

1 – сдвиги; 2 – надвиги; 3 – штампы экспериментальной установки; 4 – направление перемещения штампов; 5 – направление перемещения крыльев ветвей ОАДВ сдвига сжатия.

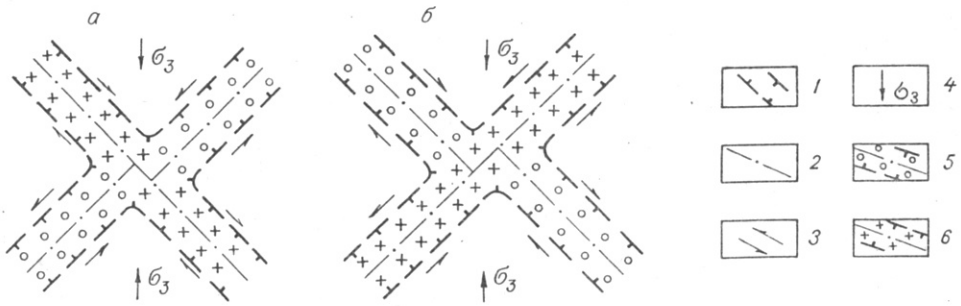


Рис. 5.14. Возможные структурные варианты объединения ветвей ОАДВ сдвига сжатия.

1 - границы, 2 - осевая линия ОАДВ сдвига сжатия; 3 - направление перемещения крыльев ОАДВ сдвига сжатия в пределах ветвей; 4 - направление действия сжимающих усилий; 5 - пассивная, 6 - активная ветви ОАДВ сдвига сжатия.

ко одна пара ветвей со стороны подвижного штампа (штамп, к которому приложена нагрузка). Кроме того, не исключены и другие формы разрушения удлиненной модели, например, посредством косоориентированного сдвига или надвига (см. рис. 5.13, б). При этом в большинстве случаев плоскость надвига падает в сторону подвижного штампа. Реальность существования подобных структурных ситуаций подтверждается натурными наблюдениями /Майданович, 1972/.

В то же время наиболее распространенным в природе случаем разрушения объема, деформируемого в условиях сжатия, является преимущественное формирование одной из ветвей концентрации сдвиговых деформаций (рис. 5.14). Последнее происходит в силу того, что в природных условиях прочность на сдвиг существенно разная в двух направлениях действия максимальных касательных напряжений, по которым развивается интенсивное структурообразование.

В этом случае после объединения всех четырех дистальных окончаний ветвей в единую систему по мере увеличения деформаций происходит вспарывание узловой перемычки и объединение двух обособленно развивающихся до этого момента окончаний, относящихся к одной ветви. Образуется сопряженная система сдвиговых зон, которая состоит из одной главной сквозной развивающейся зоны и двух прилегающих к ней "придатков" - необъединившихся окончаний второй ветви концентрации сдвиговых деформаций (см. рис. 5.14). Дальнейшее развитие инфраструктуры связано в основном с движениями по активной сквозной зоне.

Таким образом, мы видим, что в описываемых условиях приложения нагрузки инфраструктура в пределах деформационных зон может иметь свои характерные особенности в зависимости от конкретной ситуации. Данное положение еще более справедливо для сдвиговых зон, формирующихся в условиях растяжения. Однако для них получить хорошо развитые X-образно расположенные ветви сдвиговых деформаций еще более сложно, чем в случае со сжатием. Нам не известны экспериментальные работы, где воспроизводилась бы подобная ситуация.

В связи с этим для получения двух ветвей концентрации сдвиговых деформаций в условиях растяжения нами была использована специальная установка, а также модельные материалы, обладающие специфическими свойствами. Только в этих условиях удалось получить на относительно более широких моделях сдво-

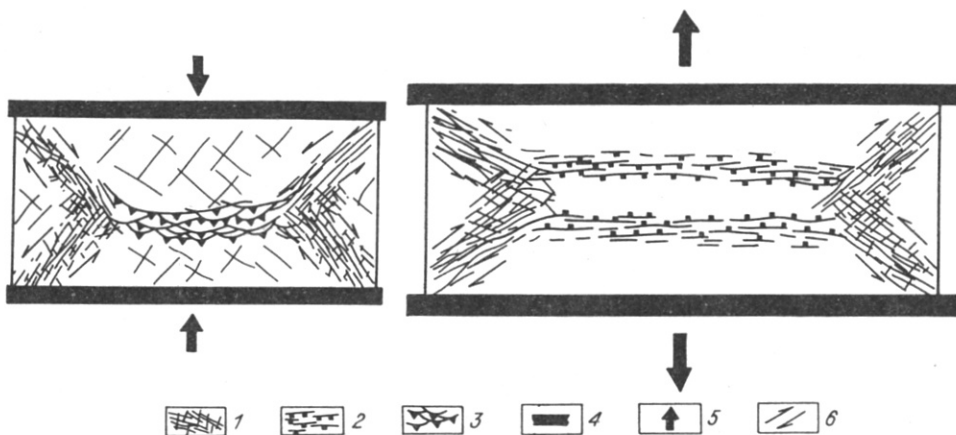


Рис. 5.15. Парагенез ОАДВ сдвига растяжения и ОАДВ раздвиг при растяжении модели с соотношением ее толщины, длины и ширины 1:7:3.

1 - сдвиги; 2 - сбросы; 3 - надвиги; 4 - штампы экспериментальной установки; 5 - направление перемещения штампов; 6 - направление перемещения крыльев ветвей ОАДВ сдвига растяжения.

енные сдвиговые ветви, являющиеся дистальными окончаниями главной структуры растяжения (рис. 5.15). Воспроизведенная в результате моделирования структурная картина согласуется с известными теоретическими построениями /Bhattacharji, Koide, 1978/.

Были рассмотрены закономерности развития инфраструктуры сдвиговых зон, формирующихся при сжатии и растяжении. Аналогичные условия нагружения, согласно нашим представлениям, возникают в пределах сравнительно локальных участков земной коры. Что же касается литосферы, то там сдвиговые зоны развиваются при срезовом механизме деформации. Генеральные сдвиги и их системы, служащие основным объектом исследования, охватывают всю литосферу целиком. Поэтому ниже при описании результатов экспериментальных работ описываются сдвиговые зоны, возникающие и развивающиеся только в условиях действия срезающей нагрузки.

5.3. Параметры инфраструктуры сдвиговой зоны и характеристика взаимоотношений между ними

Преимущество физического моделирования перед другими методами исследования разломных зон состоит еще и в том, что оно позволяет описать закономерности их развития не только качественно, но и количественно. Для этого необходимо, во-первых, оценить значения количественных параметров отдельных разрывных структур, составляющих сдвиговую зону, и, во-вторых, установить характер взаимосвязи между отдельными числовыми характеристиками. В случае методически правильной постановки экспериментальных работ полученные таким образом зависимости позволяют прогнозировать особенности взаимоотношений между аналогичными параметрами для зон влияния природных разломов.

Основными количественными характеристиками разломной зоны как трехмерного геологического тела, сформировавшегося в результате сдвигового перемещения с амплитудой A , являются длина L , ширина M и глубина про-

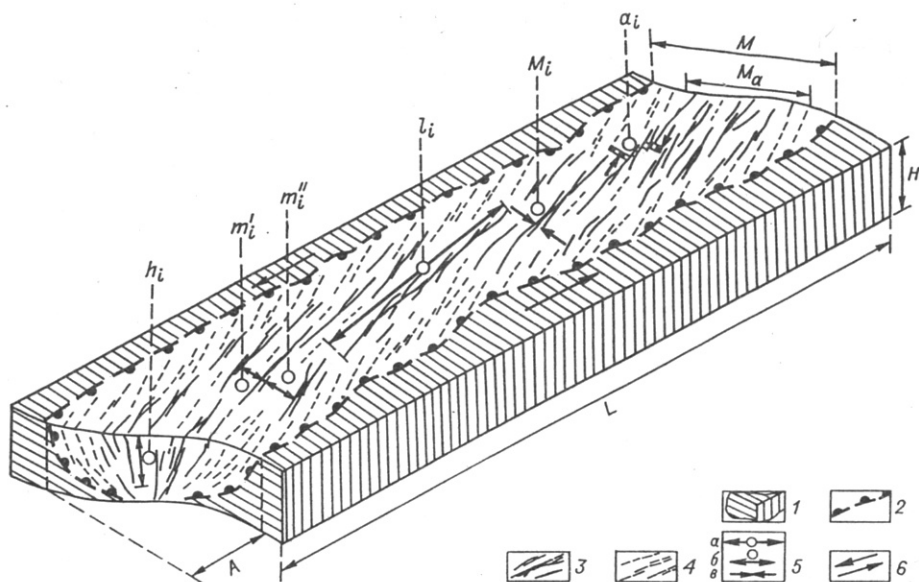


Рис. 5.16. Количественные параметры ОАДВ среза и разрывов, составляющих его инфраструктуру.

1 – модель; 2 – границы ОАДВ среза; 3, 4 – разрывы активные (3) и утратившие (4) активность; 5 – указатели фиксируемого параметра; 6 – направление перемещения крыльев ОАДВ среза.

A – амплитуда перемещения крыльев ОАДВ среза; L, H – длина и толщина модели; M, M_a – ширина ОАДВ и области активного структурообразования среза; i – порядковый номер ранга анализируемых разрывов; h_i – глубина проникновения разрыва; l_i – длина разрыва; M_i – ширина ОАДВ разрыва; a_i – амплитуда смещения по разрыву; m_i – расстояние по латерали между однородными параллельно расположенными разрывами одного генезиса (густота).

никновения H , которая при моделировании в рассматриваемых условиях определяется толщиной деформируемого слоя (рис. 5.16). Аналогичными параметрами описывается и множество (i) единичных составляющих сдвиговую зону разрывов (a_i, l_i, M_i, h_i). Для количественной характеристики инфраструктуры также существует комплекс дополнительных параметров, которые несут информацию об ориентировке разрывов в пространстве (углы падения и простирания) и закономерностях их площадного распределения (густота, плотность). Рассмотрим подробнее главные параметры инфраструктуры сдвиговой зоны при помощи оценки их взаимоотношений друг с другом.

Ширина сдвиговой зоны M и отдельных составляющих ее разрывов M_i . Изучению ширины разрывных зон, формирующихся в упругопластичном материале при деформации простого сдвига, уделяли внимание многие исследователи. На качественном уровне ими предсказывалось, что наибольшее влияние на величину данного параметра оказывает толщина деформируемого слоя /Courtillot et al., 1974; Naylor et al., 1986; Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1973; Гзовский, 1975; Стоянов, 1977/ и в меньшей степени – его реологические свойства /Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1973/.

Результаты наших исследований, посвященных углубленному изучению данного параметра /Шерман и др., 1983/, подтвердили эти предположения. Так, было показано, что ширина сдвиговой зоны более чем на 90 % определяется толщиной деформируемого слоя. В-значительно меньшей степени значения рассматриваемого параметра зависят от вязкости модельного материала и скорости деформирования (табл. 5.3).

Малый объем экспериментов, в которых воспроизводилось формирование сдвиговых зон с дополнительно действующими напряжениями σ_{Π} , не позволил собрать статистически значимый материал и, следовательно, провести количественную оценку параметра M . Можно лишь на качественном уровне вслед за другими авторами /Стоянов, 1977; Naylor et al., 1986/ отметить, что в случае присутствия наложенных сжимающих или растягивающих напряжений $\pm \sigma_{\Pi}$ величина данного параметра становится соответственно больше или меньше его значения, полученного при проведении экспериментов без дополнительных боковых нагрузок (см. табл. 5.3).

Следует отметить, что параметр M отражает максимально возможную ширину сдвиговой зоны, которая имеет место только в первый этап дизъюнктивной стадии структурообразования. По мере проработки зоны разрывы, находящиеся в ее краевых частях, утрачивают свою активность, и далее процесс структурообразования локализуется во все более узкой области. Динамика изменения рассматриваемого параметра, отражающая сущность данного процесса, будет рассмотрена в последующих разделах работы.

Теперь необходимо кратко остановиться на описании ширины зоны влияния единичных разрывов M_i , составляющих инфраструктуру сдвиговой зоны. Этот параметр лучше изучен, так как связан с разломами тех масштабных уровней, которые могут быть исследованы обычными геологическими методами. В связи с этим вопросы оценки M_i единичных тектонических нарушений различной протяженности неоднократно поднимались в публикациях, причем в качестве определяющего параметра обычно использовалась амплитуда смещения по разлому a_i /Hull, 1988; Mitra, 1979; Otsuki, 1978; Scholtz, 1987; и др./ (см. табл. 5.3, рис. 5.17) и лишь в некоторых ведущая роль отводилась его линейным размерам /Ружич, 1971; Тектонические разрывы..., 1982; Mawer, 1987/ (см. табл. 5.3). Что же касается известных нам экспериментальных работ, посвященных оценке M_i , то в них описываются зависимости данного параметра от длины образующейся дислокации, что, видимо, связано с относительной простотой ее определения в условиях лабораторного эксперимента.

Наши экспериментальные наблюдения показали, что параметр M_i имеет многофакторную природу. Было установлено, что связь $M_i = f(l_i)$ существует, но нелинейна, так как изменяется даже в пределах одной зоны разлома у разрывов разного ранга длины. При этом за границы рангов нами условно были приняты интервалы длин, предложенные ранее С.И. Шерманом /1977/ для ранговой классификации разломов. В масштабе модели локальные (1-й ранг), региональные (2-й ранг) и генеральные (3-й ранг) разрывы соответственно составляют $l_1 \leq 1/3N$; $1/3N < l_2 \leq 2N$; $l_3 > 2N$. Сопоставив уравнения 12 и 13 из табл. 5.3, можно видеть, что несмотря на общее расширение зон разломов по мере увеличения их длины отношение M_i/l_i уменьшается.

Кроме того, установлено, что ширина единичных разрывов в одной модели при равенстве их длин может быть разной. В таких случаях параметры M_i регулируются размерами блоков, ограничивающих разрыв с обеих сторон. По-

Таблица 5.3. Количественные параметры ОАДВ срезов и сдвигов

Уравнение связи	Коэффициент корреляции	Источник информации
1	2	3
1. $M = 1,4533H + 0,0088 \lg \eta + 0,0090 \lg v - 0,0088$	0,98	Шерман и др., 1983
2. $M = 0,9700H + 0,0002 \lg \eta - 0,0047 \lg v + 0,0287$	0,89	
3. $M_a = 0,9525H - 0,2701A - 0,0758 \lg \eta + 0,4161 \lg v + 4,4924$	0,80	По данной работе
4. $a_i = 63 M_i^{0,97}$	0,97	Hull, 1988
5. $a_i = 2,1 M_i^{1,03}$	0,99	
6. $a_i = 7277_i^{1,73}$	0,94	
7. $\log a_i = 1,10 \log M_i + 0,68$		Otzuki, 1978
8. $\log a_i = 1,07 \log M_i + 1,92$		
9. $\log a_i = 1,01 \log M_i + 1,78$		
10. $M_i = (0,05 + 0,02) l_i$		Ружич, 1977
11. $M_i : a_i = 1 : 1$		
12. $M_1 = 0,19 l_1 + 0,0006$	0,76	По данной работе
13. $M_3 = 0,15 l_3 + 0,0010$	0,87	
14. $M_2 = 0,0149 l_2 + 0,0067 m_{\min} + 0,0126 m_{\max} + 0,0002 \lg \eta + 0,0020 \lg v + 0,0007$	0,81	
15. $M_1 = 0,68 m_{\min} + 0,0009$	0,63	
16. $M_1 = 0,53 m_{\max} + 0,0009$	0,62	
17. $\lg M_i = \frac{\lg a_i - 0,3}{3,15}$		Mitra, 1979
18. $a_i \sim f(l)$		Walsh, Watter-son, 1988
19. $\lg M_i = 0,87 l_i - 1,59$	0,74	
20. $\lg M_i = 0,93 l_i - 1,17$	0,66	
21. $h_i = 0,21 l_i + 0,37$	0,68	Шерман, 1977
22. $h_i = 0,24 l_i + 0,30$	0,83	Там же
23. $h_i = 0,51 l_i + 0,13$	0,94	Саньков, 1989
24. $h_i = 0,45 l_i - 0,08$	0,94	
25. $h_i = 4,51 M_{O-i} + 0,12$	0,96	

Окончание табл. 5.3

1	2	3
26. $h_i = 2,38 l_i + 0,30$	0,75	
27. $h_i = 0,30 l_i + 0,15$	0,71	По данной работе
28. $a_i = 0,05 l_i - 0,0001 \lg \eta + 0,003 \lg v + 0,0028$	0,81	Шерман и др., 1983
29. $a_i = 0,10 l_i - 0,01$	0,81	Борняков, 1980
30. $a_i = 0,06 l_i - 0,16$	0,68	
31. $a_i = (0,06 + 0,15) l_i$		По данной работе
32. $a_i = (0,02 + 0,10) l_i$		
33. $m_1 = 0,46 l_1 + 0,0008$	0,88	Шерман и др., 1983
34. $m_2 = 0,29 l_2 + 0,0034$	0,75	
35. $m_3 = 0,20 l_3 - 0,0135$	0,88	Шерман и др., 1983
36. $m_1 = 0,52 l_1 + 0,0005 \lg \eta - 0,0031 \lg v - 0,0156$	0,92	
37. $m_2 = (0,08 + 0,20) l_2$		По данной работе
38. $m_2 = (0,15 + 0,50) l_2$		

Примечание: M – ширина области активного динамического влияния; M_a – ширина области активного структурообразования; H – толщина модели; A – амплитуда смещения штампа; η – вязкость модельного материала; v – скорость смещения штампа; a_i – амплитуда смещения по единичному разрыву i -го ранга; i – номер ранга разрыва (1, 2, ...); M_i – ширина области активного динамического влияния единичного разрыва i -го ранга; m_{\max} , m_{\min} – пространственно сопряженные блоки большей и меньшей ширины; m – расстояние между равновеликими параллельно расположенными разрывами i -го ранга, одного генезиса; h_i – глубина проникновения единичного разрыва i -го ранга.

сколько эти размеры для разных структурных ситуаций варьируют, то, чтобы формально подчеркнуть это, мы использовали обозначения m_{\max} и m_{\min} соответственно для более или менее широких пар блоков (см. рис. 5.16; табл. 5.3, уравнения 15 и 16). Уравнения парной корреляции, отражающие связи $M_i = f(m_{\max})$ и $M_i = f(m_{\min})$, свидетельствуют о прямой зависимости между обсуждаемыми параметрами, что проявляется и при многомерном анализе факторов (см. табл. 5.3, уравнение 14). Как видно из уравнения 14,

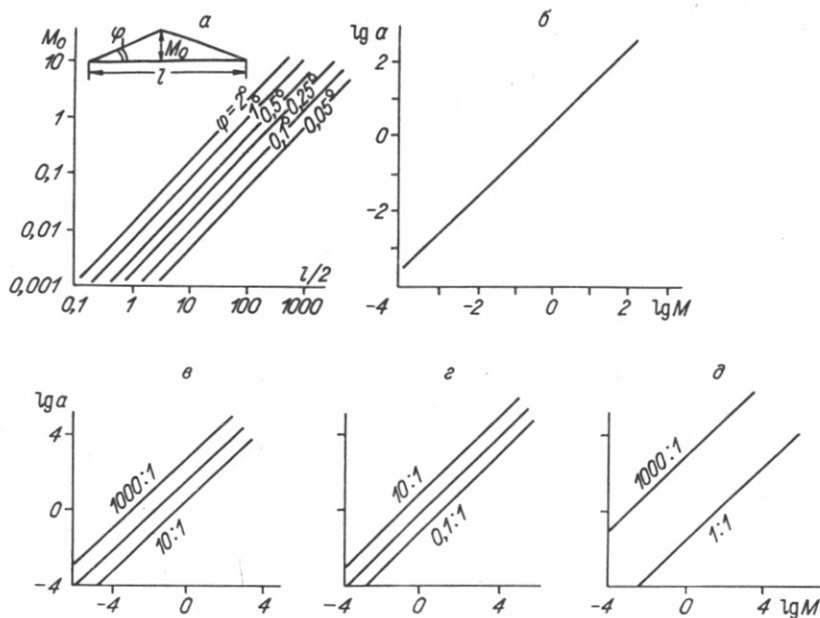


Рис. 5.17. Графики, отражающие зависимость ширины разломов M_i от их длины l_i /Mawer, 1987/ (а) и ширины разломов M_i от амплитуды смещения по ним a_i /Mitra, 1979/ (б), /Hull, 1988/ (в-д).

степень влияния вязкости среды и скорости деформирования остается той же, что и в случае связи $M = f(N, \eta, v)$. При возрастании значений этих параметров ширина зоны влияния единичных разрывов увеличивается.

Глубина проникновения h_i разрывов в моделях нами специально не изучалась. Поэтому воспользуемся для ее описания известными результатами, которые свидетельствуют о существовании зависимости данного параметра от длины разрывного нарушения /Саньков, 1989; Шерман, Лобацкая, 1972/.

Первая попытка экспериментального изучения соотношения h_i и l_i показала, что его характер зависит от реологии деформируемого материала /Шерман, 1977/. Более глубокое исследование рассматриваемого параметра и его связей с другими количественными характеристиками дано в монографии В.А. Санькова /1989/: а) с уменьшением вязкости материала модели уменьшается и глубина проникновения разрыва (см. табл. 5.3, уравнения 23 и 24); б) при прочих равных условиях разрывы диагональной системы в сдвиговой зоне, формирующейся при деформации среза, имеют большие значения h_i , чем в зоне, образующейся при сжатии (уравнения 26 и 27); в) на соотношение параметров h_i и l_i влияют расположение разрыва в пределах сдвиговой зоны и степень его структурной зрелости.

Оценки M_i через h_i нам неизвестны. Однако некоторые исследователи /Шерман, 1977; Саньков, 1989/, используя в качестве M зияние раскрытых непротяженных трещин (M_0), пытались судить о ее величине по взаимосвязи $M_i = M_0 = f(h_i)$ (см. табл. 5.3, уравнение 25).

Амплитуда смещения a_i – один из наиболее информативных параметров,

значения которого позволяют прямо или опосредственно реконструировать направления и скорости тектонических движений в пределах разломных зон. Достоверность измерения данной количественной характеристики в природных условиях обусловила существование в геологической литературе большого количества публикаций, посвященных ее описанию в связи с зависимостью от других параметров тектонических нарушений /Рац, 1965; Рац, Чернышев, 1970; Ружич, 1971; Шерман, 1977; Freund, 1974; Herve, Caillieux, 1962; Menard, 1962; Ranally, 1977; Walsh, Watterson, 1988/. Анализ перечисленных работ позволил констатировать, что для непротяженных сдвиговых разломов и трещин имеет место устойчивая взаимосвязь $a_i \approx f(l_i)$,

хотя коэффициенты в уравнениях, полученных для различных регионов, испытывают существенные вариации (рис. 5.18).

Результаты проведенных нами экспериментальных работ /Шерман и др., 1983/ позволили не только определить характер взаимосвязи амплитуды смещения и длины разрывов, составляющих сдвиговую зону, но и изучить ее проявление в различных условиях деформирования (см. табл. 5.3, уравнение 28). Как видно из уравнения, основной вклад в накопление амплитуды смещения вносит длина разрыва. Менее значимое влияние оказывают скорость деформирования и вязкость материала модели, причем направленность действия их полярно противоположна. Увеличение скорости деформирования способствует возрастанию амплитуды смещения по единичным разрывам, тогда как увеличение вязкости приводит к ее уменьшению.

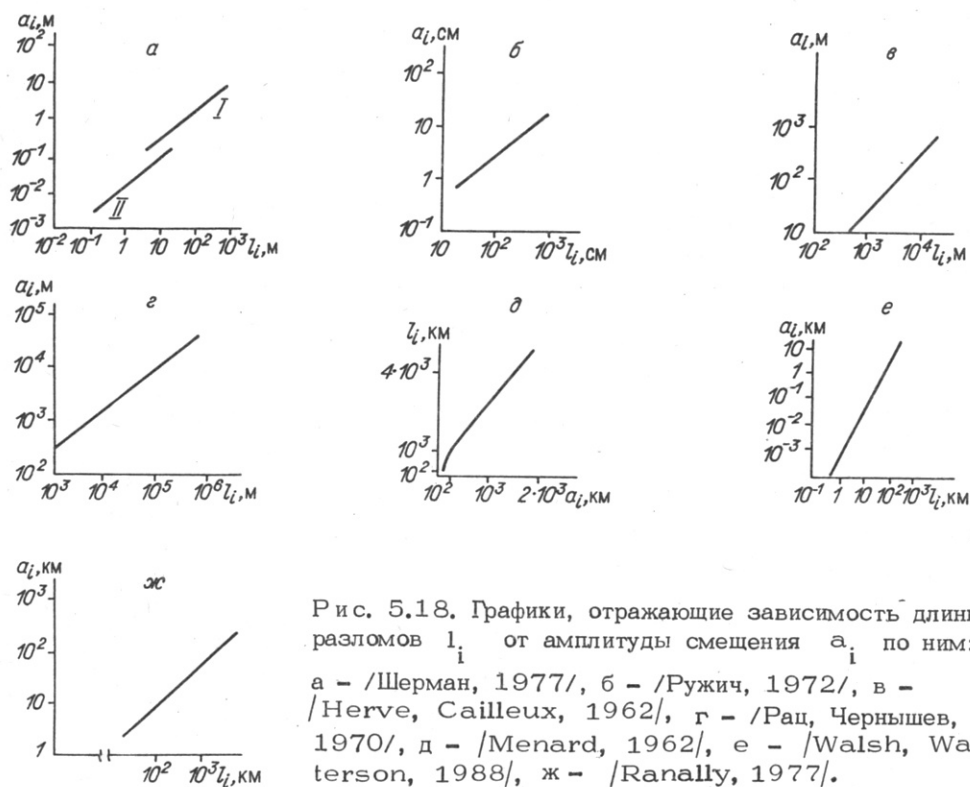


Рис. 5.18. Графики, отражающие зависимость длины разломов l_i от амплитуды смещения a_i по ним: а - /Шерман, 1977/, б - /Ружич, 1972/, в - /Herve, Caillieux, 1962/, г - /Рац, Чернышев, 1970/, д - /Menard, 1962/, е - /Walsh, Watterson, 1988/, ж - /Ranally, 1977/.

Другим фактором, определяющим количественное соотношение a_i и l_i , является, как показали эксперименты, ориентировка разрывов в пределах сдвиговой зоны. Так, скорость накопления амплитуды у разрывных структур диагональной системы почти в 2 раза выше, чем у нарушений поперечной системы (см. табл. 5.3, уравнения 29 и 30). Поскольку разрывы одной системы, но разных рангов длины имеют отличные друг от друга ориентировки, то в среднем каждому рангу будут соответствовать свои соотношения a_i и l_i .

Под густотой разрывных структур вслед за М.В. Рацем /1965/ мы понимаем расстояние между разрывами соизмеримой длины (m). Эксперименты свидетельствуют о том, что для составляющих сдвиговую зону разрывов существует прямая зависимость между рассматриваемым параметром и их длиной, как это устанавливалось ранее для природных тектонических нарушений /Рац, Чернышев, 1970; Ружич, 1977; Шерман, 1977/. По уравнениям 33–35 описываемой зависимости можно сделать заключение о влиянии ранга длины разрывов на величину расстояния между ними. Эта особенность подтверждает рассуждения многих исследователей о необходимости порангового расчленения разрывов при количественном анализе их параметров /Николаев, Лебедева, 1978; Перцов, 1980; Рац, 1963; Шерман, 1977/.

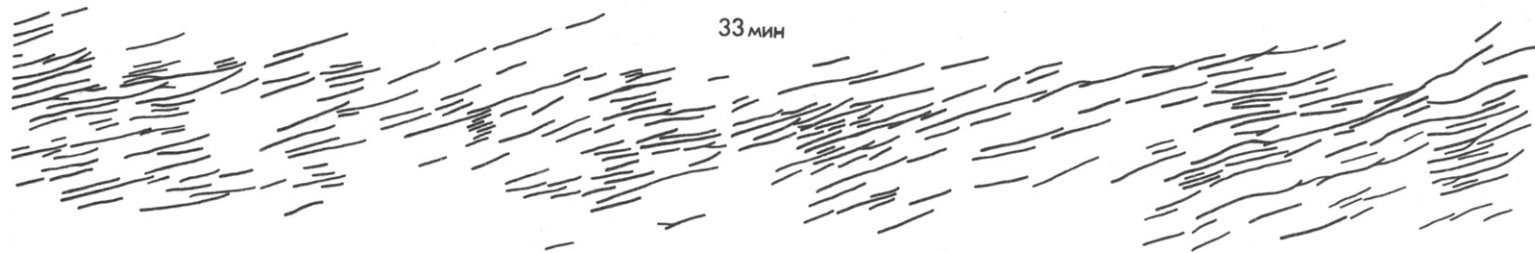
Уравнение множественной регрессии отражает зависимость характера рассматриваемой связи от условий деформирования. Согласно уравнению 36 и парным коэффициентам корреляции, основной количественный вклад в параметр вносит длина разрыва, тогда как вязкость и скорость деформирования оказывают на него меньшее влияние. При этом уменьшение вязкости и увеличение скорости деформирования способствуют формированию более густой сети разрывов и наоборот.

Значительное влияние на густоту разрывов оказывает величина и знак дополнительных напряжений σ_n . Отчетливо прослеживается уменьшение параметра m в сдвиговой зоне от модели к модели от $-\sigma_n$ через $\sigma_0 = 0$ к $+\sigma_n$. Напряженное состояние в сдвиговой зоне с наложенными сжимающими $+\sigma_n$, очевидно, аналогично напряженному состоянию в ответвлениях от основной структуры, где господствуют сжимающие нагрузки, так как этим участкам свойственны более высокие значения плотности единичных разрывов, чем для центральных областей (уравнения 37 и 38).

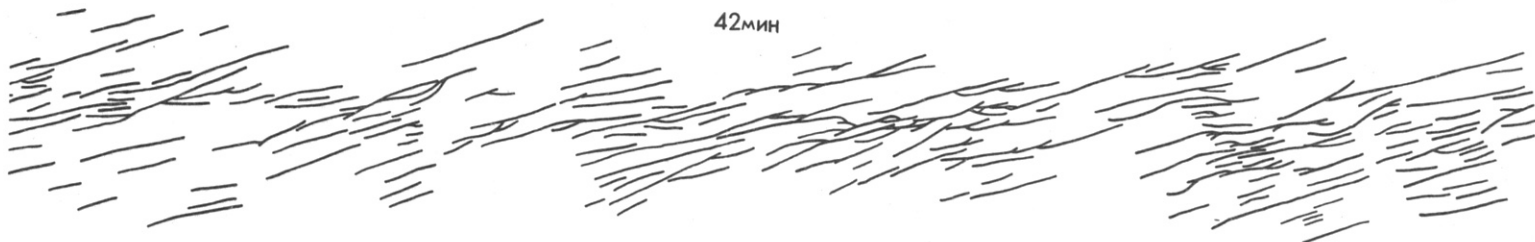
Нужно отметить, что такой количественной характеристикой распределения разрывов в пределах сдвиговых зон, как густота, удобно пользоваться на начальных этапах разрывообразования, когда инфраструктура представлена в основном обособленными нарушениями. Что же касается более поздних периодов развития сдвиговых зон, которым соответствует сложное внутреннее строение, то для характеристики их раздробленности удобно пользоваться плотностью распределения данного параметра в сдвиговых зонах детально рассматриваются в следующем разделе, посвященном состоянию инфраструктуры как на начальных, так и на заключительных этапах ее формирования.

5.4. Особенности пространственного распределения параметров инфраструктуры сдвиговой зоны на отдельных этапах ее развития

Описанные в предыдущем разделе взаимоотношения между количественными параметрами инфраструктуры сдвиговой зоны носят обобщающий характер. В целом он сохраняется на протяжении всего времени разрывообразования



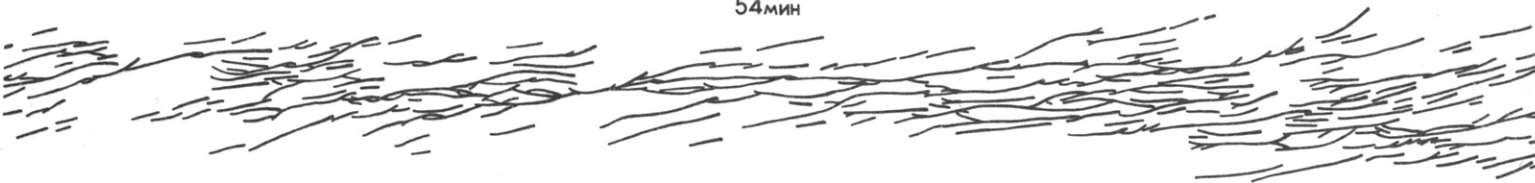
33мин



42мин



48мин



54мин

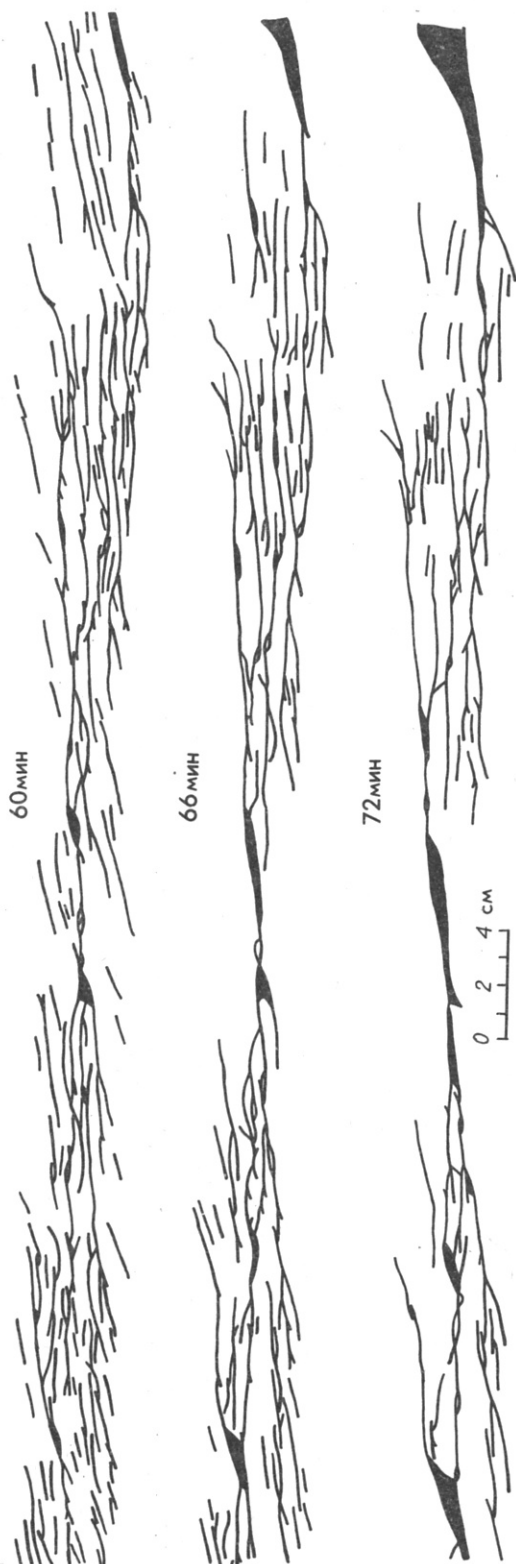


Рис. 5.19. Структурные схемы разрывов, соответствующие отдельным этапам формирования сдвиговой зоны.

вплоть до появления на поверхности деформируемого объема магистрального шва. В то же время для отдельно взятых периодов развития инфраструктуры форма этих взаимоотношений может существенно меняться. Поэтому целью исследований, ставших предметом обсуждения в последних разделах данной главы, является количественная характеристика динамики структурообразования в сдвиговых зонах, формирующихся при упруго-пластичном поведении материала под нагрузкой.

Для выполнения поставленной задачи была несколько изменена методика проведения экспериментов по моделированию сдвиговых зон. Деформирование осуществлялось с остановками, во время которых проводилось фотографирование модели. После съемки рисунок зоны распространения разрывов уничтожался путем заглаживания поверхности модели кусочком тонкой фольги, смоченной водой, и деформирование продолжалось до следующей остановки. Наблюдения показали, что описанная операция не оказывает существенного влияния на эволюцию разрывов в сдвиговой зоне и в то же время позволяет фиксировать на фотографии, а также рассматривать в дальнейшем только те разрывы, которые были активны между двумя остановками. В природной ситуации моментам остановок можно поставить в соответствие периоды спада тектонической активности, когда на первый план выступают различные процессы залечивания разрывных структур, составляющих зону влияния крупного дизъюнктива.

Таким образом, в результате моделирования для каждого эксперимента были получены фотографии отдельных этапов раз-

рушения модели. Они использовались для построения структурных схем (рис. 5.19), которые и служили исходным материалом при дальнейшей обработке экспериментальных данных.

5.4.1. Распределение разрывных структур по простиранию сдвиговой зоны и в поперечном направлении

Одной из главных особенностей действующих на модель внешних сил является тождественность напряженного состояния по простиранию формирующейся сдвиговой зоны. Действительно, используемая схема приложения нагрузки обеспечивает одинаковые условия деформирования отдельных располагающихся рядом участков вдоль длинной оси разрушаемого объема. В противоположность этому напряженное состояние вкрест простирания основной структуры резко меняется от минимальных значений нагрузки в краях модели до максимальных в центре, откуда, собственно, и начинается разрывообразование. В связи с этим имеет смысл последовательно рассмотреть особенности распределения структурных единиц в сдвиговой зоне по ее простиранию и в поперечном направлении.

Процесс формирования крупного тектонического нарушения, как уже отмечалось выше, начинается с появления в зоне его влияния пликативных структур. Распределение пластических деформаций свидетельствует о том, что уже на первых этапах деформирования в сдвиговой зоне возникает неравномерность разрушения /Борняков, 1981; Михайлова, 1971; Стоянов, 1977/. К концу пластической стадии это приводит к образованию сравнительно узкой зоны повышенных значений деформации сдвига, в которой на некотором удалении друг от друга располагаются хорошо локализованные максимумы данной величины. Именно в пределах этих участков начинают появляться первые разрывные нарушения, знаменуя переход от пластической стадии структурообразования к дизъюнктивной.

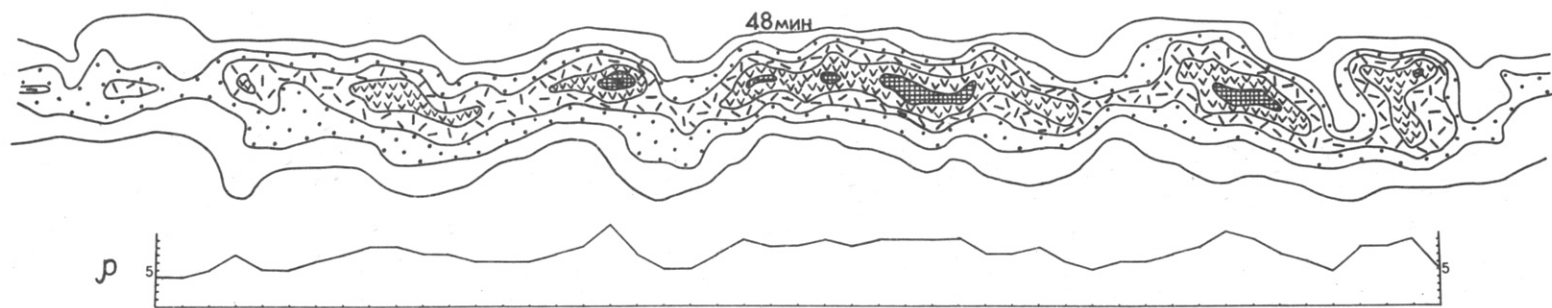
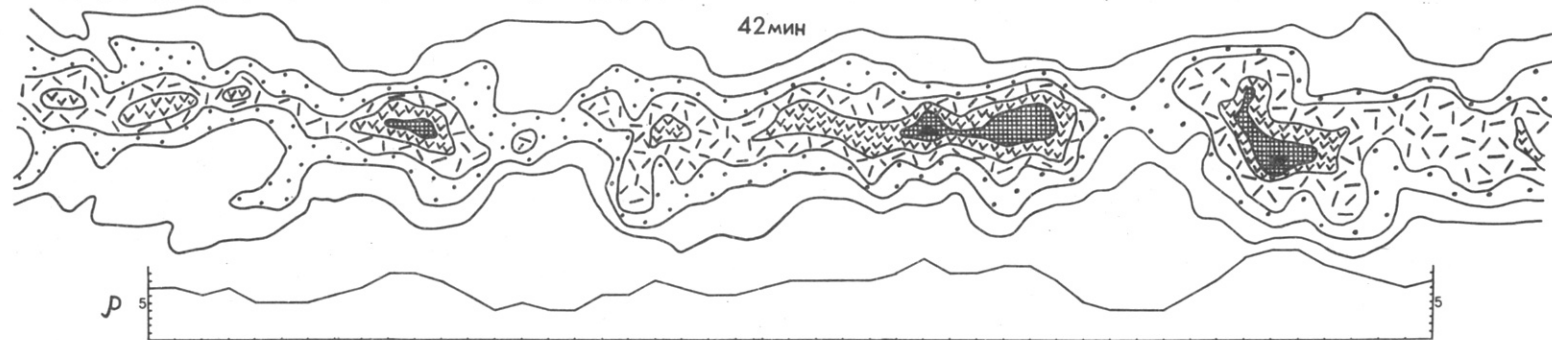
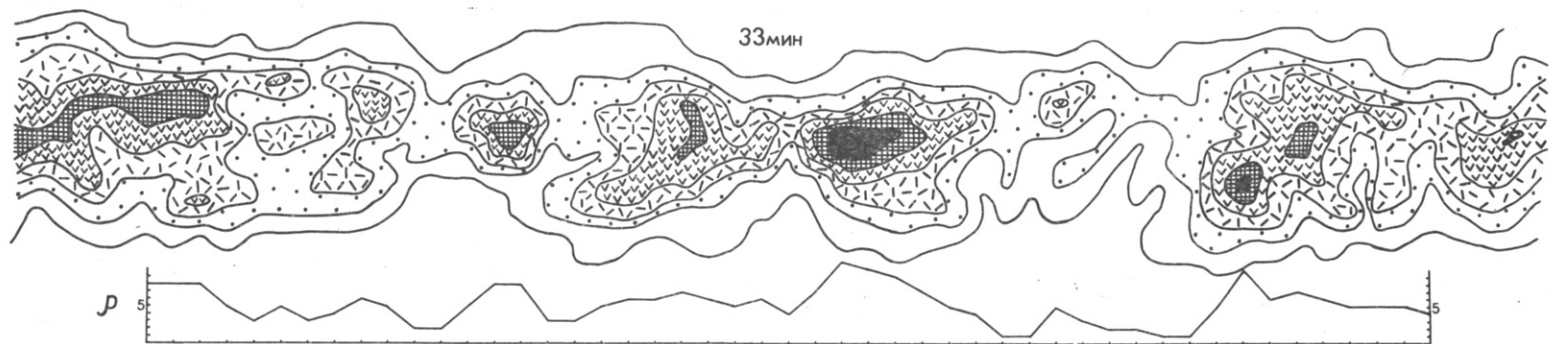
С целью изучения характера распределения дислокаций по простиранию формирующейся сдвиговой зоны для каждого этапа развития ее инфраструктуры строились карты плотности разрывов, для чего на схемах, отрисованных по фотографиям (см. рис. 5.19), замерялось количество нарушений сплошности в единице площади. Дальнейшие построения осуществлялись по известной методике /Шерман, Лобацкая, 1981/. Отметим лишь, что в нашем случае было выбрано окно палетки в виде круга, диаметр которого равнялся половине толщины деформируемой модели.

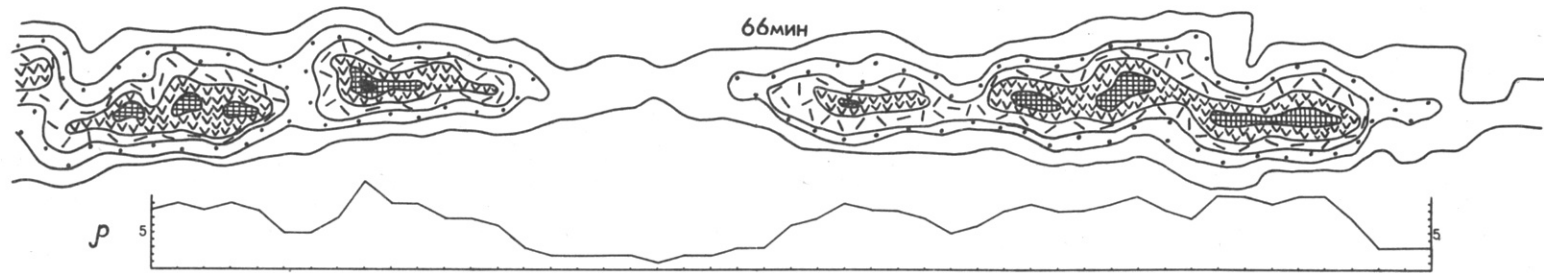
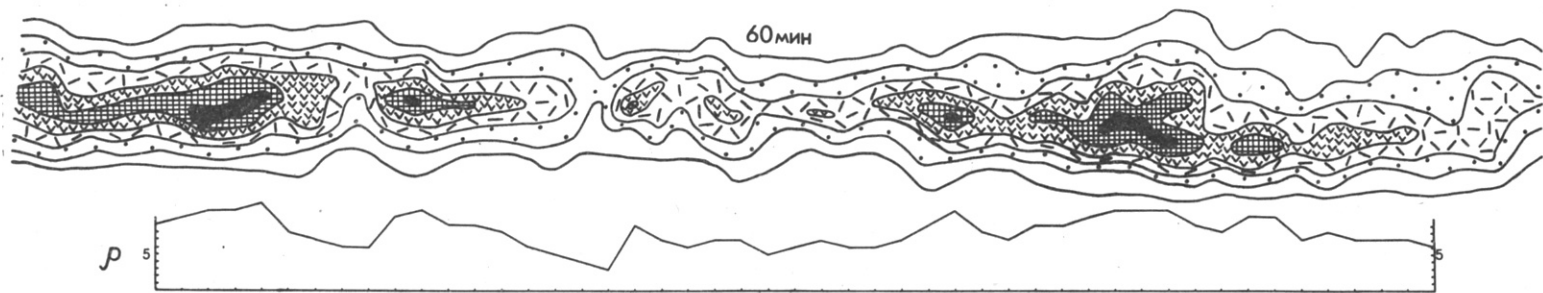
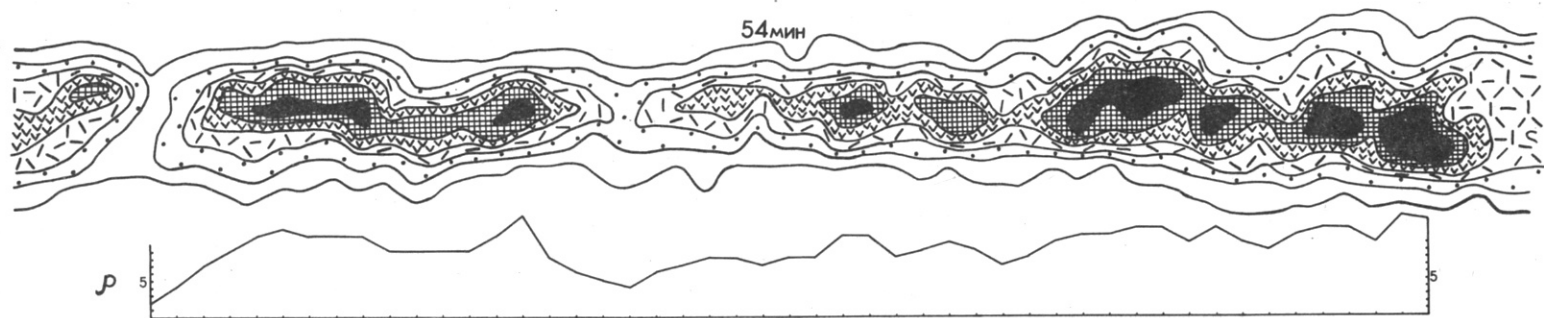
На картах плотности разрывов, построенных по описанной методике для нескольких временных этапов одного из экспериментов (рис. 5.20), отчетливо видны особенности распределения разрывных структур, имевшие место для всех изученных моделей. Хорошо проявлена неравномерность распределения разрывов. Кроме того, общим для всех карт является чередование по простиранию основной структуры максимумов и минимумов плотности, причем максимумы находятся примерно на одинаковых расстояниях друг от друга.

Для доказательства последнего тезиса проводился дополнительный анализ экспериментальных данных. Все карты плотности вкрест простирания были разделены сетью профилей. Далее строились отдельные графики (см. рис. 5.20), на которых по оси абсцисс отмечалось местоположение каждого профиля, а по оси ординат – значение пересекающей его изолинии максимальной плотности (параметр ρ).

Так была составлена серия продольных профилей, что позволило изучить закономерности распределения разрывов по простиранию сдвиговой зоны на отдельных этапах ее развития.

Полученные графики исследовались методом автокорреляции. В результате





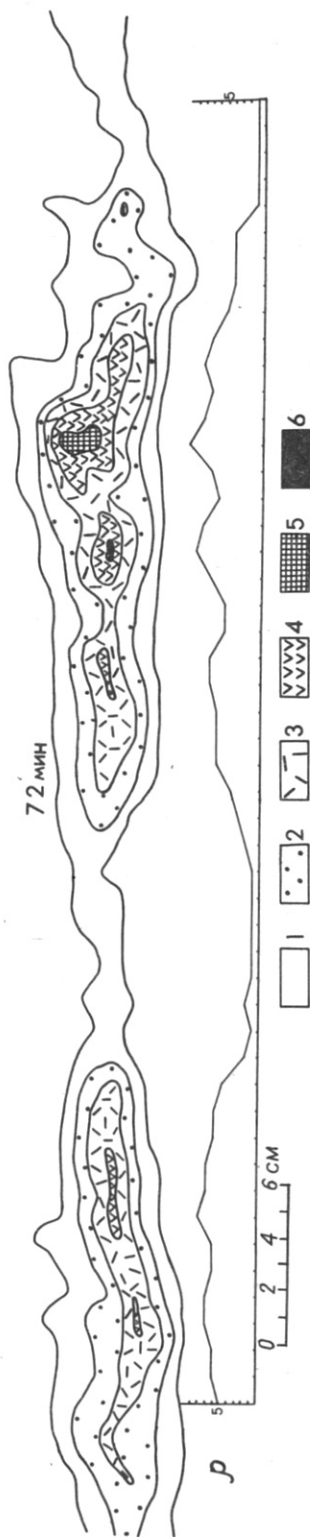


Рис. 5.20. Распределение плотности разрывов в зоне сдвига для нескольких временных этапов ее развития (условия эксперимента: толщина слоя 60 мм; вязкость 106 Па·с; скорость деформирования 0,6 мм/мин). 1-6 - области с различным количеством разрывов в единице площади (даны в порядке возрастания). Объяснение графиков приводится в тексте.

выяснилось, что анализируемые кривые имеют колебательный характер, т.е. наблюдается определенная повторяемость (периодичность) в вариациях плотности разрывов по простиранию сдвиговой зоны. Преобладающий период колебаний, который может быть выделен по результатам автокорреляционного анализа, является средним расстоянием между максимумами плотности разрывных структур в зоне сдвига (см. рис. 5.20). Таким образом, применение данного метода предоставило возможность удостовериться в существовании постоянного шага между максимальными значениями плотности разрывов на разных этапах развития зоны сдвига.

Если остановиться на вариациях рассматриваемого параметра во времени, то предложенные рисунки, как и другие аналогичные экспериментальные материалы, свидетельствуют о существовании общей тенденции увеличения расстояния между максимумами плотности в ходе деформирования. При этом для заключительных этапов развития характерно наличие одного хорошо выраженного периода колебаний (отчетливо проявлена дифференциация зоны на участки повышенной и пониженной плотности разрывных структур). Что же касается начальных этапов, то для них может быть выделено несколько периодов. Это свидетельствует о сложности распределения разрывных структур, характерной для начала разрушения по сравнению с более поздними его этапами (см. рис. 5.20).

Отметим, что преобладающее расстояние между участками повышенной раздробленности, которое имело место на заключительных этапах разрушения, довольно четко проявляется и в начале деформирования. На структурных схемах разрывных структур можно заметить, что существующие на заключительных этапах деформирования хорошо выраженные области максимальной раздробленности закладываются с первых моментов разрывообразования в сдвиговой зоне (см. рис. 5.19). Вначале они включают в себя несколько мелких

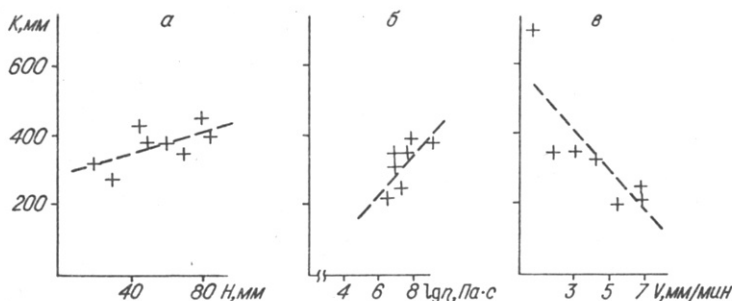


Рис. 5.21. Графики зависимости расстояния между участками повышенной раздробленности в сдвиговой зоне K от толщины разрушаемого слоя H , логарифма вязкости $\lg \eta$ и скорости деформирования V .

Условия экспериментов: а – скорость деформирования 3,1 мм/мин; вязкость 10^7 Па·с; б – скорость деформирования 3,1 мм/мин; толщина слоя 70 мм; в – вязкость 10^7 Па·с; толщина слоя 70 мм.

участков повышенной плотности разрывов и практически совершенно затушевываются в сложной картине раздробленности сдвиговой зоны (см. рис. 5.20). Однако по мере деформирования происходит упрощение их внутреннего строения и обособление на фоне находящихся рядом областей с низкой плотностью разрывов.

Таким образом, выделяя описанные выше участки повышенной раздробленности, существующие в том или ином виде практически на всем протяжении процесса формирования сдвиговой зоны, мы имеем дело с проявлением неоднородности 1-го порядка для рассматриваемых условий деформирования. Процесс обособления таких неоднородностей можно сравнить с деформированием слоя при сжатии. Как показали исследования зарубежных ученых, описанные в монографии В.В. Белоусова с соавторами [Очерки..., 1977], вначале он сминается в сравнительно мелкие складки различной формы. Далее в ходе деформирования некоторые из них развиваются лучше других и в конце концов образуют то сравнительно упорядоченное строение, которое заложено изначально условиями нагружения.

В нашем случае процесс качественно, видимо, аналогичен описанному выше, когда роль первых, более мелких складок играют многочисленные максимумы плотности разрывных структур первых этапов развития сдвиговой зоны (неоднородности высоких порядков). Их существование связано с тем, что процесс разрывообразования в это время охватывает лишь приповерхностную часть модели. По мере же проникновения нарушений в более глубокие слои неоднородность 1-го порядка увеличивается и, наконец, в условиях полного разрушения деформируемого слоя крупными разрывными структурами она приобретает окончательную завершенность.

В связи с описанием структурного проявления неоднородности 1-го порядка в сдвиговой зоне интересно рассмотреть, как изменение условий деформирования влияет на ее количественные характеристики. На рис. 5.21 показаны зависимости расстояния между центрами участков повышенной раздробленности (K , мм) (период колебаний самой большой амплитуды) от толщины разрушаемого слоя (H , мм), скорости деформирования (V , мм/мин) и логарифма вязкости материала модели ($\lg \eta$). Судя по уравнению множественной регрессии (коэффициент множественной корреляции равен 0,7)

$$K = -51,7 V - 11,1 \lg \eta + H + 537,7,$$

наибольший вклад в изменение данного параметра вносит скорость деформирования.

Кроме того, рассмотренные материалы свидетельствуют о том, что с уменьшением толщины разрушаемого слоя расстояние между участками максимальной концентрации разрывов в сдвиговой зоне также уменьшается. Это подтверждает справедливость приведенного выше описания эволюции неоднородности 1-го порядка при сдвигообразовании, в котором наличие на первых этапах деформирования множества сравнительно мелких максимумов плотности связывается с небольшой величиной слоя, нарушенного разрывами.

Итак, изучение пластических и разрывных деформаций в пределах сдвиговой зоны показало, что как те, так и другие распределяются по ее простиранию неравномерно: максимумы, чередуясь с минимумами, располагаются примерно на одинаковых расстояниях друг от друга. Расстояние между минимальными значениями плотности разрывов на отдельных этапах развития сдвиговой зоны различно и имеет общую тенденцию к увеличению во времени, что связано с охватом разрывными нарушениями все большего объема деформируемого тела по вертикали. Участки повышенной раздробленности, располагающиеся друг от друга на максимальных расстояниях, являются отражением неоднородности 1-го порядка в пространственном распределении разрывов, которая имеет место в течение всего структурообразования, но с наибольшей отчетливостью выражена на заключительных этапах развития сдвиговой зоны. Количественные параметры, характеризующие эту неоднородность, зависят от условий деформирования; главный из них в рассмотренных интервалах изменения — скорость деформирования.

Теперь остановимся на особенностях раздробленности сдвиговой зоны в поперечном направлении. В связи с существованием при используемом приложении сил общей тенденции увеличения нагрузки в модели от ее периферии к центру, раздробленность зоны сдвига разрывными структурами вкrest ее простирания должна закономерно возрастать. Карты плотности разрывных структур, описанные ранее, свидетельствуют о наличии данной тенденции и в нашем случае. Однако раздробленность сдвиговой зоны в поперечном направлении имеет некоторые черты, требующие более детального рассмотрения.

Особенностью описываемых здесь исследований является то, что прямого изучения распределения плотности разрывов вкrest простирания деформируемой модели не проводилось. Для решения поставленной задачи оказалось достаточно исследовать закономерности расположения сдвиговой зоны на отдельных этапах деформирования.

Составленные по фотографиям структурные схемы разрывов (см. рис. 5.19) послужили основой для определения границ распространения активных разрывов (границ зоны влияния) на поверхности модели. В качестве системы отсчета, относительно которой определялось положение зоны, был выбран магистральный разрыв, образующийся на заключительной стадии эксперимента. Местонахождение его фиксировалось и затем переносилось на структурные схемы, соответствующие предыдущим этапам формирования сдвиговой зоны. Таким образом, изучение особенностей распределения разрывов вкrest простирания сдвиговой зоны сводится к выяснению относительной степени раздробленности крыльев структуры. При этом одно из них, к которому приложена нагрузка, — активное, а другое — пассивное.

Обработка экспериментальных данных заключалась в следующем (рис. 5.22). Зона распространения разрывов на каждой структурной схеме вкrest простирания разбивалась сетью профилей. На линиях профилей измерялись размеры сдвиговой зоны в активном и пассивном крыльях. Затем из первого значения ширины вычиталось второе. Так для каждого профиля получалась цифра, характеризующая положение зоны по отношению к сместителю будущего магистрального разрыва.

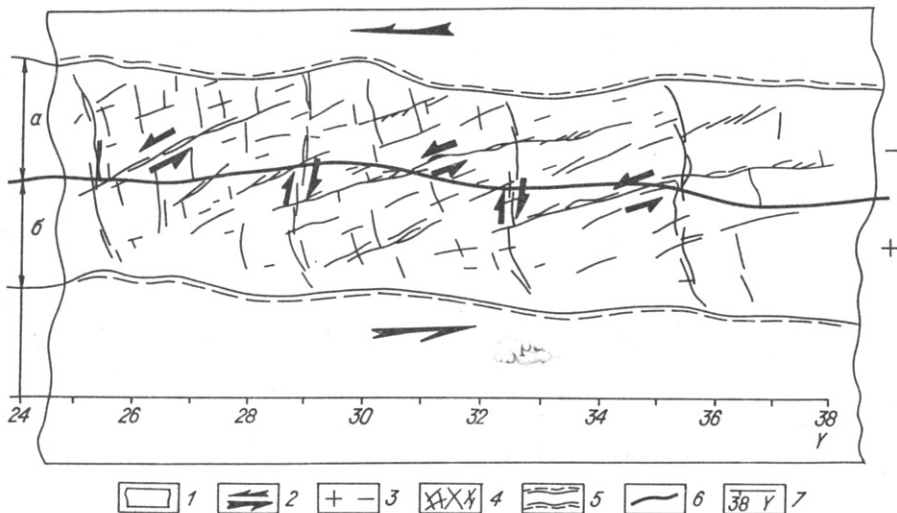


Рис. 5.22. Принципиальная схема внутреннего строения участка сдвиговой зоны с некоторыми параметрами, используемыми для обработки результатов экспериментов.

1 - участок деформируемой модели; 2 - направление перемещения крыльев при деформации среза; 3 - обозначение активного (+) и пассивного (-) крыльев сдвига (α , β - размеры зоны разрывов в них); 4 - разрывы; 5 - границы зоны распространения разрывов; 6 - линия магистрального шва; 7 - номера профилей.

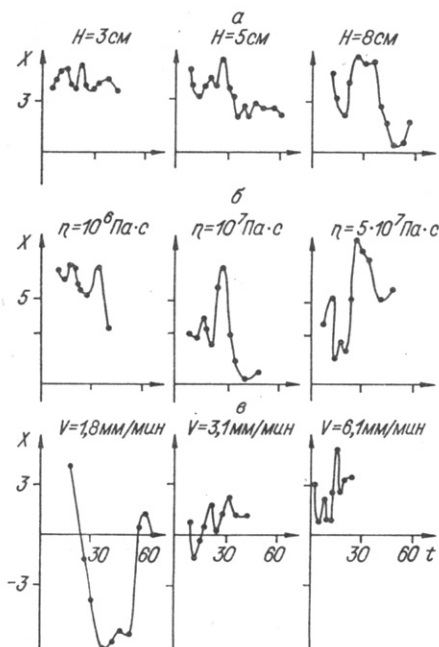


Рис. 5.23. Влияние толщины разрушаемого слоя (α), вязкости модельного материала (β) и скорости деформирования (ν) на характер временной миграции зоны распространения разрывов по отношению к магистральному шву.

X - положение оси зоны разрывных структур по отношению к линии магистрального разрыва (+ - большая часть зоны находится в активном крыле, - - большая часть зоны находится в пассивном крыле), мм; t - время течения эксперимента, мин; H - толщина слоя, см (при $V = 3,1$ мм/мин; $\eta = 10^7$ Па·с); η - вязкость модельного материала, Па·с (при $H = 70$ мм; $V = 3,1$ мм/мин); V - скорость деформирования, мм/мин (при $H = 70$ мм; $\eta = 10^7$ Па·с).

Среднее арифметическое найденных для всех профилей величин (параметр X) отражает положение оси зоны (средней линии) на каждом этапе деформирования относительно выбранной системы отсчета. Затем для всех экспериментов были построены графики зависимости положения оси зоны разрывов от времени течения процесса (рис. 5.23). При этом за нулевое значение на оси ординат принималось местонахождение магистрального разрыва.

Анализ полученных графиков позволяет сделать вывод, что на каждом последующем этапе деформирования положение оси зоны активных разрывов не соответствует ее местонахождению на предыдущем этапе. Зона распространения разрывных структур мигрирует во времени в поперечном направлении по поверхности разрушаемого объема. Результаты опытов свидетельствуют о том, что эти миграции носят колебательный характер и в ходе развития сдвига большая часть зоны находится то в активном, то в пассивном крыле.

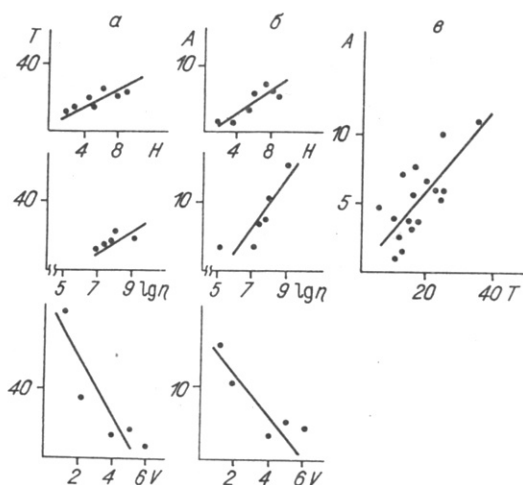
Проведение экспериментов по моделированию сдвиговых разломных зон при различных параметрах вязкости, скорости деформирования и толщины разрушаемого слоя позволило изучить влияние условий нагружения на особенности временных миграций зоны распространения разрывных структур. На рис. 5.23 показано, как меняется характер кривой, отражающей колебания средней линии зоны разрывов по отношению к магистральному шву, с увеличением толщины модели (а), вязкости эквивалентного материала (б) и скорости деформирования (в).

Для количественного описания закономерностей, показанных на рис. 5.23, все построенные по данным моделирования кривые исследовались методом фурье-анализа, который обычно применяется при изучении колебательных процессов. Таким образом, для каждой модели были определены значения периода и амплитуды колебаний, связь которых с условиями деформирования на уровне тенденций иллюстрируется рис. 5.24, а, б.

Период колебаний увеличивается при увеличении толщины разрушаемого слоя и вязкости модельного материала и уменьшается с возрастанием скорости деформирования. Характерно, что и амплитуда колебаний ведет себя аналогично при изменении условий деформирования. Следовательно, существует прямая зависимость между этими двумя параметрами, количественно описывающими колебательный процесс (см. рис. 5.24, в). С увеличением периода колебаний возрастает и их амплитуда. Коэффициент корреляции в этом случае равен 0,73 и является значимым для данной выборки.

Рис. 5.24. График взаимосвязи периода и амплитуды колебаний зоны активных разрывов относительно магистрального шва (в), а также зависимости данных величин от условий деформирования (а, б).

T - период колебаний, мин;
 A - амплитуда колебаний, мм;
 H - толщина слоя, см (при $V = 3,1$ мм/мин; $\eta = 10^7$ Па·с); η - вязкость модельного материала, Па·с (при $V = 3,1$ мм/мин; $H = 70$ мм);
 V - скорость деформирования, мм/мин (при $\eta = 10^7$ Па·с; $H = 70$ мм).



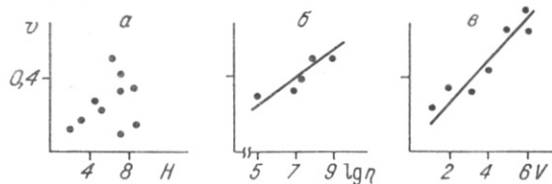


Рис. 5.25. Графики зависимости средней скорости миграции зоны активных разрывов по поверхности деформируемого объема от толщины разрушаемого слоя (а), вязкости модельного материала (б) и скорости деформирования (в).

v — средняя скорость миграции зоны разрывов, мм/мин; H — толщина слоя, см (при $V = 3,1$ мм/мин; $\eta = 10^7$ Па·с); η — вязкость модельного материала, Па·с (при $V = 3,1$ мм/мин; $H = 70$ мм); V — скорость деформирования, мм/мин (при $\eta = 10^7$ Па·с; $H = 70$ мм).

Еще одна количественная характеристика рассматриваемого процесса — средняя скорость миграции зоны распространения разрывов вкrest простирания основной структуры. Она вычислялась графическим способом и так же, как и два предыдущих параметра, анализировалась в связи с изменением условий деформирования (рис. 5.25). Установлено, что на данную величину оказывают значительное влияние вязкость и скорость деформирования. С толщиной же разрушаемого слоя отчетливо данный параметр не коррелирует.

Увеличение скорости миграции зоны активных разрывов с возрастанием скорости деформирования модели объяснений не требует. Что же касается вязкости, то хорошо известно, что данный параметр связан со скоростью деформирования прямой зависимостью. Поэтому и с его увеличением скорость миграции тоже увеличивается.

Заканчивая анализ экспериментальных данных, связанных с определением положения зоны активных разрывов в различные временные этапы формирования сдвига, остановимся вкратце на относительной степени раздробленности блоков материала, находящихся по разные стороны от магистрального разрыва. Результаты моделирования (см. рис. 5.23) свидетельствуют о том, что наиболее раздробленным будет активное крыло, так как значительная часть зоны распространения разрывных структур в большинстве опытов почти на всем протяжении деформирования находится в его пределах. Исключения составили те случаи, когда большую часть времени эксперимента зона находилась в пассивном крыле. Однако наши предыдущие исследования /Семинский К.Ж., 1986а/ показали, что и для этих опытов наиболее раздробленным в конечном итоге оказывается активное крыло формирующейся структуры.

Таким образом, изучение распределения разрывов вкrest простирания сдвиговой зоны позволило отметить существование общей тенденции повышения раздробленности от периферийных частей к магистральному шву, которая заложена характером приложения нагрузки к деформируемому телу. Кроме того, с помощью анализа положения зоны распространения разрывов в разное время определены характерные особенности динамики изучаемого процесса, итогом действия которых является установленная неодинаковая степень раздробленности блоков материала, находящихся по разные стороны от сместителя сдвига.

Во-первых, имеет место миграция активности в сдвиговой зоне, которая в каждый конкретный момент приводит к неравномерному распределению разрывных деформаций вкrest простирания основной структуры по отношению к выбранной системе отсчета. Установлено, что миграции носят колебательный характер, а их амплитуда и период прямо пропорциональны друг другу. Кроме того, количественные характеристики миграций зависят от условий де-

формирования, и, следовательно, их значения определяются особенностями тектонического режима, в котором происходит формирование крупного дизъюнктива.

Во-вторых, существенное влияние на нарушенность разрывами сдвиговой зоны в поперечном направлении оказывают условия приложения нагрузки. Наибольшая раздробленность свойственна активному крылу сдвига, что необходимо учитывать при изучении природных тектонических нарушений.

Основной задачей исследований, описанных в данном разделе, было выяснение закономерностей пространственного распределения разрывов в сдвиговой зоне. Анализ экспериментальных данных показал, что такое свойство распределений, как неравномерность, является определяющим и в данном случае. Оно имеет место уже на самых первых этапах разрушения, когда на поверхности деформируемого объема еще отсутствуют разрывы сплошности. Что же касается дизъюнктивной стадии, то здесь пространственная неравномерность процесса структурообразования конкретно выражается в неодинаковой степени нарушенности разрывами различных участков зоны сдвига, причем данная особенность рассматриваемого явления наблюдается как по простиранию основной структуры, так и в поперечном направлении.

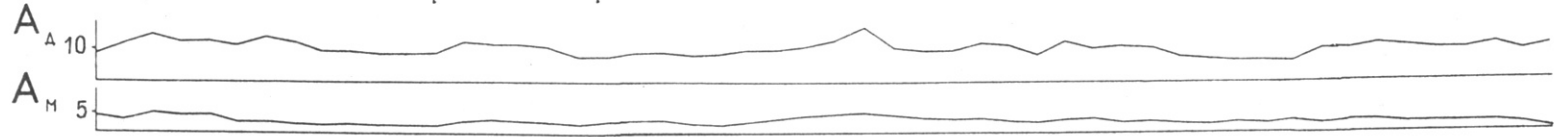
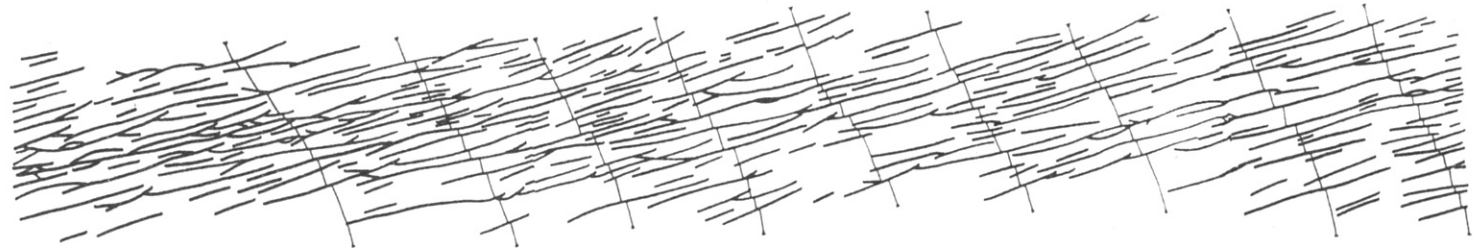
Плотность разрывов представляет собой одну из тех характеристик внутреннего строения зоны разлома, изучение которых позволяет перейти к оценке перспективности того или иного участка в отношении месторождений полезных ископаемых. В этом плане существование неравномерности распределения разрывных структур в зоне динамического влияния сдвига приводит к тому, что отдельные области в ее пределах оказываются неравноценными для миграции рудоносных флюидов.

Если предположить, что наиболее перспективны в отношении локализации оруденения участки повышенной раздробленности, то, учитывая изложенные в данном разделе закономерности пространственного распределения разрывов в сдвиговой зоне, можно сделать следующие основные выводы. Месторождения полезных ископаемых, связанные с разломными структурами, предпочтительнее всего будут локализоваться в активном крыле сдвига. Кроме того, по простиранию зоны его влияния они при прочих равных условиях должны размещаться примерно на одинаковых расстояниях друг от друга. Последний вывод справедлив и в том случае, когда месторождения полезных ископаемых связаны не с максимумами раздробленности, а с участками другой, но одинаковой плотности разрывов (как это часто бывает в природных условиях) ввиду существования определенной повторяемости в строении сдвиговой зоны по ее простиранию.

5.4.2. Распределение амплитуд смещения по разрывам в зоне сдвига

Экспериментальные исследования, касающиеся распределения амплитуд смещений при формировании крупных сдвиговых дизъюнктивов в упругопластичных средах, проводились и ранее. Так, Дж. Чаленко /Tchalenko, 1970/ и Р. Френд /Freund, 1974/, учитывая постоянство общей амплитуды сдвига по простиранию зоны крупного разлома, рассматривали частные смещения по составляющим ее разрывам. Особо следует отметить работы С.А. Борнякова /1981/, посвященные перераспределению амплитуд смещений в сдвиговой зоне в ходе ранговых перестроек. Наблюдения, проведенные совместно с В.А. Саньковым /Саньков, Семинский К.Ж., 1988/, и описываемые ниже, относятся к тому же направлению структурных исследований. При этом основное внимание в них уделено соотношению пластической и дизъюнктивной составляющих амплитуды общего смещения как в целом для всей зоны сдвижения, так и для ее отдельных участков.

20 мин



50 мин

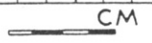
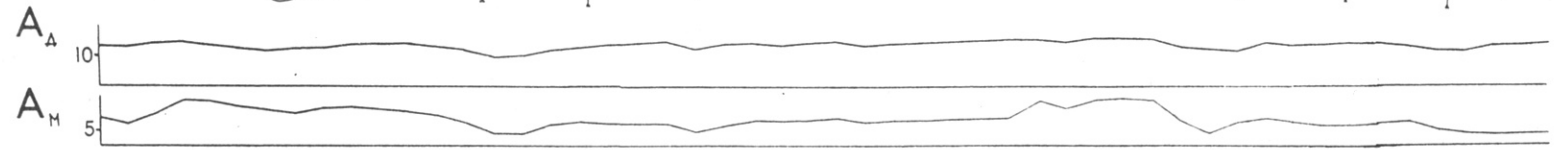
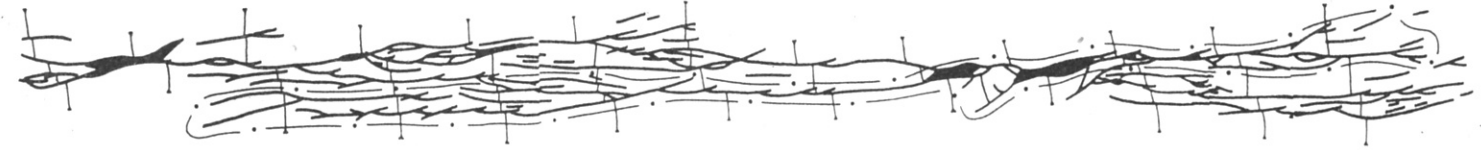


Рис. 5.26. Схемы разрывов и соответствующие им распределения A_D и A_M

по простиранию сдвиговой зоны, построенные для двух характерных этапов ее развития (A_D – дизъюнктивная составляющая общего смещения по сдвиговой зоне на участке измерения, мм; A_M – максимальная амплитуда смещения по одному из разрывов в пределах профиля, мм).

1 – разрывные структуры и их сочленения; 2 – зоны влияния некоторых крупных разрывов, имеющих место на заключительных этапах эксперимента; 3 – положение реперов, которые были нанесены на поверхность перед ее деформированием в виде прямолинейных отрезков, перпендикулярных простиранию сдвиговой зоны; 4 – положение профилей вдоль сдвиговой зоны и их порядковые номера.

С целью изучения амплитуд смещений по разрывам в разные этапы формирования сдвиговой зоны перед началом каждого опыта на поверхность модели перпендикулярно ее длинной оси наносились реперы. Деформирование в соответствии с принятой методикой проводилось с остановками, длительность которых не превышала первых минут. В течение этого времени структурный рисунок со смещенными по разрывам реперами фотографировался, затем поверхность модели заглаживалась. Далее вновь наносились реперы, и деформирование продолжалось до следующей остановки, причем схема приложения сил при этом не менялась.

Фотографии поверхности модели, соответствующие отдельным этапам деформирования, а также составленные по ним структурные схемы разрывов (рис. 5.26) дают представление об общей картине сдвиговых перемещений в развивающейся разломной зоне. Рассмотрим вначале, как амплитуда смещения распределяется по простиранию единичных разрывов, составляющих зону сдвига в различные моменты ее существования.

На рис. 5.27, где приводятся экспериментальные данные, отчетливо проявлено непостоянство амплитуды сдвига по простиранию отдельных разрывов, что является закономерным следствием их постепенного прорастания в сплошной среде. Однако форма распределения смещения вдоль разрывных нарушений не одинакова для структур разной длины.

Амплитуда смещения по коротким единичным разрывам, развивающимся главным образом на начальных этапах деформирования модели, возрастает от их концов к центральной части, достигая максимума в середине дислокации (см. рис. 5.27, 2). Весьма сходное распределение наблюдалось нами в образцах из упругих материалов (желатиновый студень) (см. рис. 5.27, 1). Существующие модели разломов в геологии /Буртман и др., 1963; Забродин и др., 1973; Рац, Чернышев, 1970; Ружич, Шерман, 1978; Шерман и др., 1988; Muraoka, Kamara, 1983 / и модели разрывов, связанных с крупными землетрясениями /Касахара, 1985/, также исходят из подобных представлений о закономерностях распределения амплитуды сдвига вдоль линии разрывного нарушения.

Однако если рассмотреть более крупные разрывные структуры (см. рис. 5.27, 3-в), то их окончаниям свойствен несколько иной вид распределения амплитуды, что, по-видимому, обусловлено вязким разрушением материала модели в ходе образования дислокаций описываемого ранга длины. При объединении коллинеарных и кулисообразных разрывов, имеющих подобное распределение смещения по простиранию, происходит постепенное увеличение амплитуды в месте их сочленения от минимального значения до максимального, соответствующего уже вновь образованному более крупному нарушению (см. рис. 5.27, 3-а-в).

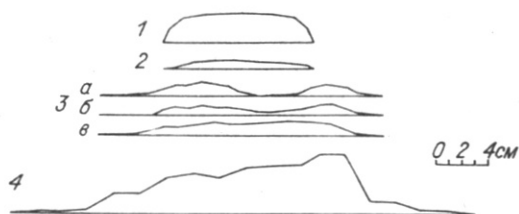


Рис. 5.27. Распределение амплитуды смещения по простиранию разрывов, образовавшихся в упругом материале - желатиновый студень (1), в упругопластичной среде - влажная глина (2-4).

Разрывы, активные на заключительных стадиях развития крупного разлома, имеют свою зону динамического влияния, которая охватывает расположенные рядом более мелкие дислокации (см. рис. 5.26). Форма распределения амплитуды сдвига вдоль описанных выше крупных структурных единиц, для построения которой учитывались смещения по всем разрывам зоны их влияния, имеет ступенчатый вид с пологим максимумом, сдвинутым к линии будущего магистрального разрыва (см. рис. 5.27, 4). Во многих случаях четко выраженного максимума вообще не образуется: по большей части структуры амплитуда смещения постоянна, а максимальные ее градиенты локализуются на окончаниях разрыва. Такие структуры, длина которых, как правило, превышает три толщины модели, пересекают образец до самого штампа, что согласуется с данными по соотношению длины и глубины проникновения сдвигов /Саньков, 1989/.

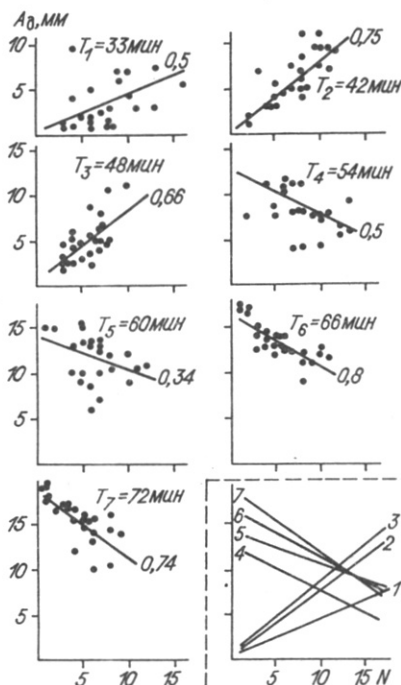
Теперь, когда установлено неравномерное распределение амплитуды смещения вдоль единичных разрывов и показаны его различные формы для отдельных этапов формирования инфраструктуры, перейдем к анализу движений в пределах всей сдвиговой зоны. Для этого полученные результаты должны быть подвергнуты дополнительной обработке.

На каждую структурную схему, снятую с фотографии (см. рис. 5.19), наносилась сеть профилей, перпендикулярных длинной оси образца. Общая амплитуда смещения, постоянная, как известно, по простиранию сдвиговых зон со срезовым механизмом образования, на каждом профиле складывается из двух составляющих: пластической и дизъюнктивной (разрывной). Последняя определялась суммированием смещений по разрывам, пересеченным одним профилем. Оставшаяся часть полной амплитуды относилась за счет пластической компоненты. Значения двух составляющих общей амплитуды смещения в целом для каждого временного этапа формирования структуры находились как средние арифметические величины, полученные для отдельных профилей.

Структурные схемы и графики изменения величины разрывной составляющей амплитуды по простиранию модели (см. рис. 5.26) позволяют сделать вывод о неравномерном распределении данного параметра в сдвиговой зоне в каждый фиксированный момент. Вдоль зоны формирующейся структуры чередуются участки повышенных и пониженных значений дизъюнктивной компоненты общего смещения. Следовательно, в различных областях модели соотношение пластической и разрывной составляющих полной амплитуды смещения различно, так как значение последнего параметра постоянно по простиранию сдвиговой зоны.

На рис. 5.28 показано, что описываемое соотношение зависит от величины плотности разрывов, значение которой, как было установлено ранее, варьирует в пределах сдвиговой зоны. Графики отражают зависимость разрывной составляющей смещения на каждом профиле в сдвиговой зоне от количества разрывов, по которым произошло это смещение. Они для всех этапов разрушения могут быть аппроксимированы прямыми линиями.

Рис. 5.28. Графики зависимости дизъюнктивной составляющей общей амплитуды смещения (A_D) от количества разрывов (N) в пределах сдвиговой зоны, соответствующие отдельным этапам ее развития, и обобщающий график. Условия эксперимента: скорость деформирования 3,1 мм/мин; толщина слоя 70 мм; вязкость 10^7 Па·с.



Рассмотренные материалы позволяют сделать интересный вывод, касающийся динамики развития структуры в целом. По мере разрушения модели зависимость между изучаемыми величинами меняется с прямой на обратную. Поэтому если для первых этапов деформирования характерно возрастание значений дизъюнктивной составляющей амплитуды смещения с увеличением количества разрывов, то к концу опыта наблюдается обратная картина.

Таким образом, экспериментальные исследования позволили углубить наши представления о таком важном параметре, как амплитуда смещения. Установлено, что несмотря на заложенное условиями нагружения постоянство общей амплитуды сдвига по простиранию разломной зоны, ее дизъюнктивная составляющая распределяется неравномерно в этом же направлении. То же характерно и для единичных разрывов. Степень неравномерности существенно меняется в процессе деформирования, что обусловлено различными вкладами дизъюнктивной и пластической составляющих в общую амплитуду смещения в разные этапы разрушения.

В условиях преобладания пластической составляющей (первые этапы деформирования) участкам с большим количеством разрывных структур соответствует и большее значение дизъюнктивной компоненты амплитуды смещения. Для более поздних этапов структурообразования наблюдается обратная картина, и для этих же участков характерны меньшие величины дизъюнктивной составляющей амплитуды сдвига. В последнем случае в силу преобладания разрывной компоненты общего смещения по сдвиговой зоне неравномерность проявляется наиболее отчетливо. Попробуем проинтерпретировать описанные выше закономерности распределения амплитуды смещения на разных этапах разрывообразования, рассмотрев процесс в динамике.

Фактор времени уже привлекался для объяснения особенностей распределения плотности разрывов по простиранию сдвиговой зоны. В частности, было показано, что наиболее значима для рассматриваемых условий деформирования неоднородность 1-го порядка, которая отчетливо проявляется в этом распределении. Она выражается в существовании по простиранию сдвиговой зоны участков повышенной раздробленности, которые локализируются в тех местах на поверхности модели, где разрывные нарушения появляются ранее всего. Однако сегменты будущего магистрального разрыва образуются быстрее в промежутках между такими участками. Это происходит оттого, что развивающиеся там разрывы больше удовлетворяют изменившемуся с начала эксперимента полю напряжений, чем те дислокации, которые закладывались первыми в сдвиговой зоне.

Таким образом, изучение внутреннего строения сдвиговой разломной зоны свидетельствует о наличии в ней двух типов чередующихся друг с другом областей, которые в структурном отношении развиваются по-разному. Проследим их дальнейшую эволюцию, привлекая для этого выявленные ранее особенности распределения амплитуды смещения и ее связи с количеством разрывов, которые при описании статической картины не получили должного объяснения.

Первым этапам деформирования соответствует прямая зависимость между дизъюнктивной составляющей амплитуды смещения и количеством разрывов на фоне общего для всего образца преобладания пластической компоненты над разрывной. Объяснение этому можно найти, принимая во внимание примерно одинаковые длины разрывов, а следовательно, и смещений по ним, в сдвиговой зоне на данном этапе ее развития. Тогда областям с большей концентрацией разрывов в отличие от мест с меньшим их количеством будет соответствовать и большая величина дизъюнктивной составляющей амплитуды смещения. Таким образом, для отдельных по-разному развивающихся участков зоны сдвига характерны различные соотношения между двумя компонентами общего смещения.

Далее по мере деформирования ускоряется рост разрывов между участками повышенной раздробленности и замедленно увеличиваются размеры дислокаций в пределах последних, где осуществляется структурообразование, обеспечивающее реализацию напряжений в непрерывно меняющемся поле. В определенный момент времени наиболее крупные разрывы, локализующиеся между участками повышенной раздробленности, достигают штампа. Амплитуда сдвига по ним становится сравнимой с общим смещением в пределах данного участка сдвиговой зоны.

Наши наблюдения /Семинский К.Ж., 1986/, а также анализ работ других авторов /Tchalenko, 1970/ в свете приведенных выше экспериментальных данных позволяют определить положение описываемого этапа разрушения модели на кривой "нагрузка - амплитуда смещения". Она соответствует интервалу вблизи максимума сдвиговой нагрузки на нисходящей ветви графика, когда преодолен предел прочности модели. В этот момент деформируемый объем, как единое целое, под действием приложенной нагрузки в значительной мере теряет сплошность, разрывные деформации количественно начинают преобладать над пластическими, что приводит к изменению связи, показанной на рис. 5.28, с прямой на обратную.

Дальнейшее развитие сдвиговой зоны протекает при все большем увеличении дизъюнктивной компоненты смещения, так как разрывы во всей зоне непрерывно удлиняются. Размеры структур, локализующихся в местах пониженной раздробленности и являющихся отрезками будущего магистрального шва, становятся все больше, а амплитуда сдвига по ним достигает величины смещения штампов друг относительно друга. В пределах участков повышенной плотности разрывов скольжение концентрируется по небольшому числу структур, которые стремятся соединиться с фрагментами магистрального шва, находящимися рядом.

Подобные участки могут быть представлены в виде областей сочленения двух крупных разрывных нарушений. О специфике их развития уже упоминалось выше при анализе последних публикаций по экспериментальной тектонике. В этих работах в связи с существованием таких областей в сдвиговых зонах (дуплексы и т.д.) рассмотрены наиболее общие закономерности их структурной эволюции. В данном случае необходимо лишь отметить, что часть амплитуды смещения в рассматриваемых областях будет пластической, так как с каждым разрывом связана небольшая пликативная деформация. Описанная картина смещений, происходящих по разрывам в условиях потери материалом сплошности, объясняет наличие на заключительных этапах эксперимента обратной связи

между дизъюнктивной составляющей общей амплитуды сдвига и количеством разрывов.

Процесс структурообразования заканчивается полным разрушением деформируемого слоя, когда вся амплитуда смещения разделяемых зоной сдвига блоков реализуется по одному магистральному шву. В пределах участков повышенной раздробленности он обычно проходит по их периферии, а не в центральных частях, как это отмечалось и ранее /Гзовский, 1963б; Гзовский, Черткова, 1953/. Кроме того, соседние участки повышенной раздробленности, как правило, находятся по разные стороны от образующегося сместителя, который, таким образом, приобретает извилистую форму.

Итак, совместное рассмотрение временных вариаций плотности разрывов в отдельных участках сдвиговой зоны и закономерностей распределения амплитуды смещения вдоль ее простираения показало зависимость между этими двумя количественными характеристиками. Причем если в предыдущих разделах были освещены их пространственные взаимоотношения, то здесь на первый план выступает временной аспект. Приведенный анализ свидетельствует об определяющей роли структуры во взаимоотношениях двух рассматриваемых параметров. Что же касается амплитуды смещения, то ее временные вариации (в частности, связь с количеством разрывов) объясняются, во-первых, прогрессирующим разрушением и, во-вторых, специфическим характером этого разрушения, главной особенностью которого является существование пространственной неравномерности.

В наиболее общем случае пространственная неравномерность 1-го порядка для рассмотренных условий деформирования обуславливается наличием в сдвиговой зоне двух типов чередующихся участков. Одни из них отстают от других в развитии и характеризуются интенсивным процессом структурообразования, что выражается в большей ширине зоны влияния и повышенной концентрации разрывных структур. В противоположность этому спецификой развития соседних участков является ускоренное развитие, несмотря на более позднее возникновение там первых разрывных нарушений.

Такое отставание в развитии одних участков сдвиговой зоны относительно других и создает в ее пределах в каждый фиксированный момент пространственную неравномерность разрушения. Это, в свою очередь, отражается на закономерностях распределения движений в сдвиговой зоне и в конечном итоге — на всех сопутствующих разрывообразованию процессах.

Таким образом, мы видим, что существование пространственной неравномерности внутреннего строения по простираению сдвиговой зоны обусловлено динамикой процесса структурообразования. Изменение отдельных параметров деформирования, как показали исследования, сказывается лишь на количественных характеристиках неравномерности, но не меняет сущности процесса. Следовательно, данное свойство является наиболее общим для рассмотренных условий нагружения.

5.5. Количественная оценка временных закономерностей структурообразования в сдвиговой зоне

После того как в предыдущих разделах на качественном уровне была описана эволюция инфраструктуры сдвиговой зоны, а также количественно охарактеризованы особенности ее внутреннего строения в отдельные этапы разрушения, необходимо остановиться на количественной оценке изменений структурообразования во времени. Ее проведение даст возможность выявить те закономерности динамики развития крупных сдвиговых зон, которые не могут быть определены визуально.

5.5.1. Временные вариации некоторых параметров инфраструктуры

В качестве исходного материала для осуществления количественной оценки временного развития инфраструктуры использовались структурные схемы разрывов, соответствующие отдельным этапам формирования сдвиговой зоны (см. рис. 5.19). Параметры инфраструктуры, рассматриваемые в данном разделе, снимались со схем, причем измерение каждого из них имело свои особенности.

Определение длин разрывов на схемах, представляющих начальные этапы структурообразования (см. рис. 5.19), не вызывает серьезных затруднений. Дело обстоит сложнее, когда разрыв является ветвящейся структурой заключительных этапов деформирования (см. рис. 5.19), образовавшейся в результате слияния более мелких нарушений. Такой разрыв имеет свою зону динамического влияния, в которую входят причленяющиеся к основному сместителю под различными углами дислокации, активные на данном этапе развития. Значение рассматриваемого параметра в этом случае будет определяться не величиной отдельных составляющих сегментов сравнительно крупной структуры, а всей длиной зоны разрывного нарушения.

В качестве количественной характеристики состояния инфраструктуры, связанной с определением протяженности разрывного нарушения по простиранию, в наших построениях использовалась длина в сдвиговой зоне максимального разрыва, сформировавшегося к моменту измерения. Значение этого параметра может быть найдено и в природной ситуации, так как разрывное нарушение с наибольшим смещением в зоне влияния крупного дизъюнктива проявляется достаточно отчетливо. Что же касается эксперимента, то изучение вариаций описываемого параметра во времени сводится к его измерению на фотографиях или структурных схемах, соответствующих каждому фиксированному этапу деформирования.

Следующим из рассматриваемых в данном разделе параметров является ширина сдвиговой зоны. Для ее определения на всех структурных схемах проводились границы зоны распространения разрывов. Далее через определенные расстояния измерялись поперечные размеры оконтуренной области. Ширина сдвиговой зоны для каждого этапа деформирования находилась как среднее арифметическое полученных величин.

Количество разрывов в сдвиговой зоне определялось простым подсчетом всех разрывных структур в пределах проведенного контура. При этом учитывались те особенности строения разрывов, которые отмечались выше при описании специфики измерения длины разрывного нарушения.

Теперь, когда последовательно разобраны используемые для изучения процесса структурообразования параметры, перейдем к результатам экспериментов. Наблюдается общая тенденция увеличения длин разрывов в сдвиговой зоне со временем (рис. 5.29), что обусловлено их прорастанием и объединением друг с другом. Кроме того, экспериментальные данные, полученные при различных условиях деформирования, позволили установить, что связь между длиной максимального разрыва и временем течения процесса с наибольшей точностью описывается степенной функцией. То есть разрывы "растут" по степенному закону, и за один и тот же промежуток времени в начале деформирования образуются нарушения меньшей длины, чем на заключительных этапах формирования разломной зоны.

В отличие от длины максимального разрыва значения двух других параметров претерпевают аналогичные изменения во времени. Количество разрывных структур и ширина сдвиговой зоны тесно связаны между собой и могут быть описаны совместно. В первые моменты развития дизъюнктивной деформа-

Рис. 5.29. Влияние толщины разрушаемого слоя (а) и скорости деформирования (б) на характер зависимости длины максимального разрыва L_M от времени течения процесса T .

Условия эксперимента: а - скорость деформирования 0,6 мм/мин (толщина слоя: 1- 40 мм; 2- 85 мм); б - толщина слоя 85 мм (скорость деформирования: 1 - 4,3 мм/мин; 2 - 0,6 мм/мин).

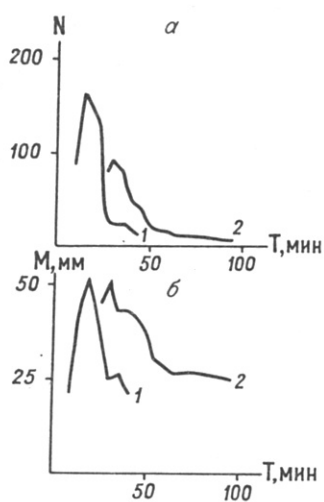
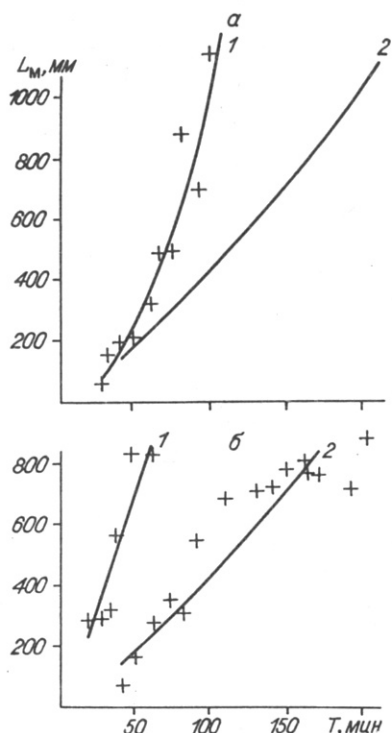


Рис. 5.30. Влияние толщины деформируемого слоя (1 - 40 мм; 2 - 60 мм) на характер зависимости количества разрывных структур (а) и ширины сдвиговой зоны (б) от времени течения процесса. Условия эксперимента: вязкость 10^7 Па·с; скорость деформирования 0,6 мм/мин.

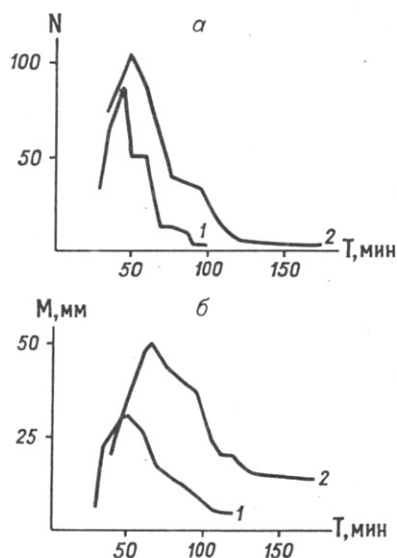


Рис. 5.31. Влияние скорости деформирования (1 - 3,1 мм/мин; 2 - 1,8 мм/мин) на характер зависимости количества разрывных структур (а) и ширины сдвиговой зоны (б) от времени течения процесса. Условия эксперимента: вязкость 10^7 Па·с; толщина слоя 70 мм.

ции на поверхности модели значения рассматриваемых параметров резко возрастают и достигают максимальных величин за короткий по сравнению с общей продолжительностью разрывообразования промежуток времени (рис. 5.30, 5.31). Затем наблюдается постепенное уменьшение количества разрывов (это активные структуры) и ширины сдвиговой зоны до минимальных значений, обусловленных возникновением в конце эксперимента единого магистрального шва.

Таким образом, изучение некоторых параметров состояния инфраструктуры сдвиговой зоны в различные временные этапы ее формирования подтвердило закономерности, выявленные ранее на качественном уровне. Однако количественная оценка структурообразования позволила не только показать их характерные особенности, но и проанализировать влияние условий деформирования на процесс развития структуры в сдвиговой разломной зоне.

На рис. 5.30, 5.31 показаны кривые изменения рассматриваемых параметров во времени при различных значениях толщины разрушаемой модели и скорости деформирования. Видно, что условия деформирования не оказывают влияния на общий вид временных вариаций длины максимального разрыва, ширины сдвиговой зоны и количества разрывов в ее пределах. Однако увеличение или уменьшение скорости деформирования и толщины разрушаемой модели влияет на продолжительность формирования сдвиговой зоны, что приводит к изменению графиков относительно осей координат. Для меньших скоростей деформирования и моделей большей толщины процесс разрушения происходит медленнее: первые трещины и магистральный разрыв появляются позднее, а кривые выполаживаются.

Полученные закономерности могут быть объяснены особенностями распределения плотности энергии при деформировании образцов с одинаковыми горизонтальными размерами в различных условиях. В моделях меньшей толщины при одинаковой скорости деформирования плотность энергии в зоне сдвига в целом выше, так как она заключена в меньшем объеме материала. В условиях равных толщин, а следовательно, и равного объема разрушение будет происходить быстрее в случае более интенсивного притока энергии извне, т.е. при большей скорости деформирования.

Полученные результаты не противоречат существующим представлениям о механизме деформации и хорошо объясняются, если исходить из общих закономерностей разрушения сплошных сред. Синхронные изменения количественных характеристик инфраструктуры при вариациях условий деформирования свидетельствуют о тесном взаимодействии всех параметров сетки активных разрывов в сдвиговой зоне. Изменение одних приводит к изменению других, так как вся система находится в динамическом равновесии.

Таким образом, мы рассмотрели общие тенденции изменений количественных параметров инфраструктуры сдвиговой зоны в ходе деформирования. Однако важно остановиться и на деталях временных вариаций длины максимального разрыва, ширины сдвиговой зоны и количества разрывных структур в ее пределах.

Полученные экспериментальным путем точки редко попадают точно на аппроксимирующую кривую зависимости длины максимального разрыва от времени течения процесса. Их последовательное соединение дает ломаную линию, которая и отражает фактическое изменение рассматриваемого параметра в ходе деформирования. Из рис. 5.32 видно, что для изучаемого графика характерно существование двух типов участков, которым соответствуют разные особенности изменения длины максимального разрыва во времени. Участки постепенно увеличения рассматриваемого параметра (1-й тип) чередуются с отрезками, в пределах которых длина максимального разрыва резко возрастает (2-й тип). С большей отчетливостью данная особенность проявлена на рис. 5.32, б, показывающем изменение в ходе деформирования производной от длины максимального разрыва.

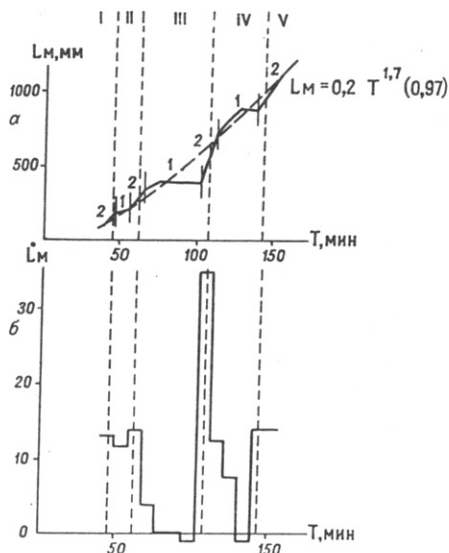


Рис. 5.32. Графики зависимости длины максимального разрыва (а) и ее производной (б) от времени течения процесса. Условия эксперимента: скорость деформирования 0,6 мм/мин; вязкость 10^7 Па·с; толщина слоя 60 мм.

Совместное изучение трех рассматриваемых параметров инфраструктуры свидетельствует об их синхронных вариациях, и для каждого отдельно взятого отрезка времени характерно всегда одно и то же поведение всех описываемых величин (рис. 5.33). Так, участкам изгиба ломаной, построенной для длины максимального разрыва, соответствует замедление в уменьшении количества разрывов и сужении зоны динамического влияния. Что же касается моментов резкого возрастания длины максимального разрыва, то им отвечают скачкообразные изменения двух других рассматриваемых параметров.

Эксперименты показали, что для всего процесса структурообразования в сдвиговой зоне характерно существование нескольких пар выделенных выше участков, причем их количество зависит от условий деформирования. В связи с такой дифференциацией процесса формирования сдвиговой зоны на ряд временных отрезков, в течение которых внутренняя структура развивается по-разному, появилась возможность исследовать стадийность структурообразования.

Для выделения отдельных стадий процесса развития сдвиговой зоны обратимся к продолжительности существования двух типов отрезков на кривых изменения количественных параметров инфраструктуры во времени. Результаты всех поставленных при разных условиях деформирования опытов свидетельствуют о большем времени существования участков 1-го типа по отношению к участкам 2-го типа. Поэтому было принято, что первые отвечают за собст-

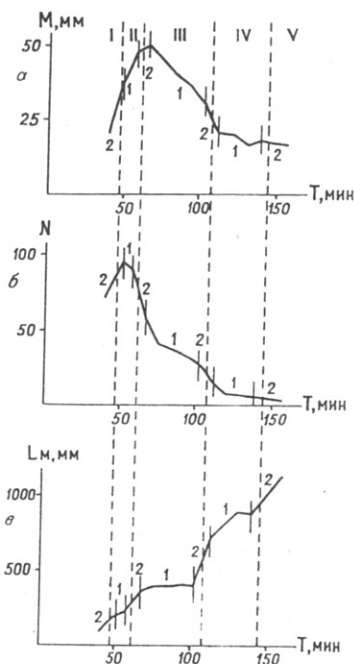


Рис. 5.33. Графики зависимости ширины зоны влияния (а), количества разрывов (б), длины максимального разрыва (в) от времени процесса формирования сдвиговой зоны. Условия эксперимента: скорость деформирования 0,6 мм/мин; вязкость 10^7 Па·с; толщина слоя 60 мм.

венно стадию структурообразования, когда в сдвиговой зоне постепенно развивается внутренняя структура, о чем свидетельствуют плавные изменения ее количественных характеристик. Эти стадии отделяются друг от друга структурными перестройками, в течение которых происходят значительные преобразования инфраструктуры, что и отражается на графиках временных вариаций ее количественных параметров в виде участков 2-го типа.

Таким образом, мы видим, что четкой границы между стадиями структурообразования провести нельзя. И, хотя в отдельных участках сдвиговой зоны процесс структурной перестройки происходит достаточно быстро, в целом для деформируемого объема он занимает какое-то определенное время. Однако, учитывая, что продолжительность структурной перестройки в общем значительно меньше длительности стадии структурообразования, мы попытались путем некоторой формализации провести одновременные границы между стадиями развития сдвиговой зоны. Ими стали те моменты, когда производные, вычисленные для кривых изменения параметров инфраструктуры во времени, принимают экстремальные значения. Так, для длины максимального разрыва границы между стадиями проводятся по максимуму производной (см. рис. 5.32), а для количества разрывов и ширины сдвиговой зоны — по минимумам.

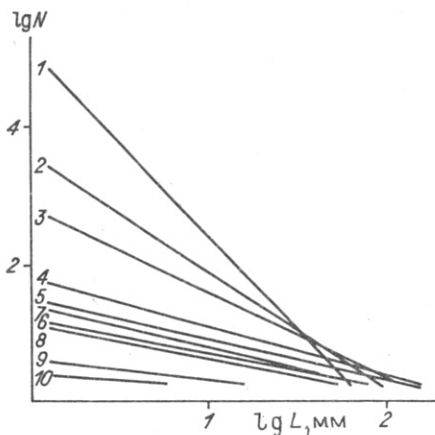
Четкие временные границы между стадиями развития сдвиговой зоны облегчают сравнение результатов различных экспериментов, а также перенесение полученных закономерностей на природные объекты. Однако, как было установлено ранее, это лишь определенная формализация процесса, и в действительности переход от стадии к стадии осуществляется через структурную перестройку, которая занимает определенный отрезок времени.

Продолжительность структурной перестройки, несомненно, зависит от условий деформирования. Так, для хрупкого поведения материала под нагрузкой она может происходить практически мгновенно, а с увеличением пластичности рассматриваемый отрезок времени увеличивается. Что же касается процесса крупного разломообразования в литосфере, для которого характерен большой вклад пластической составляющей, то для него продолжительность перестроек в структуре будет довольно значительной еще и в силу масштабности явления, роль которого уже отмечалась выше. Поэтому необходимо более подробно остановиться на описании структурных перестроек и тех изменениях внутреннего строения сдвиговой зоны, которые приводят в ходе деформирования к их появлению.

В первую очередь рассмотрим, что скрывается за изменениями значений тех или иных параметров разрывообразования. В течение стадии развития сдвиговой зоны количественные параметры инфраструктуры в своих вариациях сохраняют те же тенденции, что и для всего процесса в целом. В предыдущих разделах работы отмечалось, что длина максимального разрыва постепенно возрастает, а количество разрывов и ширина сдвиговой зоны, начиная с определенного момента, уменьшаются со временем. Это означает, что в течение каждой временной стадии эволюция структуры идет по пути уменьшения количества разрывов в сдвиговой зоне за счет их прорастания и объединения друг с другом, причем процесс структурообразования концентрируется все в меньшем объеме материала.

Следует отметить, что каждой стадии структурообразования присущи строго определенные взаимоотношения между разрывами. Об этом свидетельствует рис. 5.34, где для отдельных этапов эксперимента приведены графики зависимости количества разрывов от их длины, построенные в логарифмических координатах. Они группируются в несколько пучков, каждый из которых соответствует одной из стадий структурообразования, выделенных по вариациям количественных параметров инфраструктуры во времени (см. рис. 5.33). Следова-

Рис. 5.34. Логарифмическая зависимость количества разрывов от их длины, представленная для отдельных временных этапов развития сдвиговой зоны. Условия эксперимента: скорость деформирования 0,6 мм/мин; вязкость 10^7 Па·с; толщина слоя 60 мм.



но, в течение отдельных промежутков времени (стадий) автомодельность процесса структурообразования не нарушается, что доказывает объективность существования стадийности развития сдвиговой зоны.

Как показали эксперименты, в конце стадии нормальное течение процесса нарушается (см. рис. 5.32, 5.33). Разрушение как бы тормозится в своем развитии. Количество разрывных структур, ширина зоны динамического влияния сдвига, длина максимального разрыва на протяжении определенного времени деформирования либо сохраняют практически постоянные значения, либо изменяются не так интенсивно, как в начале стадии. То есть перед концом каждой стадии разрушения имеет место равновесное состояние, когда, несмотря на продолжающееся деформирование материала с постоянной скоростью, структура на поверхности остается практически неизменной. Этот довольно продолжительный промежуток времени заканчивается резким изменением значений рассматриваемых параметров: происходит значительная перестройка в структуре и процесс выходит на следующую стадию разрывообразования.

Структурная перестройка — качественный переход от одного сравнительно стабильного состояния структуры в зоне сдвига к другому. Он требует значительных энергетических затрат. Именно поэтому перед каждой перестройкой наблюдается описанное выше торможение в процессе разрушения, когда и накапливается энергия для значительных структурных изменений в зоне сдвига.

Сущность качественного перехода от одной стадии разрушения к другой может быть описана следующим образом. Нормальное течение процесса на каждой стадии разрушения приводит к возникновению равновесного состояния, когда система дальше на данном уровне развиваться не может. В это время, как показывают эксперименты, может наблюдаться частичное расширение зоны сдвига и увеличение в ее пределах количества разрывных структур. Это свидетельствует о том, что структурообразование из центральных частей переходит на периферию сдвиговой зоны, где либо возникают новые мелкие нарушения сплошности, либо происходит медленный рост по направлению к краям модели старых протяженных разрывных структур.

Однако расширение зоны динамического влияния за счет роста разрывов в ее периферийных частях не может происходить в течение длительного времени. Этому противодействуют внешние силы, создающие для деформируемого объема сдвиговое поле напряжений. Поэтому с течением времени все меньшее количество энергии расходуется на расширение сдвиговой зоны и все большая энергия накапливается для осуществления качественного перехода к другому сравнительно стабильному структурному состоянию.

В определенный момент времени, когда накопленной энергии оказывается достаточно для структурной перестройки, процесс разрушения перемещается от периферии сдвиговой зоны в ее центральные области. Он выражается в лавиноподобном разрушении "перегородок" между наиболее крупными разрывами, со-

ставляющими на всей площади сдвиговую зону. Такое сравнительно быстрое образование крупных разрывных нарушений приводит к изменению напряженного состояния в сдвиговой зоне, так как протяженные структуры вызывают перераспределение напряжений и, в частности, их падение в значительных объемах деформируемого материала.

После структурной перестройки многие мелкие разрывы, попав в зону влияния новообразованных крупных нарушений, прекращают развитие и затухают, даже заживают. Поэтому с увеличением длины разрывов уменьшается их количество, а также сокращается ширина зоны динамического влияния сдвига. То есть количественные показатели отразили те структурные изменения, которые произошли при переходе от одной стадии разрывообразования к другой.

Далее процесс протекает в нормальных условиях на следующей стадии структурообразования до тех пор, пока состояние разрушаемого объема не вступит в противоречие с действующими внешними силами, т.е. до момента следующей структурной перестройки. Таким образом, происходит неравномерное во времени формирование структуры на поверхности разрушаемого образца при сдвиговом приложении сил.

Результаты экспериментов свидетельствуют о том, что количество стадий развития сдвиговой зоны существенно зависит от условий нагружения. В общем случае оно возрастает при увеличении толщины разрушаемого слоя (масштабный фактор) и уменьшается при увеличении скорости деформирования (реологический фактор), однако в рассмотренных условиях нагружения (соответствующих режиму крупного разломообразования в литосфере), как правило, не превышает пяти.

Итак, изучение количественных характеристик инфраструктуры сдвиговой зоны в динамике в отличие от качественных позволило зафиксировать временную неравномерность процесса. Конкретное выражение данного свойства, общего для рассматриваемого класса явлений, в нашем случае – стадийность формирования структуры в пределах сдвиговой разломной зоны. Установлено, что процесс разрушения упругопластичного тела при деформации сдвига осуществляется эволюционно-революционным путем и заключается в переходах от одного сравнительно стабильного состояния – стадии – через структурную перестройку к другому. Структурные перестройки, несмотря на относительно короткое время их протекания, играют существенную роль в формировании внутреннего строения сдвиговой зоны. Именно в эти революционные периоды наблюдается значительное преобразование структуры, что способствует активизации сопутствующих разрывообразованию процессов, одним из которых, в частности, является сейсмичность.

5.5.2. Стадийность – определяющее свойство динамики развития крупных природных сдвиговых зон

Выявление стадийности процесса разрывообразования в крупных сдвиговых зонах представляет большой интерес в теоретическом отношении. Однако значимость проведенного исследования сильно возрастает, если полученные экспериментальным путем закономерности могут быть применены для природных дизъюнктивов. Степень же изученности крупных сдвиговых зон литосферы на современном этапе развития геологии не позволяет для выявления отдельных стадий их формирования провести тот анализ, который был осуществлен с этой целью в лабораторных условиях. Выход из создавшегося положения может быть найден при помощи сравнения качественной картины эволюции инфраструктуры в сдвиговой зоне с закономерностями разрывообразования, оп-

ределенными при оценке изменения ее количественных параметров во времени.

Уже отмечалось, что визуально в процессе формирования сдвиговой зоны могут быть выделены пластическая и дизъюнктивная стадии, причем последняя делится на три этапа, каждому из которых соответствует набор специфических структурных парагенезисов. Анализ временных вариаций количественных характеристик инфраструктуры зоны сдвига проводился в течение дизъюнктивной стадии начиная от ее зарождения и кончая появлением на поверхности деформируемого объема единого магистрального шва. Следовательно, из выделенных при помощи визуальных наблюдений этапов структурообразования в этот отрезок времени попадают только первый и второй.

Исследования показали, что переход от первого этапа ко второму соответствует моменту проявления одной из структурных перестроек, установленных по вариациям количественных параметров сети разрывов. На графике изменения производной длины максимального разрыва во времени он определяется по главному максимуму, а на аналогичных графиках, соответствующих количеству разрывных структур и ширине сдвиговой зоны, по главному минимуму.

Следовательно, из всех найденных количественным путем структурных перестроек визуально в поверхностной структуре проявляется лишь одна, которая была названа главной. Для рассматриваемых условий деформирования, соответствующих режиму крупного разломообразования в литосфере, она имеет первостепенное значение и делит весь процесс разрывообразования в сдвиговой зоне от его начала и до появления магистрального шва на две части. При этом они визуально отличаются друг от друга взаимоотношениями и характером распределения отдельных разрывов, составляющих сдвиговую зону.

Последнее положение свидетельствует о том, что выявленным временным отрезкам должны соответствовать определенные пространственные закономерности состояния инфраструктуры. Действительно, выявление главной структурной перестройки для тех экспериментов, которые ранее анализировались в связи с распределением движений в сдвиговой зоне (см. рис. 5.26, 5.28), показало, что данный момент совпадает с изменением характера связи дизъюнктивной составляющей амплитуды смещения и количества разрывов с прямого на обратный. Кроме того, отчетливые внешние отличия в строении сдвиговой зоны до и после главной структурной перестройки обусловили ее ясную выраженность на картах плотности активных разрывов (скачкообразное увеличение расстояния между хорошо локализованными участками максимальной раздробленности) (см. рис. 5.20).

Таким образом, сопоставление качественной картины структурообразования в сдвиговой зоне и результатов количественного анализа временных и пространственных закономерностей эволюции разрывов в ее пределах обеспечило возможность выделения трех четких временных границ, которым соответствуют проявления на поверхности деформируемого объема первых разрывов, главной структурной перестройки и магистрального шва. Эти границы делят весь процесс формирования сдвиговой зоны на четыре главные объективно существующие стадии: пластическую, раннюю и позднюю дизъюнктивные и дизъюнктивную стадию полного разрушения.

Отметим, что ранняя и поздняя состоят из более мелких стадий разрывообразования, которые были описаны ранее, и в данной классификации, видимо, должны фигурировать как подстадии.

Рассмотрим последовательно характерные особенности выявленных стадий развития сдвиговой зоны с целью дальнейшего их использования для разломов, формирующихся в природных условиях. Приведенное ниже описание дается единообразно по следующей схеме: общее состояние внутренней структуры, распределение разрывов (или пластических деформаций) в зоне сдвига, изме-

нение количественных параметров инфраструктуры в течение стадии ее развития, характеристика движений в пределах сдвиговой зоны.

Пластическая (пликативная) стадия развития крупного сдвига характеризуется наличием в зоне его влияния антиклинальных и синклинальных складок, осевые поверхности которых наклонены примерно под углом 45° к общему простиранию разлома. Максимумы интегральной деформации сдвига, чередуясь с минимумами, располагаются примерно на равных расстояниях друг от друга. Ширина области их распространения (ширина сдвиговой зоны на данной стадии) незначительно варьирует в продольном направлении и в целом характеризуется максимальным значением по сравнению с величиной данного параметра на всех остальных стадиях развития сдвига. В реализации общей амплитуды смещения по сдвиговой зоне принимает участие только пластическая составляющая, которая не меняется по простиранию зоны разлома.

Ранняя дизъюнктивная стадия (см. рис. 5.19, 5.20; 33–48 мин) развития крупного сдвига характеризуется наличием в зоне его влияния системы разноранговых эшелонированных разрывных структур, располагающихся под острым углом к простиранию разлома. Существует периодичность в распределении максимумов плотности разрывов, которые по абсолютной величине незначительно отличаются от соседних участков сдвиговой зоны, что свойственно последним стадиям развития сдвига. Преобладающее расстояние между центрами максимальной раздробленности минимально в сравнении с величиной данного параметра в любой другой момент формирования инфраструктуры.

Ширина сдвиговой зоны незначительно варьирует в продольном направлении и так же, как количество разрывных структур, интенсивно возрастает, а затем убывает в течение рассматриваемой стадии развития сдвига. В противоположность этому длина максимального разрыва в сдвиговой зоне на протяжении того же отрезка времени неуклонно увеличивается, причем возрастание происходит постоянно в отличие от последующих стадий формирования внутренней структуры.

Общая амплитуда смещения по сдвиговой зоне складывается из разрывной и пластической составляющих, которые испытывают незначительные (по сравнению с последующими стадиями развития) вариации в продольном направлении. По абсолютной величине пластическая компонента общей амплитуды смещения превосходит разрывную составляющую. Следствием этого является прямая пропорциональность между дизъюнктивной составляющей амплитуды смещения и количеством разрывных структур, которая существует в течение рассматриваемой стадии развития разлома. Амплитуда смещения по отдельным разрывам в сдвиговой зоне распределяется неравномерно, что выражается в ее постепенном возрастании от концов дислокации к центральной части, где она достигает максимального значения, которое в целом значительно меньше аналогичного параметра, имеющего место для единичных разрывных структур последующих стадий формирования инфраструктуры.

Поздняя дизъюнктивная стадия (см. рис. 5.19, 5.20; 54–72 мин) развития крупного сдвига характеризуется наличием в зоне его влияния серии ветвящихся разрывов, образующих сложные структурные формы в местах сочленения друг с другом и представленных практически единственным нарушением между такими участками. Это обуславливает существование ярко выраженной дифференциации сдвиговой зоны на области с сегментами будущего магистрального шва и минимальной плотностью дислокаций и участки высокой концентрации разрывов, находящихся на одинаковом удалении друг от друга. Расстояние между максимумами плотности разрывов значительно превосходит величину данного параметра для предыдущих стадий развития инфраструктуры и является количественным выражением неравномерности 1-го порядка для данных размеров разрушаемого объема и условий формирования.

Ширина сдвиговой зоны испытывает значительные вариации в продольном направлении, которые обусловлены раздувами в местах сочленения крупных разрывов, с одной стороны, и практически полным отсутствием зоны влияния между этими участками – с другой. В целом для данного параметра, как и для количества разрывных структур в сдвиговой зоне, характерно незначительное убывание во времени в отличие от длины максимального разрыва, значения которой увеличиваются быстрее по сравнению с предыдущими стадиями развития сдвига.

Общая амплитуда смещения по разломной зоне складывается из двух составляющих, однако разрывная компонента превосходит пластическую по абсолютным значениям. В результате этого дизъюнктивная составляющая амплитуды смещения связана с количеством разрывных структур обратно пропорциональной зависимостью. По простиранию сдвиговой зоны ярко выражена неравномерность в распределении разрывной и (или) пластической составляющих общей амплитуды смещения вследствие наблюдающейся в этом направлении периодичности в расположении участков, где вся амплитуда реализуется по единственному крупному разрыву. Распределение амплитуды сдвига по наиболее крупным единичным разрывным структурам имеет ступенчатый вид с горизонтальной площадкой в центре, соответствующей максимальному и постоянному значению данной величины, которая может быть очень большой из-за равенства общему смещению по разломной зоне.

Дизъюнктивная стадия полного разрушения в структурном отношении представлена единым и непрерывным сместителем сдвига. Значения ширины зоны влияния и количества разрывных структур в пределе стремятся к минимуму, а величина длины максимального разрыва (в данном случае – это собственно сместитель разлома) – к значению, обусловленному размерами разрушаемого объема. В этих условиях в реализации общей амплитуды смещения по сдвиговой зоне принимает участие главным образом разрывная составляющая, и сдвиг происходит по единой разломной плоскости.

В целом следует отметить, что по значимости описанные выше стадии развития крупных сдвиговых зон неравноценны. Первая из них не относится к собственно "разломным", а для идентификации последней необходимо разрушение единым крупным разломом всего деформируемого объема, что в природных условиях встречается достаточно редко. В связи с этим наиболее подробно изучены и описаны ранняя и поздняя дизъюнктивные стадии развития сдвигов как имеющие первостепенное значение для понимания динамики разломообразования в земной коре.

Сравнивая распространенность в природе сдвиговых зон ранних и поздних стадий развообразования, следует отметить, что первые из них должны преобладать над вторыми, так как формирование разломов поздних стадий развития требует длительно действующего практически не изменяющегося поля тектонических напряжений. Однако именно разломам второй группы удалось дать более полную характеристику в предлагаемом исследовании.

В первую очередь это связано с большей изученностью разломов поздних стадий формирования как сдвигов в классическом, давно сложившемся понимании данного морфогенетического типа дизъюнктивов. Кроме того, как показали исследования, для рассматриваемой группы разломов характерна ярко выраженная дифференциация процесса структурообразования в пространстве. Последнее обусловлено существованием неоднородности 1-го порядка для рассматриваемых масштабов деформирования, которая здесь в результате охвата деструктивным процессом деформируемого объема на всю его толщину проявляется в полной мере в отличие от ранних стадий развития сдвиговых зон, когда она завуалирована влиянием факторов более высокого порядка.

Кардинальные отличия в закономерностях структурообразования на ранних и поздних стадиях развития неизбежно сказываются и на сопутствующих процессах, главными из которых являются сейсмическая активность, магматизм и связанное с ним рудообразование. Не касаясь деталей, остановимся на общей характеристике перечисленных выше процессов в различные стадии развития сдвиговых зон. Наиболее перспективными в отношении локализации оруденения при прочих равных условиях, видимо, следует считать ранние стадии разрывообразования, так как характерное для них структурное наполнение больше соответствует рудоотложению, чем внутреннее строение сдвигов поздних стадий развития, когда вмещающая среда более соответствует режиму трансформации рудного вещества. О справедливости данного замечания свидетельствует тот факт, что зоны повышенной проницаемости, скрытые разломы фундамента и другие аналогичные разрывные структуры, которые представляют ранние стадии развития дизъюнктивов, впервые были выделены и описаны геологами-рудниками в связи с изучением структурного контроля оруденения.

Что же касается сейсмичности, то она при прочих равных условиях, наоборот, наиболее активно проявляется на поздних стадиях развития инфраструктуры сдвиговых зон. Это связано, во-первых, с концентрацией процесса структурообразования вблизи поверхности, где в отличие от более глубоких горизонтов еще не сформировался сместитель, и, во-вторых, с резкой дифференциацией сдвиговой зоны на асейсмичные участки с кривым механизмом движений и сейсмичные области с интенсивным структурообразованием в их пределах. При такой дифференциации в переходных областях возникают высокие градиенты скоростей, что и сопровождается значительным выделением сейсмической энергии. В противоположность этому ранние стадии разрывообразования отличаются рассеянным характером рассматриваемого процесса и, следовательно, в целом более низкой сейсмической активностью.

Таким образом, характеристика основных стадий формирования сдвигов позволила связать воедино пространственные и временные закономерности структурообразования в разломной зоне и, следовательно, представить динамику их развития в виде определенной тектонофизической модели, что и является конечной целью проведенного исследования. Однако данное описание имеет и определенное диагностическое значение. Действительно, в силу того, что каждой крупной стадии развития сдвиговой зоны соответствуют определенное внутреннее строение, особенности движений, а также сопутствующие разломообразованию процессы, можно, определив по одному или нескольким из перечисленных признаков стадию развития, сделать прогноз, касающийся недостающих характеристик.

Рассмотрим в качестве примеров два природных сдвиговых разлома с целью определения стадии их развития. Основным критерием при выборе аналогов моделируемых в лаборатории структур служили условия подобия, приведенные в начале данной главы. Кроме того, необходимо описать сдвиговые зоны, которые являются характерными представителями своих групп с наиболее ярко выраженным комплексом диагностических признаков, что, видимо, возможно только для активных в настоящее время разломов. Перечисленным выше условиям удовлетворяют северо-восточный фланг Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии, особенности внутреннего строения которых и рассматриваются ниже.

Байкальская рифтовая зона, как известно, представляет собой область современного растяжения в литосфере. Однако интенсивные растягивающие нагрузки в ее центральной части сменяются на флангах существенно сдвиговыми полями напряжений. В связи с этим северо-восточная часть БРЗ может быть рас-

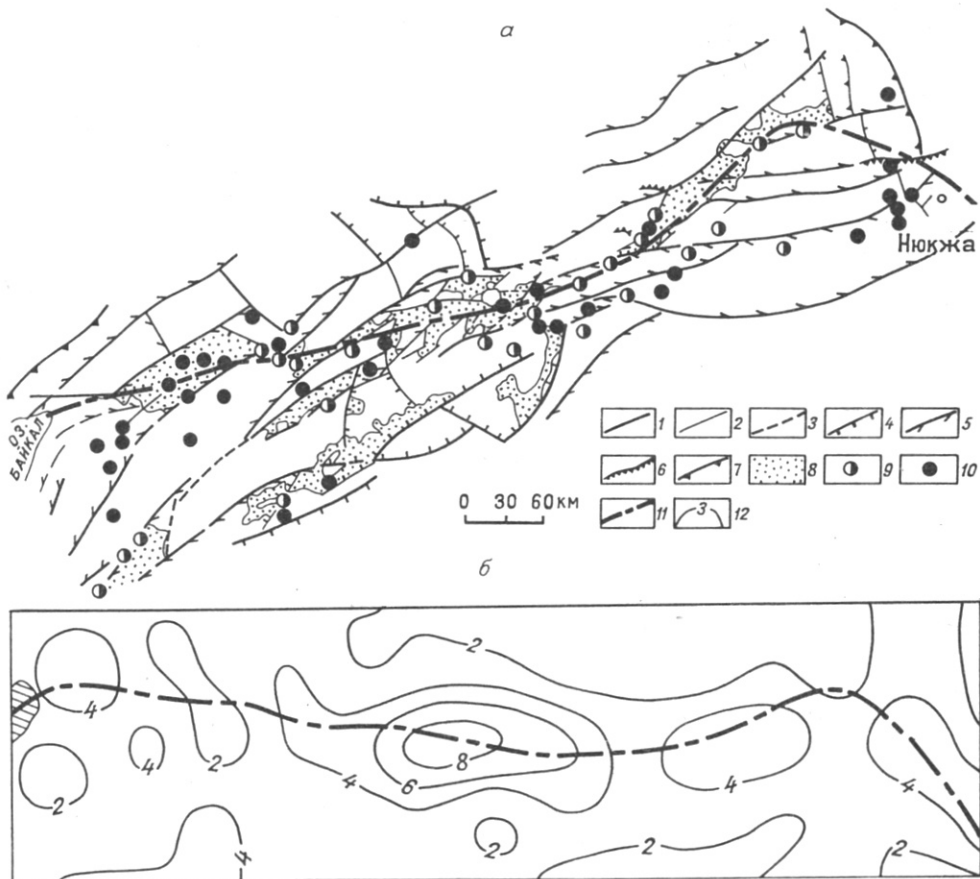


Рис. 5.35. Распределение разломов в пределах северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны.

а - схема активных разломов, землетрясений и палеосейсмодислокаций территории (по К.Г. Леви и др. /Карта..., 1983/); б - карта распределения плотности крупных разломов.

1-3 - разломы: 1 - генеральные, 2 - региональные, 3 - предполагаемые; 4 - сбросы; 5 - сбросо-сдвиги; 6 - надвиги; 7 - взбросы; 8 - осадочное заполнение кайнозойских впадин; 9 - палеосейсмодислокации; 10 - эпицентры землетрясений с магнитудой >4; 11 - ось рифтовой зоны в пределах ее северо-восточного фланга; 12 - изолинии плотности разломов.

смотрена в качестве природного аналога структур, моделируемых в эксперименте. Сдвиговый характер перемещений в ее пределах неоднократно обсуждался в литературе и получил подтверждение как в плане общих геодинамических построений /Леви, 1980; Шерман, Леви, 1978/, так и при анализе поля тектонических напряжений, проведенном при помощи известных геологических методов по собраным в полевых условиях материалам /Шерман, Днепровский, 1986/.

Внутреннее строение северо-восточного фланга БРЗ может быть проанализировано на основе "Карты неотектоники региона Байкало-Амурской магистрали" /1983/. Сдвиговая зона протягивается от северной оконечности оз. Байкал до р. Олекмы в виде широкой полосы, поперечные размеры которой остаются

практически неизменными вдоль ее простирания /Геология и сейсмичность..., 1984/. В пределах этой полосы располагаются различные структуры, связанные со сдвиговыми движениями по разломной зоне (рис. 5.35, а).

Главные тектонические нарушения территории (Верхнеангарский, Муяканский, Северо-Муйский, Южно-Муйский и др.) располагаются в виде кулис и образуют острый угол с общим простиранием сдвиговой зоны. Перемещения по ним в эпоху рифтовой активизации носили главным образом сдвиговый и сбросо-сдвиговый характер. Кроме разломов в пределах северо-восточного фланга БРЗ существует целый ряд рифтовых впадин, располагающихся примерно на одинаковом удалении друг от друга, что свойственно сдвиговым зонам при существовании сбросовой компоненты движений по тектоническим нарушениям.

Распределение плотности активных в новейшее время разломов, локализующихся в северо-восточном фланге БРЗ, изучалось С.И. Шерманом, К.Г. Леви и другими исследователями /Шерман, 1977; Геология и сейсмичность..., 1984/. Карты плотности тектонических нарушений, составленные этими авторами, свидетельствуют о повышенных значениях данного параметра на всем протяжении сдвиговой зоны, причем величины максимумов незначительно отличаются от общего фона. Если рассмотреть карту плотности лишь крупных разломов территории (см. рис. 5.35), то хорошо видно, что максимумы раздробленности сближены в пространстве и располагаются примерно на одинаковых расстояниях друг от друга по простиранию сдвиговой зоны.

Особенности внутреннего строения северо-восточного фланга БРЗ позволяют, согласно приведенному в предыдущем разделе описанию, определить для разломной зоны стадию развития. Сходная характеристика рассмотренных признаков имеет место для ранней дизъюнктивной стадии развития зон сдвига.

Разломная зона Сан-Андреас большей частью располагается в штате Калифорния на западе США. Ее размеры, а также условия, в которых происходило деформирование, удовлетворяют требованиям теории подобия описанных в данной работе экспериментов. Кроме того, особенности кинематики движений по разломам в сдвиговой зоне совпадают с характером перемещений в модели из упругопластичного материала. Исследованиями многих ученых установлено, что на протяжении всей истории формирования зоны Сан-Андреас в ее пределах происходили правосторонние сдвиговые подвижки при незначительных вертикальных смещениях.

Структурная схема тектонических нарушений сдвиговой зоны Сан-Андреас представлена на рис. 5.36. Она была составлена А.А. Никоновым /1977/ на основании материалов зарубежных исследователей и включает в себя наиболее крупные разрывные нарушения территории, активные в настоящее время. Это в основном протяженные разломы сдвигового типа, простирающиеся субпараллельно оси зоны и имеющие практически вертикальные сместители, вдоль которых происходят интенсивные горизонтальные перемещения.

Ширина сдвиговой зоны Сан-Андреас резко варьирует по ее простиранию, что обусловлено неравномерным распределением разломов в различных участках территории. На карте плотности крупных активных разломов системы Сан-Андреас (см. рис. 5.36, б) видно, что в местах расширения зоны влияния наблюдаются повышенные концентрации тектонических нарушений, в то время как узкие и протяженные соседние участки представлены практически единственным разрывом — собственно сместителем сдвига.

Разломная зона Сан-Андреас, как уже отмечалось, является в настоящее время одним из наиболее подвижных районов мира. Этим, в частности, обусловлена хорошая изученность территории, позволяющая рассмотреть конкретно закономерности распределения амплитуды смещения в сдвиговой зоне.

Что касается амплитуды сдвига на единичных разломах, составляющих

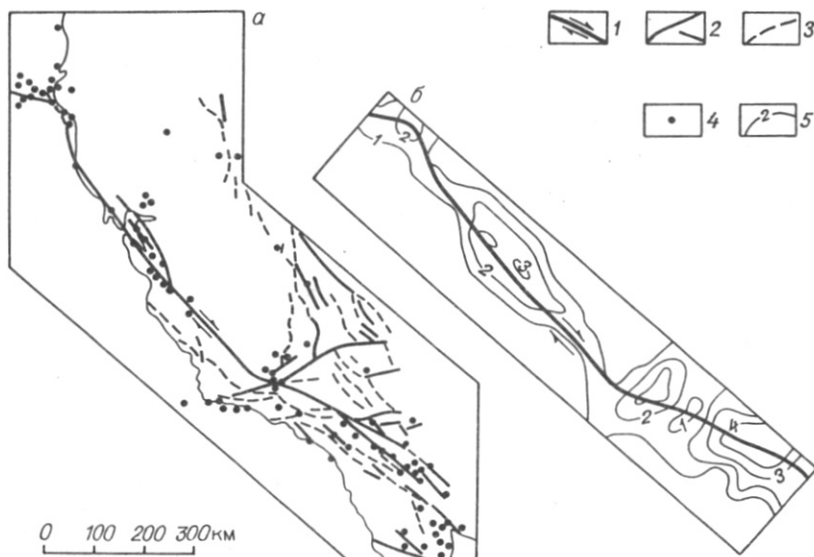


Рис. 5.36. Распределение активных разломов в зоне влияния сдвига Сан-Андреас в Калифорнии.

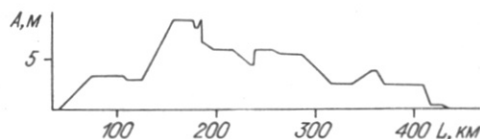
а - схема активных разломов и землетрясений Калифорнии (по А.А. Никонову /1977/); б - карта распределения плотности активных разломов территории.

1 - сместитель разлома Сан-Андреас и направление перемещения его крыльев; 2 - активные разломы; 3 - разломы, активность которых не доказана; 4 - эпицентры землетрясений с магнитудой > 6; 5 - изолинии плотности разломов.

систему Сан-Андреас, то здесь в качестве примера может быть рассмотрен один из них, вскрывшийся в результате Паркфильдского землетрясения в 1857 г. (рис. 5.37). Распределение имеет ступенчатый вид со скачкообразным увеличением амплитуды к центральной части дислокации. При этом максимальное значение данного параметра характерно не для одной точки, а для сравнительно протяженного отрезка разрывного нарушения.

Если же перейти к распределению амплитуды сдвига в целом по зоне Сан-Андреас, то ее вариации по простиранию структуры показаны на рис. 5.38. Материалом для построения продольного профиля в этом случае послужили данные Р.Б. Хофманна /Hofmann, 1968/ о накопленной за 1959-1967 гг. амплитуде смещения по разломам, составляющим систему Сан-Андреас. Рисунок свидетельствует о том, что выделенным ранее широким участкам повышенной плотности разрывов соответствуют минимальные перемещения, а для областей с практически одним сместителем разлома характерны наибольшие амплитуды сдвига.

Рис. 5.37. Распределение амплитуды смещения по простиранию разрыва, вскрывшегося в зоне влияния сдвига Сан-Андреас в результате Паркфильдского землетрясения 1857 г. (по К.О. Сиху /Sieh, 1978/).



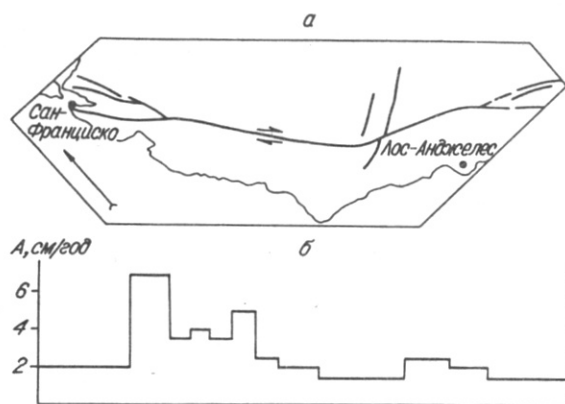


Рис. 5.38. Структурная схема участка разлома Сан-Андреас (а) и график вариаций скорости сдвиговых движений в его пределах (б), построенный по данным Р.Б. Хофманна /Hofmann, 1968/.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о явной дифференциации сдвиговой зоны Сан-Андреас на участки с различным внутренним строением, что характерно для разломов поздних стадий развития. Следовательно, мы вправе отнести рассмотренный дизъюнктив к данной группе сдвиговых зон.

Итак, на двух примерах показана возможность определения для природных сдвиговых зон стадии развития. Более того, подобному анализу были подвергнуты и другие известные сдвиговые зоны литосферы. Итогом этих исследований стала схема сдвиговых систем Земли (см. рис. 2.1), на которой рассматриваемые объекты разделены по стадиям развития. Так удалось результаты физического моделирования использовать для природных структур, что имеет не только теоретическое значение, но важно и в практическом отношении, ибо каждой стадии развития сдвиговых зон соответствуют определенный флюидный режим и характерные особенности протекания сейсмического процесса.

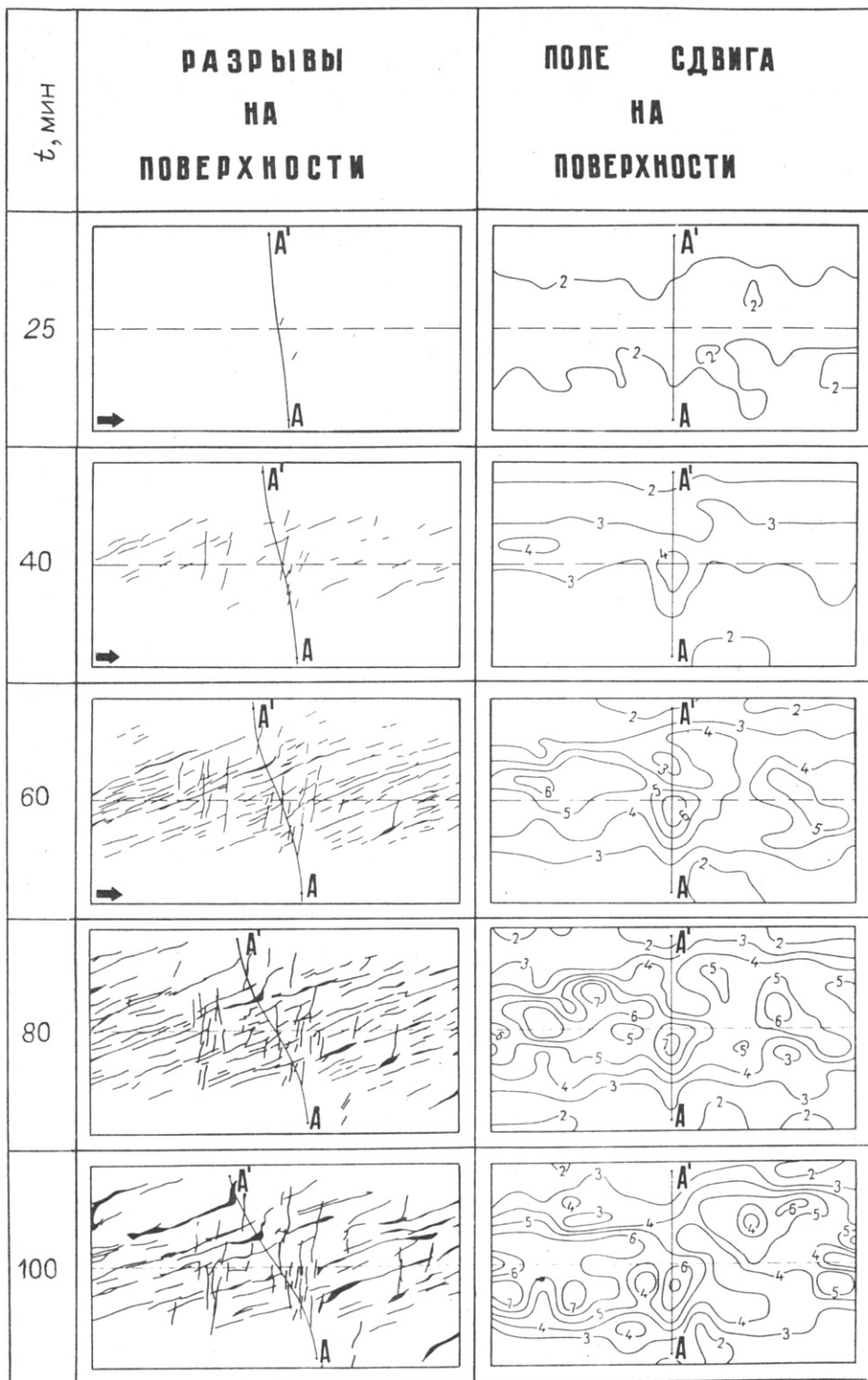
Для более полного понимания процесса рассмотрим некоторые результаты физического моделирования сдвиговых зон другими методами.

Глава 6

ДИНАМИКА ПОЛЕЙ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СДВИГОВЫХ ЗОН

Большое значение для изучения процесса формирования разломных зон имеет оценка динамики напряженно-деформированного состояния (НДС) разрушаемого слоя горных пород. Знание динамики НДС позволило бы продвинуться в исследовании стадийности формирования разломных зон, закономерностей их долговременной сейсмичности, в анализе процессов, связанных с формированием сети разрывов в зоне крупного разлома, таких, как тепловые поля, флюидные потоки, формирование месторождений полезных ископаемых и т.п.

Изучить динамику НДС на природных разломных зонах трудно ввиду большой длительности развития разломов и слабой разработанности методов оценки НДС на больших глубинах. Поэтому хороший эффект может дать применение физического моделирования зон разломов с оценкой НДС в модели. В настоящее время метод физического моделирования тектонических процессов и структур широко распространен /Экспериментальная тектоника..., 1985/. Существуют и методы оценки НДС, применимые для моделей, изготовленных из различных эквивалентных материалов /Экспериментальные методы..., 1981/. Экспериментальная оценка динамики НДС проводилась при изучении локализации деформаций в сыпучем материале в условиях однородного сдвига /Бобряков, Ревуженко, Шемякин, 1983/. Однако в большинстве случаев изучается НДС на поверхности модели /Михайлова, 1971; Стоянов, 1977; Фатхуллаев, 1976/.



**ПОЛЕ СДВИГА ПО
ВЕРТИКАЛЬНОМУ
СЕЧЕНИЮ**

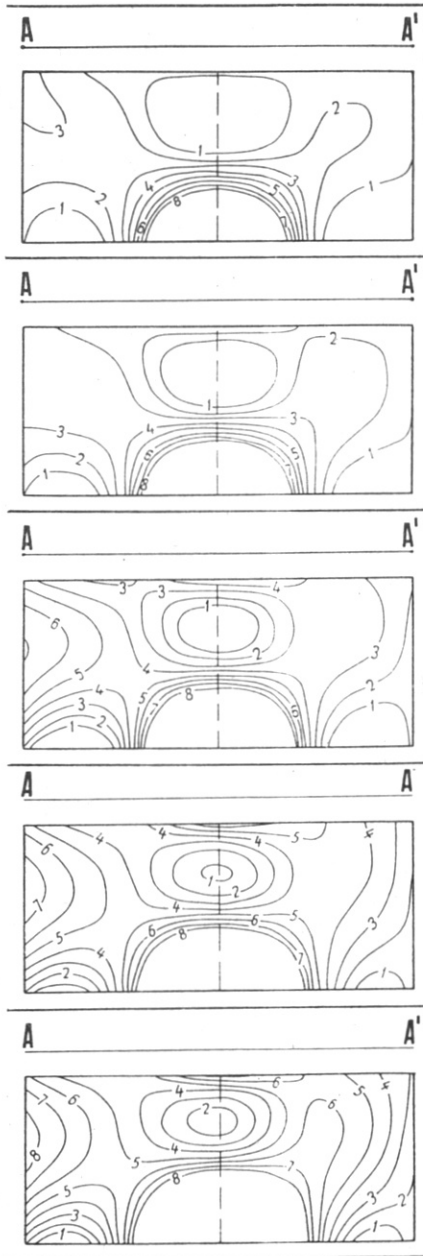


Рис. 6.17. Инфраструктура зоны формирующегося среза, поле накопленных сдвиговых деформаций на поверхности модели и в глубине зоны по поперечному сечению AA' (t – время от начала опыта). Изолинии оцифрованы в условных единицах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее распространенные среди разломов сдвиговые структуры являются сложными стадийно развивающимися структурами. Формы их проявления очень широки – от одиночных трещин в обнажениях до сдвиговых систем, секущих громадные континентальные или океанические плиты. Сдвиги образуются при всех видах нагружения, но как главенствующие структуры – только при деформациях перерезывания (среза). При классификации и оценке ранговой позиции сдвиги литосферы подразделяются на три группы (зоны смятия сдвиговой природы, системы генеральных сдвигов и системы трансформных разломов), две последние из которых образуют иерархический ряд из 12 рангов.

Сдвиговые системы Земли располагаются в областях с различными геодинамическими режимами, с явным тяготением к подвижным областям литосферы. С этой точки зрения наиболее ярко выражены активные сдвиги. Их распределение по направлениям образует четыре совокупности с азимутами простирания 330, 70, 280 и 360°. Такое азимутальное распределение не соответствует направлениям, возникающим при меридиональном сжатии в результате вращения Земли. Энергетическим источником сдвиговых систем литосферы являются эндогенные процессы под литосферой и частично в ней. Они индуцируют сдвиговые поля напряжений. При относительном постоянстве последних сдвиговые движения реализуются неравномерно: активные перемещения чередуются с периодами относительного покоя. Это характерно практически и для каждого сдвига в отдельности, и для совокупности сдвиговых систем Земли. Для последних в различные периоды геологической истории выделяются четыре этапа активизации: венд, девон – пермь, мел – палеоген и четвертичный период. Выявленные временные интервалы совпадают с известными эпохами активизации тектонических движений в истории Земли.

Тектонофизический анализ параметров сдвигов и сдвиговых систем показал, что они захватывают глубокие слои литосферы и достигают слоя D нижней мантии. Грубый анализ распределения плотности сдвиговых систем свидетельствует об их приуроченности к литосфере с толщиной около 100 км. В литосфере такой мощности в сдвиговом поле напряжений образуются зоны расколов с суммарной длиной по простиранию более 1000 км. Более мощная литосфера в сдвиговом поле напряжений не разрушается путем образования сдвиговой системы.

Существенная для геологических характеристик величина амплитуд смещения по сдвиговым системам не всегда оценивается однозначно. Амплитуда смещения накапливается по мере развития сдвигов, но распределяется по их простиранию неравномерно. Кроме того, подвижки в разные периоды развития отдельных сдвигов могут иметь противоположные направления смещений. В целом между длиной сдвигов и амплитудой смещения существует корреляционная связь, описываемая степенной функцией. Для крупных сдвиговых систем и зон попытки установить зависимости между их количественными характеристиками

не привели к положительному результату. Крупные сдвиговые зоны литосферы несут информацию о подлитосферном источнике напряжений.

На базе геологических и экспериментальных данных проведено расчленение крупных сдвиговых зон на две группы: ранней и поздней стадий развития. Первая морфологически объединяет широкие зоны повышенной концентрации сравнительно коротких разрывных нарушений в литосфере, располагающихся кулисообразно под острым углом к общему простиранию дизъюнктива. Вторая объединяет протяженные дизъюнктивы с большими амплитудами горизонтальных перемещений, которые в местах сочленений друг с другом образуют широкие участки повышенной раздробленности, а при генерализации объекта формируют практически единую линию разрыва — магистральный шов.

Детально изучена инфраструктура сдвиговых зон и расположение в областях их динамического влияния деструктивных полей. Установлена зональность инфраструктуры по особенностям размещения деструктивных полей и характеру организации самих деструктивных полей. С использованием количественных показателей инфраструктуры разломных зон проведена их типизация. Если отношение суммарной длины деструктивных полей к общей длине разломной зоны колеблется от 0,2 до 0,4, то обеспечивается равномерная деструкция внутриразломного пространства, и в целом зона может быть отнесена к равномерно-дисперсному типу. При меньших соотношениях упомянутых параметров (0,15–0,18 или от 0,15 до 0,05) разломные зоны по инфраструктуре соответственно относятся к дискретно-дисперсным и линейно-концентрированным. Для каждого типа инфраструктуры установлены корреляционные связи между шириной разломных зон и их длиной, а также между длиной последних и параметрами деструктивных полей. На базе геологических данных изучена зависимость длин сопутствующих разрывов от их расположения в пределах деструктивных полей, предложены аналитические формы связи между обсуждаемыми параметрами.

Обсуждена природа сдвиговых полей напряжений в литосфере. Их основным энергетическим источником служит движение потоков вещества астеносферы, которые благодаря силам вязкого трения передают соответствующие усилия в литосферу, вызывая ее деформацию и разрушения. Величина напряжений в литосфере при подлитосферных конвекционных течениях не превышает 50 МПа.

Серия физических экспериментов, поставленных разными методами, а также математическое моделирование дали возможность установить эволюцию и стадийность развития сдвиговых зон, а также другие аспекты, реконструкция которых невозможна собственно геологическими методами.

Эксперименты дали возможность выявить структурные отличия между сдвигами, образуемыми в условиях сжатия или растяжения и в условиях срезовой деформации. Сдвиги, формирующиеся при деформациях срезового типа, весьма чувствительны в структурном отношении к небольшим изменениям условий нагружения. В условиях сжатия (или растяжения) образуется сопряженная пара сколовых разрывов. На основании серии опытов выявлено, что хорошо выраженные X-образно расположенные ветви концентрации сдвиговых деформаций с упорядоченной внутренней структурой формируются преимущественно в моделях с пониженной вязкостью при строго выдержанной геометрии модели с примерным соотношением длины, ширины и толщины 4:2,5:1. Изучены параметры инфраструктуры сдвигов различной природы и в уравнениях регрессии представлены соотношения между ними.

Изучение пластических и разрывных деформаций в сдвиговой зоне показало их неравномерное распределение по ее простиранию: максимумы и минимумы располагаются примерно на одинаковых расстояниях друг от друга. Расстояние между минимальными значениями плотности разрывов на отдельных этапах развития сдвиговой зоны различно и имеет общую тенденцию к увеличению во вре-

мени, что связано с вовлечением в область динамического влияния сдвига все большего объема деформируемого тела. Вкрест простираения сдвиговой зоны также хорошо выявляются структурные неоднородности. Наиболее раздробленным оказывается активное крыло.

Экспериментальные исследования позволили углубить наши представления о распределении амплитуды смещения по и вкрест простираения сдвиговой зоны. Несмотря на заложенные условиями нагружения постоянство амплитуд сдвига по простираению, ее дизъюнктивная составляющая распределяется неравномерно. Степень неравномерности изменяется в процессе деформирования, что обусловлено различной ролью разрывной и пластической составляющих в общей амплитуде смещения в разные этапы разрушения.

Сопоставление качественной картины структурообразования и результатов количественного анализа временных и пространственных закономерностей эволюции разрывов в ее пределах позволило выделить временные границы, определяющие стадийность формирования сдвиговой зоны. Весь процесс делится на четыре стадии: пластическую, раннюю и позднюю дизъюнктивную и дизъюнктивную стадию полного разрушения. В течение последней формируется единый и непрерывный сместитель сдвига. По геологической значимости стадии неравноценны. Самыми перспективными в отношении локализации оруденения следует считать ранние стадии, сейсмичность же с наиболее высокими магнитудами характерна для поздних стадий развития инфраструктуры. Рассмотрены примеры стадий развития крупнейших сдвиговых систем Земли.

Впервые экспериментальными физическими методами изучена динамика напряженно-деформированного состояния моделей при развитии сдвиговых зон. Установлена неравномерность поля скоростей сдвиговых деформаций во времени и пространстве. Изменения поля скоростей носят колебательный характер. Получены соотношения средних за все время протекания процессов скоростей сдвиговой деформации в различных частях формирующейся зоны продольного среза. Наибольшей средней скоростью сдвига обладает центральный слой зоны. Подвижное крыло характеризуется большими уровнями скоростей по сравнению с неподвижным. Эти экспериментальные данные хорошо согласуются с изменениями плотности трещин в активном и пассивном крыльях сдвигов.

С помощью метода акустической эмиссии установлены некоторые закономерности режима излучения упругих волн при формировании срезов. Интенсивность акустической эмиссии непостоянна: ее наибольшая активность приурочена к периодам перехода от одной стадии развития сдвиговой зоны к другой. Сформированный магистральный разрыв менее акустически активен по сравнению с начальными и средними этапами своего развития. Однако при движении крыльев вдоль магистрального разрыва величина отдельных событий акустической эмиссии может достигать максимальных для конкретной модели значений. Это означает, что землетрясения большой магнитуды могут возникать в зонах активных разломов даже после "взламывания" перемычек и формирования магистрального шва. Меняется лишь природа явления.

Проблема различной сейсмической активности сдвиговых систем и сдвигов поставила перед нами задачу найти способ выражения активности через количественный показатель. Отдавая себе отчет в том, что многие геологические явления, в том числе тектоническую активизацию, нельзя выразить числом, мы попытались рассмотреть одну из сторон активизации, связанную с подвижками по разломам.

Введено суженное понятие тектонической активности разломов, под которым понимается нарушение динамического равновесия, сопровождаемое развитием старых трещин или зарождением новых. Активность сдвигов предлагается оценивать через потенциальную способность к нарушению динамического равновесия и разрушению материала.

Использован критерий локального разрушения, по которому оценивается близость напряженно-деформированного состояния тела с трещинами и включениями к состоянию, при котором в нем произойдет локальное разрушение. На этом базируется количественная оценка степени тектонической активности разлома. Для численного выражения активности введен безразмерный показатель, названный коэффициентом активности. Установлено, что изменение тектонической активности сдвигов в различных полях напряжений закономерно связано с инфраструктурой области динамического влияния сдвигов. Активность сдвигов увеличивается при увеличении длин одной из систем трещин, составляющих инфраструктуру. Построены графики вариаций тектонической активности сдвигов в связи с изменениями их ориентировки в региональном поле напряжений. Наиболее устойчивое равновесие для сдвигов наблюдается при их ориентации в региональных полях напряжений, соответствующих углу около 165° с вектором растяжения, в то время как наибольшая активность проявляется при соответствующих углах, близких к 110° . Проведенное математическое моделирование объясняет избирательную сейсмическую активность разноориентированных сдвигов единой сейсмической зоны.

Структурные особенности областей динамического влияния сдвигов, динамика полей деформаций при их формировании позволяют по-новому интерпретировать ряд геолого-геофизических явлений, пространственно и генетически связанных со сдвиговыми зонами. Особое внимание при этом уделено сейсмичности. Сопоставление особенностей распределения сейсмичности с инфраструктурой сдвиговых систем выявило следующую тенденцию: к участкам магистральных разломов тяготеют крупные сейсмические события, к деструктивным полям — землетрясения слабые или средней силы. Миграция сейсмичности вдоль крупных сейсмоактивных сдвиговых зон находит новое объяснение в закономерностях динамики напряженного состояния сдвиговых систем. Неравномерность, колебательный характер поля напряжений и деформаций и, следовательно, разрушения являются, возможно, одними из характерных свойств сдвиговых деформаций и, как их общее следствие, сейсмичности.

Экспериментальные данные о различных деформациях в слоях разной глубинности при одинаковой скорости нагружения дают дополнительное объяснение неравномерному распределению очагов землетрясений по вертикальному разрезу. Кроме известных факторов (неоднородность среды и др.) необходимо привлечь к анализу и совершенно новое явление — неравномерное по вертикальному разрезу распределение скоростей сдвиговых деформаций.

Экспериментальные данные показывают, что при разработке физических моделей очагов землетрясений необходимо принимать во внимание морфолого-генетические характеристики разломов. С точки зрения типа разрушения среды практически все разломы коры и литосферы представляют собой сложные зоны сдвига. Однако ширина областей динамического влияния, тектоническая активность и инфраструктура разнятся в дизъюнктивах разной природы, в том числе и в различных разновидностях сдвигов. Для сдвиговой зоны характерны несколько моделей очагов, различие которых должно определяться расположением очага по отношению к условной оси области динамического влияния сдвига и глубиной. По реологии среды в настоящее время выделяются четыре глубинных уровня сдвиговых зон, каждый из которых характеризуется своей спецификой очага. Наличие в структуре коры слоев с пониженной вязкостью увеличивает возможное число моделей.

Есть основания предполагать громадную роль сдвиговых систем в локализации рудных полей и месторождений определенных типов. Эти проблемы требуют специального тектонофизического анализа. В настоящее время они тесно увязаны с другим практически очень важным вопросом — глубинным строением

разломов глубокого заложения. Связь между структурами на поверхности и на глубине не простая и не однозначная. Она предполагается различной у разломов разных морфолого-генетических групп и масштабов. Понимание закономерностей развития глубинной структуры генеральных разломов откроет широкие возможности для более совершенного прогноза структуры месторождений на глубине, динамики флюидных систем, а также для понимания физики очагов глубоких землетрясений.

Для решения названных задач необходимо рассмотреть разломообразование в зонах растяжения и сжатия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адамович А.Н. Математическое моделирование напряженного состояния в зонах разломов и оценка условий их активизации. - Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1985. - 13 с. - Деп. в ВИНТИ 08.08.85, № 5932-85.
- Адамович А.Н. Теоретическая оценка неравномерного развития разрывов в постоянном поле растяжения // Тезисы докладов II Всесоюзного симпозиума "Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии". - Киев, 1987. - С. 34-35.
- Адамович А.Н. Математическое моделирование условий тектонической активности разломов: Автореф. дис. ... канд. геол. - мин. наук. - Иркутск, 1989. - 19 с.
- Адамович А.Н., Шерман С.И. Математическое моделирование условий активизации сбросов и сдвигов в тектонических полях растяжения и сдвига // Материалы конференции молодых ученых ИГиГ, Новосибирск, апрель 1987. - Новосибирск, 1988. - С. 29-38. - Деп. в ВИНТИ 27.04.88, № 3309-B88.
- Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1960. - № 8. - С. 3-19.
- Акустическая эмиссия и ее применение для неразрушающего контроля в ядерной энергетике / Артюхов В.И., Вакар К.Б., Макаров В.И. и др. - М.: Атомиздат, 1980. - 216 с.
- Анцыферов М.С., Анцыферова Н.Г. Применение метода акустической эмиссии для оценки состояния угольного массива и прогноза динамических явлений // Прогноз землетрясений. - Душанбе; М., 1983. - С. 308-317.
- Анцыферов М.С., Анцыферова Н.Г., Каган Я.Я. Сейсмоакустические исследования и проблема прогноза динамических явлений. - М.: Наука, 1971. - 136 с.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. - М.: Наука, 1979. - 327 с.
- Бабичев А.А. О некоторых принципиальных вопросах использования критерия подобия при моделировании трещин и разрывов // Геология и геофизика. - 1987. - № 4. - С. 36-42.
- Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения) / Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А. и др. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. - 121 с.
- Батугин С.А. Анизотропия массива горных пород. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. - 85 с.
- Беленович Т.Я. О возможности прогноза места и времени сильных землетрясений // Методы и результаты исследований сейсмоактивных зон Киргизии. - Фрунзе, 1982. - С. 92-99.
- Белоусов В.В. Основы структурной геологии. - М.: Недра, 1985. - 207 с.
- Бобряков А.П., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.И. Однородный сдвиг сыпучего материала. Локализация деформаций // ФТПРПИ. - 1983. - № 5. - С. 17-21.
- Бокун А.Н. Зоны скальвания в однослойных моделях из вязкой глины // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. 1-го Всесоюз. совещ. по сдвиговой тектонике. - Вып. 1. - Л., 1988. - С. 83-85.
- Бондаренко П.М. Проблемы и перспективы моделирования конседиментационных структур // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М.: Наука, 1985. - С. 50-62.
- Бондаренко П.М., Лучицкий И.В. Сдвиги и зоны скальвания в тектонических полях напряжений // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М.: Наука, 1985. - С. 159-182.
- Борняков С.А. Моделирование сдвиговых зон на упруговязких материалах // Геология и геофизика. - 1980. - № 11. - С. 75-84.

- Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. - Новосибирск, 1981. - С. 26-44.
- Борняков С.А. Динамика развития деструктивных зон межплитных границ (результаты моделирования) // Геология и геофизика. - 1988. - № 6. - С. 3-10.
- Бреховских Л.М., Гончаров В.В. Введение в механику сплошных сред (в приложении к волнам). - М.: Наука, 1982. - 336 с.
- Буддо В.Ю., Бабичев А.А. Миграция деформаций в развивающихся зонах крупных сдвигов (моделирование) // Активные разломы: методы изучения, морфология, кинематика, геодинамика: Тез. - М.; Иркутск, 1989. - Ч. 1. - С. 4.
- Буддо В.Ю., Трусков В.А. Поля напряжений внутри модели при формировании среза // Экспериментальная тектоника на решении задач практической и теоретической геологии: Тез. докл. Всесоюз. симпозиума. - Новосибирск, 1982. - С. 39-40.
- Буртман В.С. Стационарная сеть разломов континентов и мобилизм // Геотектоника. - 1978. - № 3. - С. 26-38.
- 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., 1963. - С. 5-34.
- Буш В.А., Трифонов В.Г., Шульц С.С. Системы активных линейных элементов Евразии по данным дешифрирования космических снимков // 27-й Международный геологический конгресс: Докл. - М.: Наука, 1984. - Т. 5; Тектоника Азии. - С. 42-53.
- Вилькович Е.В., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И. Волны тектонических деформаций на крупных разломах // Докл. АН СССР. - 1974. - Т. 219, № 1. - С. 77-80.
- Виноградов С.Д. Акустические наблюдения процесса разрушения горных пород. - М.: Наука, 1964. - 83 с.
- Виноградов С.Д. Исследование процессов разрушения образцов в условиях одностороннего сжатия // Физика очага землетрясения. - М., 1975. - С. 123-130.
- Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Саломов Н.Г. Сейсмическая энергия при разрушении образцов под постоянной нагрузкой // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1973. - № 3. - С. 29-34.
- Виxерт А.В. Экспериментальные исследования конвективных складчатых деформаций // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М.: Наука, 1985. - С. 154-159.
- Возжаев А.Л., Ерминсон Н.И., Перевалов С.Н. и др. Универсальный анализатор сигналов акустической эмиссии типа АВН-3 // Акустическая эмиссия материалов и конструкций. - Ростов н/Д, 1984. - Ч. 1. - С. 99-100.
- Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. - Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1968. - 123 с.
- Воронов П.С. Принципы сдвиговой тектоники // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: Тез. докл. 1-го Всесоюз. совещ. по сдвиговой тектонике. - Л., 1988. - Вып. 1. - С. 8-22.
- Вотах О.А. Структурные элементы Земли. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. - 217 с.
- Вотах О.А. Введение в геотектонику. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. - 181 с.
- Гарагаш И.А. Коровый разлом как зона локализации пластической деформации // Всесоюзная школа-семинар "Физические основы прогнозирования разрушения горных пород", сентябрь 1988 г. - Иркутск, 1988. - С. 83.
- 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.
- Гарагаш И.А., Хайдаров М.С. Модель процесса подготовки сильного землетрясения (на примере Северного Тянь-Шаня) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. - 1988. - № 6. - С. 32-42.
- Гедакян Э.Г., Багдасарян Ю.Г. Выявление сейсмических затиший перед серией землетрясений на Джавахетском нагорье // Поиск геофизических предвестников землетрясений на Кавказе. - Тбилиси, 1987. - С. 69-77.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. - 207 с.
- Гзовский М.В. Волнистость простиражений крупных тектонических разрывов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. - 1963а. - № 2. - С. 101-114.

- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. - М.: АН СССР, 1963б. - Ч. 3-4. - 544 с.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. - М.: Наука, 1975. - 536 с.
- Гзовский М.В., Черткова Е.И. Моделирование волнистости простираания крупных тектонических разрывов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. - 1953. - № 6. - С. 481-499.
- Гинтов О.Б., Исая В.М. Тектонофизическое исследование разломов консолидированной коры. - Киев: Наук. думка, 1988. - 227 с.
- Голенецкий С.И. Сейсмичность Прибайкалья - история ее изучения и некоторые итоги // Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири. - М.: Наука, 1977. - С. 3-42.
- Голенецкий С.И. Сейсмичность и разломная тектоника зоны Байкальского рифта // Основные проблемы сейсмотектоники. - М., 1986. - С. 167-170.
- Гончаров М.А. Моделирование длительно саморазвивающихся тектонических структур // Экспериментальная тектоника в теоретической и практической геологии. - М.: Наука, 1985. - С. 214-220.
- Гончаров М.А., Горелов Ю.М., Лебедева Н.Б. Метод сравнительного моделирования геосинклинальной складчатости // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М.: Наука, 1985. - С. 151-154.
- Грешников В.А., Дробот Ю.В. Акустическая эмиссия. - М.: Изд-во стандартов, 1976. - 278 с.
- Григорьев А.С., Михайлова А.Б., Шахмуратова З.Е. Зависимость между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и напряженным состоянием осадочного чехла в надразломных зонах // Поля напряжений и деформаций в литосфере. - М.: Наука, 1979. - С. 97-125.
- Губин И.Е. Сейсмогенные тектонические процессы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. - М., 1987. - С. 5-21.
- Гусев О.В. Акустическая эмиссия при деформировании монокристаллов тугоплавких металлов. - М.: Наука, 1982. - 107 с.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. - М.: Инстр. лит., 1963. - 263 с.
- Гутерман В.Г. Эволюция многофазно-слоистой тектоносферы. - Киев: Наук. думка, 1977. - 156 с.
- Гутерман В.Г. Моделирование геологических структур с применением центрифуги // Экспериментальная тектоника. - М.: Наука, 1989. - С. 263-290.
- Дедеев В.А., Запольнов А.К. Схема морфогенетической классификации глубинных разломов и их терминология // Тектоника Сибири. - М.: Наука, 1972. - Т. 5. - С. 132-136.
- Добровольский И.П. О модели подготовки землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1980. - № 11. - С. 55-67.
- Дубинин Е.Н. Трансформные разломы океанической литосферы. - М.: Изд-во МГУ, 1987. - 180 с.
- Забродин В.Ю. Зоны смятия. - М.: Наука, 1977. - 107 с.
- Забродин В.Ю. Системный анализ дизъюнктивов. - М.: Наука, 1981. - 199 с.
- Забродин В.Ю., Соловьев В.А. Иерархия геологических объектов и дизъюнктивов // Принципы тектонического анализа. - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. - С. 49-51.
- 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.
- Ибрагимов Р.Н. Сейсмогенные зоны и вопросы долгосрочного прогноза сильных землетрясений в Западном Тянь-Шане // Всесоюзное совещание "Сейсмическое районирование территории СССР и изучение сильных землетрясений": Тез. докл. - Кишинев, 1984. - С. 35-36.
- Ильясов Б.И., Кригер Л.Р. Пространственно-временные закономерности проявления сейсмичности // Геологическое строение и сейсмичность Токтогульского и Фрунзенского полигонов: Материалы к междунар. аэрокосм. эксперименту Тянь-Шань - Интеркосмос. - Фрунзе, 1988. - С. 76-78.
- Казьмин В.Г. О ранних стадиях трансформных разломов // Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1978. - Т. 53, № 6. - С. 41-50.
- Казьмин В.Г. Два типа раскола континента // Геотектоника. - 1984. - № 2. - С. 23-36.
- Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки - раскол континента и зарождение океана. - М.: Наука, 1987. - 205 с.

- Каменобродский А.Г., Пустовитенко Б.Г., Поречнова Е.И. Пространственно-временные распределения эпицентров слабых толчков как индикатор подготовки сильных землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1987. - № 10. - С. 3-10.
- Каминский А.А. Механика разрушения вязкоупругих тел. - Киев: Наук. думка, 1980. - 160 с.
- Карта неотектоники Прибайкалья и Забайкалья / Ред. Н.А. Логачев. - Иркутск, 1982.
- Карта неотектоники региона Байкало-Амурской магистрали. М-б 1:3 000 000 / Отв. ред. Н.А. Логачев. - Иркутск, 1983.
- Касахара К. Механика землетрясений. - М.: Мир, 1985. - 264 с.
- Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линейamentной тектоники. - М.: Недра, 1986. - 140 с.
- Коган Л.И. Структура дна Мирового океана (по данным автоматизированной системы многоканального сейсмопрофилирования). - М.: Недра, 1988. - 168 с.
- Коган Л.И., Зоненшайн Л.П. Строение трансформных разломов Центральной Атлантики по результатам ГСП - МОВ // Еюл. МОИП. Отд. геол. - 1983. - Т. 58, № 2. - С. 15-29.
- Коган Л.И., Зоненшайн Л.П., Сорохтин О.Г. Особенности тектонического строения глубинных разломов (по результатам ГСП-МОВ) // Геотектоника. - 1985. - № 2. - С. 104-119.
- Коган Л.И., Лебедев Г.А. Поля плотностей эпицентров землетрясений малых энергий и их связь с большими землетрясениями // Основные проблемы сейсмотектоники. - М., 1986. - С. 48-51.
- Кожурин А.И., Трифонов В.Г. Молодые сдвиги обрамления Тихого океана // Геотектоника. - 1982. - № 2. - С. 3-18.
- Космическая информация в геологии. - М.: Наука, 1983. - 536 с.
- Костров Б.В., Никитин Л.В., Флитман Л.М. Распространение трещин в упруговязких телах // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1970. - № 7. - С. 20-35.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. - М.: Наука, 1983. - 536 с.
- Кочетков В.М., Дергачев А.А., Боровик Н.С., Данциг Л.Г. Результаты сейсмических исследований в Северо-Муйском районе трассы БАМ // Сейсмические и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМа. - Якутск, 1978. - С. 23-32
- Красильников Л.М. Структурные условия формирования флюоритового оруденения в Забайкалье: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Иркутск, 1980. - 18 с.
- Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. - М.: Недра, 1984. - 220 с.
- Кропоткин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений // Напряженное состояние земной коры. - М., 1973. - С. 21-31.
- Кузнецова К.И. Закономерности разрушения упруговязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. - М.: Наука, 1969. - 87 с.
- Кузьменко Е.Е. Историческая геология и геология СССР. - М.: Недра, 1980. - 280 с.
- Кучай В.К. Зонный орогенез и сейсмичность. - М.: Наука, 1981. - 162 с.
- Леви К.Г. Относительные перемещения плит в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. - 1980. - № 5. - С. 9-15.
- Ле Пишон К., Франшо Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. - М.: Мир, 1977. - 287 с.
- Лобацкая Р.М. О зависимости длин впадин от их пространственного положения в структуре Байкальской рифтовой зоны // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. - М., 1977. - С. 25-30.
- Лобацкая Р.М. Разрывные нарушения верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны // Проблемы разломной тектоники. - Новосибирск, 1981. - С. 112-129.
- Лобацкая Р.М. Об изменении линейных размеров структур оперения в крыльях крупных разломов // Докл. АН СССР. - 1982. - Т. 266, № 5. - С. 1209-1211.
- Лобацкая Р.М. Ранговая классификация разрывных нарушений // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1984. - № 4. - С. 9-14.
- Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. - М.: Недра, 1987. - 129 с.
- Лобацкая Р.М., Намолова М.М. Закономерности развития впадин северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. - 1979. - № 11. - С. 138-142.
- Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамическая активность литосферы, ее интегральная оценка и связь с сейсмичностью // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. - М., 1987. - С. 97-108.
- Логачев Н.А., Шерман С.И., Леви К.Г. Геодинамические режимы и факторы геодинамической активности литосферы // Внутриконтинентальные поднятия. - Новосибирск, 1990.

- Лукина Н.В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. - 1989. - № 2. - С. 89-100.
- 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. Эксперимент в геологии // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М.: Наука, 1985. - С. 7-14.
- Люстих Е.Н. О расчете реологических свойств астеносферы по "всплыванию" Фенно-скандии // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. - 1956. - № 3. - С. 360-364.
- Майданович И.А. Структуры узлов пересечения крупных сдвигов в южной части Донецкого бассейна // Геотектоника. - 1972. - № 4. - С. 69-75.
- Макаров В.И. Активные глубинные деформации и сейсмичность литосферы новейших подвижных поясов // Основные проблемы сейсмоструктоники. - М.: Наука, 1986. - С. 36-39.
- Макаров В.И. Проявления современного глубинного тектогенеза в Средней Азии по комплексу геолого-геофизических данных // Современная тектоническая активность и сейсмичность. - М.: Наука, 1987. - С. 67-80.
- Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Периодичность Памир-Гиндукушских землетрясений и тектонические волны в субдуктируемых литосферных плитах // Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 269, № 5. - С. 1075-1078.
- Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Количественная оценка тектонического цикла по мантийным землетрясениям Гиндукуша // Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. - 1984. - № 1 (94). - С. 60-64.
- Мансуров В.А., Гайворонский Г.Б., Тилегенов К.Т. Информационно-измерительный спектротрический комплекс для изучения процесса разрушения горных пород методом акустической эмиссии // Акустическая эмиссия материалов и конструкций. - Ростов н/Д 1984. - Т. 1. - С. 165-166.
- Марков Г.А., Савченко С.Н. Напряженное состояние пород и горное давление в структурах гористого рельефа. - Л.: Наука, Ленингр. отд-ние, 1984. - 140 с.
- Мац В.Д. Кайнозой Байкальской впадины: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин.наук. - Иркутск, 1987. - 42 с.
- Методы моделирования в структурной геологии / Белоусов В.В., Вихерт А.В., Гончаров М.А. и др. - М.: Недра, 1988. - 222 с.
- Михайлов А.Е. Структурно-вещественные комплексы раннего докембрия // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1987. - № 9. - С. 3-12.
- Михайлова А.В. Методика количественной оценки перемещений, деформаций и напряжений в пластических непрозрачных моделях // Тектонофизика и механические свойства горных пород. - М., 1971. - С. 38-48.
- Михайлова А.В. Методические вопросы создания и исследования тектонических моделей с применением пластичных эквивалентных материалов // Экспериментальная тектоника. - М.: Наука, 1989. - С. 209-228.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Механизм очагов и поле тектонических напряжений // Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. - Новосибирск, 1977. - С. 71-78.
- Моги К. Предсказание землетрясений. - М.: Мир, 1988. - 382 с.
- Моисеенко Ф.С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. - Новосибирск: Наука Сиб. отд-ние, 1969. - 206 с.
- Молчанов А.Е. Трещина провольного сдвига под свободной поверхностью как модель очага землетрясения // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1972. - № 8. - С. 26-34.
- Монин А.С. Вращение Земли и климат. - Л.: Гидрометеиздат, 1972. - 112 с.
- Монин А.С., Сорохтин О.Г. Возможная природа тектонических циклов // Океанология. Геофизика океана. - М., 1979. - Т. 2: Геодинамика. - С. 119-130.
- Мороз Л.С. Механика и физика деформаций и разрушения материалов. - Л.: Машиностроение, 1984. - 224 с.
- Муди Д.Д., Хилл М.Д. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. - М., 1960. - С. 265-333.
- Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. - М.: Мир, 1969. - 864 с.
- Напряженное состояние земной коры. - М.: Наука, 1973. - 180 с.

- Наумов В.А. Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы. – Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. – 143 с.
- Невский В.А. О внутреннем строении разломов // Геотектоника. – 1967. – № 1. – С. 83-96.
- Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов / Трифионов В.Г., Востриков Г.А., Кожурин А.И. и др. – М.: Наука, 1988. – 363 с.
- Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М. Эффект сейсмического затихания при больших землетрясениях // Исследования по физике землетрясений. – М., 1976. – С. 149-169.
- Никитин Л.В., Молчанов А.Е. Простейшие модели очага землетрясения и их прогностический анализ // Предвестники землетрясений. – М., 1973. – С. 61-71. – Деп. в ВИНТИ 22.02.73, № 5498-73.
- Николаев Н.И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. – М.: Недра, 1988. – 491 с.
- Николаев П.Н., Лебедев О.А. Количественное выделение и анализ зон повышенной трещиноватости // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1978. – № 11. – С. 118-123.
- Николаевский В.Н. Дилатансионная реология литосферы и волны тектонических напряжений // Основные проблемы сейсмотектоники. – М., 1986. – С. 51-68.
- Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1985. – № 1. – С. 16-28.
- Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). – М.: Наука, 1977. – 240 с.
- Океанология. – Геофизика океана / Под ред. А.С. Монина. – М.: Наука, 1979. – Т. 2. – 416 с.
- Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника. – М.: Наука, 1989. – С. 163-197.
- Осокина Д.Н., Фрицман В.Н. Исследование взаимосвязей между характеристиками смещений по разрывам и тектоническими полями напряжений различных уровней // Современные движения земной коры: Тез. докл. VIII Всесоюз. совещ. по изучению современных движений земной коры. – Кишинев, 1982. – С. 89-91.
- 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.
- Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ / Отв. ред. В.В. Белоусов, В.В. Эз. – М.: Недра, 1977. – 271 с.
- Павлинов В.Н. Глубинные сдвиги и парагенетически сопряженные с ними дизъюнктивные структуры // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1977. – № 8. – С. 3-14; № 9. – С. 3-13.
- Панасюк В.В. Деформационные критерии в механике разрушения // Физ.-хим. механика материалов. – 1986. – № 1. – С. 7-17.
- Панасюк В.В., Саврук М.П., Дацьшин А.П. Распределение напряжений около трещин в пластинах и оболочках. – Киев: Наук. думка, 1976. – 446 с.
- Панин В.Е., Лихачев В.А., Гриняев Ю.В. Структурные уровни деформации твердых тел. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. – 229 с.
- Партон В.З., Морозов Е.М. Механика упругопластического разрушения. – М.: Наука, 1985. – 504 с.
- Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. – Алма-Ата: Наука, 1981. – 180 с.
- Паталаха Е.И. Новая концепция дислокационного процесса // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 37-50.
- Пастернак В.Б., Буденков Б.А. Многоканальная установка для контроля крупногабаритных объектов методом акустической эмиссии // Дефектоскопия. – 1983. – № 10. – С. 75-78.
- Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1945. – № 5. – С. 23-46.
- Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1956. – № 1. – С. 90-105.

- Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры // Структура земной коры и деформации горных пород. - М., 1960. - С. 65-72.
- Пейве А.В. Глубинные разломы // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. - М.: Наука, 1980. - С. 95-122.
- Перцов А.В. Методы анализа распределения линейных элементов ландшафта, дешифрируемых на материалах дистанционных съемок, для решения геологических задач. - М.: Наука, 1980. - 37 с.
- Плешанов С.П., Ромазина А.А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта // Проблемы разломной тектоники. - Новосибирск, 1981. - С. 129-142.
- Пушаровский Ю.М. Введение к тектонике Тихоокеанского сегмента Земли. - М.: Наука, 1972. - 222 с.
- Пушаровский Ю.М., Козлов В.В., Мазарович А.О. и др. Системы разломов в Тихом океане // Геотектоника. - 1980. - № 2. - С. 3-12.
- Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. - М.: Наука, 1977. - 280 с.
- Райс Дж. Механика очага землетрясения. - М.: Мир, 1982. - 217 с.
- Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР. - 1982. - Т. 267, № 4. - С. 904-909.
- Раугиан Т.Г. Роль очага и среды в формировании сейсмических колебаний при местных землетрясениях // Исследования по физике землетрясений. - М., 1976. - С. 27-55.
- Рац М.В. К вопросу о зависимости густоты трещин от мощности слоя // Докл. АН СССР. - 1962. - Т. 144, № 3. - С. 622-625.
- Рац М.В. Статистико-генетический метод изучения трещиноватости // Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1963. - Т. 38, № 6. - С. 54-64.
- Рац М.В. Статистический анализ сдвигов в склеросфере Земли // Бюл. МОИП. Отд. геол. - 1965. - Т. 40, № 3. - С. 123-124.
- Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых пород. - М.: Недра, 1970. - 160 с.
- Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. - М., 1976а. - С. 9-27.
- Ризниченко Ю.В. Протяженность и сеймотектоническое течение горных масс // Исследования по физике землетрясений. - М., 1976б. - С. 236-262.
- Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии: Избр. труды. - М.: Наука, 1985. - 383 с.
- Ризниченко Ю.В., Силаева О.И., Шамин А.О.Г. и др. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород на образцах и в массиве // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. - 1956. - № 34(161). - С. 74-163.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. - М.: Мир, 1964. - 276 с.
- Ромашов А.Н. Опыт механического моделирования верхних слоев Земли // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1987. - № 12. - С. 3-13.
- Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании альпийской структуры. - М.: Наука, 1968. - 268 с.
- Ружич В.В. О соотношении длины тектонических разрывов с их амплитудой // Тезисы докладов V конференции молодых научных сотрудников. - Иркутск, 1971. - С. 4-5.
- Ружич В.В. Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики их формирования: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. - Иркутск, 1972. - 23 с.
- Ружич В.В. Зависимость между параметрами разрывных нарушений и их практическое применение // Механизмы формирования структур Восточной Сибири. - Новосибирск, 1977. - С. 41-48.
- Ружич В.В., Шерман С.И. Оценка связи между длиной и амплитудой разрывных нарушений // Динамика земной коры Восточной Сибири. - Новосибирск, 1978. - С. 52-57.
- Рыкунов Л.Н., Смирнов В.Б., Старовойт Ю.О. Об иерархическом характере сейсмической эмиссии // Докл. АН СССР. - 1986. - Т. 288, № 1. - С. 81-85.
- Саатов Я.У., Быковцев А.С., Хамидов Л.А. Сейсмологические задачи механики. - Ташкент: Мехнат, 1985. - 276 с.
- Саврук М.П. Двумерные задачи упругости для тел с трещинами. - Киев: Наук. думка, 1981. - 324 с.
- Саврук М.П., Тимошук Н.В. Сингулярные интегральные уравнения плоской задачи гео-

- рии упругости для бесконечного кусочно-однородного тела с трещинами // Физ.-хим. механика материалов. - 1984. - № 6. - С. 73-79.
- Саврук М.П., Тимошук Н.В. Периодическая задача плоской теории упругости для кусочно-однородной плоскости // Прикладная механика. - 1986. - Т. 22, № 6. - С. 125-128.
- Садовский М.А., Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х. и др. Влияние механических микроколебаний на характер пластических деформаций материалов // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1981. - № 6. - С. 32-42.
- Садовский М.А., Соболев Г.А., Андреев В.О. и др. Исследование предвестников на модели неоднородной среды // Докл. АН СССР. - 1986. - Т. 287, № 6. - С. 1354-1357.
- Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. - М.: Наука, 1974. - 208 с.
- Саньков В.А. О глубине проникновения крупнейших разломов литосферы // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1982. - № 9. - С. 3-13.
- Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. - 136 с.
- Саньков В.А., Семинский К.Ж. Анализ смещений по разрывам в зоне формирующегося трансформного разлома // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1988. - № 4. - С. 10-18.
- Седов Л.И. Методы подобия и размерности в механике. - М.: Наука, 1987. - 430 с.
- Семинский Ж.В., Филонов В.А., Черных А.Л. Структуры рудных месторождений Сибири. - М.: Недра, 1987. - 183 с.
- Семинский К.Ж. Анализ распределения опережающих разрывов при формировании крупных дизъюнктивов // Геология и геофизика. - 1986а. - № 10. - С. 9-18.
- Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. - Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1986б. - 130 с. - Деп. в ВИНТИ 13.08.86., № 5762-В86.
- Семинский К.Ж. Миграция зоны распространения опережающих разрывов во времени при формировании крупных сдвигов // Экспериментальная тектоника в решении задач георетической и практической геологии: Тез. докл. II Всесоюз. симпозиума. - Киев, 1987. - С. 162-163.
- Семов В.Н. Закономерности размещения разломов в земной коре // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 233. - С. 451-453.
- Сирожева Х.З., Кулагин В.К. О миграции сейсмической активности в зонах основных разломов Душанбинского геофизического полигона // Районирование сейсмической опасности и поиски предвестников землетрясений. - Ташкент, 1976. - С. 48-49.
- Соболев Г.А., Семерчан А.А., Салов Б.Г. и др. Предвестники разрушения большого образца горной породы // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1982. - № 8. - С. 29-43.
- Солоненко Н.В., Солоненко А.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. - 93 с.
- Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Пластичность горных пород. - М.: Недра, 1979. - 301 с.
- Стоянов С.С. Механизмы формирования разрывных зон. - М.: Недра, 1977. - 114 с.
- Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. - М.: Наука, 1968. - 316 с.
- Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. - М.: Недра, 1973. - 214 с.
- Суворов А.И. Глыбовая тектоника складчатых областей Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. - 1989. - № 1. - С. 23-36.
- Тектонические разрывы на участках сейсмического микрорайонирования. - М.: Наука, 1982. - 135 с.
- Тёркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред: В 2-х частях. - М.: Мир, 1985. - 727 с.
- Трансформные разломы Индийского океана. - М.: Наука, 1986. - 245 с.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. - М.: Наука, 1983. - 224 с.
- Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. - 1985. - № 2. - С. 16-26.
- Трусков В.А., Буддо В.Ю. Экспериментальное исследование стадийности процесса обра-

- зования среза // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. - Новосибирск, 1982. - С. 65-66.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. - М.: Наука, 1980. - 114 с.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. - М.: Наука, 1989. - 165 с.
- Ушаков С.А., Галушкин Ю.И., Дубинин Е.П., Иванов О.П. Планетарные разломы океанической литосферы // Разломы земной коры. - М.: Наука, 1977. - С. 172-183.
- Ушаков С.А., Красс М.С. О глубинной механике в областях рифтогенеза // Вестн. МГУ. Сер. геол. - 1969. - № 1. - С. 57-67.
- Уэлман Г.В. Сдвиговые (транскуррентные) системы разрывов // Земная кора и верхняя мантия. - М., 1972. - С. 468-473.
- Фатхулаев Ш.Д., Королев В.А., Белоус И.Р. и др. Опыт моделирования рудоносных структур при детальном и крупномасштабном прогнозировании // Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. - Новосибирск, 1976. - С. 166-174.
- Финкель В.М. Физические основы торможения разрушения. - М.: Металлургия, 1977. - 360 с.
- Хаврошкин О.В., Цыплаков В.В., Чигарев Н.В. Хаос и самоорганизация сейсмотектонических процессов в структурах и слоях земной коры // Структурно-геоморфологические исследования проявлений сейсмичности. - М., 1987. - С. 27-37.
- Хромовских В.С. Разломы и сейсмичность Байкальской рифтовой зоны // Сейсмические исследования в Восточной Сибири. - М.: Наука, 1981. - С. 79-81.
- Чебаненко И.И. Основные закономерности разломной тектоники земной коры и ее проблемы. - Киев: АН УССР, 1963. - 154 с.
- Чекунов А.В., Кучма В.Г. Показатель тектонической раздробленности // Докл. АН СССР. - 1978. - Т. 242. - С. 1080-1082.
- Чекунов А.В., Кучма В.Г. Глубинная структура разломов // Геотектоника. - 1979. - № 5. - С. 24-37.
- Черепанов Г.П. Механика хрупкого разрушения. - М.: Наука, 1974. - 640 с.
- Черепанов Г.П., Ершов Л.В. Механика разрушения. - М.: Машиностроение, 1977. - 224 с.
- Чигарев Н.В. Сейсмогенез и блоковое строение земной коры // Докл. АН СССР. - 1980. - Т. 256, № 4. - С. 895-898.
- Чигарев Н.В., Варушенко С.С., Иванченко Г.Н., Николаев В.А. Тектогенез коровых землетрясений // Структурно-геоморфологические исследования проявлений сейсмичности. - М., 1987. - С. 4-26.
- Чигарев Н.В., Свиридов С.Е. Глубинные разломы и землетрясения // Структурно-геоморфологические исследования проявлений сейсмичности. - М., 1987. - С. 189-209.
- Шамина О.Г. Упругие импульсы при разрушении образцов горных пород // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. - 1958. - № 5. - С. 513-518.
- Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясения. - М.: Наука, 1981. - 191 с.
- Шамина О.Г. Механизмы очагов акустического излучения при трещинообразовании в блоке гранита // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1987. - № 9. - С. 16-22.
- 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.
- Шаров В.И. Разломы и природа сейсмичных границ в разрезе континентальной коры // Сов. геология. - 1984. - № 1. - С. 112-120.
- Шейдеггер А.Е. Физические аспекты природных катастроф. - М.: Недра, 1981. - 232 с.
- Шеменда А.И. Условия и методика физического моделирования процесса поддвига литосферных плит // Проблемы теоретической геодинамики и тектоника литосферных плит. - М., 1981. - С. 154-161.
- Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. - 1983. - № 10. - С. 10-19.
- Шемякин Е.И. Напряженно-деформированное состояние в вершине разреза при антиплоской деформации горных пород // ФТПРПИ. - 1973. - № 1. - С. 3-8.
- Шерман С.И. Картирование разрывных смещений рудных полей по изменению интенсивности тектонической трещиноватости // Эндогенное оруденение Прибайкалья. - М., 1969. - С. 152-156.

- Шерман С.И. Оптимальное зияние разрывов в земной коре Прибайкалья // Математические модели в геологии и геостатистика. - М., 1973. - С. 63-70.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1977. - 102 с.
- Шерман С.И. Теоретические вопросы формирования глобальных и генеральных разломов Земли и современные геотектонические концепции // Современны геотектонические концепции и региональная тектоника востока СССР.-Якутск, 1980. - С. 19-21.
- Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы (тектонифизический анализ проблемы) // Проблемы разломной тектоники. - Новосибирск, 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. Эксперимент в геотектонике и теория подобия // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М., 1985. - С. 25-37.
- Шерман С.И. Разломообразование в литосфере, типы деструктивных зон и сейсмичность // Основные проблемы сейсмотектоники. - М., 1986. - С. 39-48.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 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. 9-19.
- 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., Голенецкий С.И. Опыт комплексного анализа некоторых геологических и сейсмологических параметров в Байкальской сейсмической зоне // Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах. - Фрунзе, 1981. - С. 35-36.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Новая карта полей напряжений Байкальской рифтовой зоны по геолого-структурным данным // Докл. АН СССР. - 1986. - Т. 287, № 4. - С. 943-947.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. - 158 с.
- Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 233, № 2. - С. 461-464.
- Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. - М., 1978. - С. 7-18.
- Шерман С.И., Леви К.Г., Борняков С.А. Блоковая тектоника Муякан-Ангараканского междуречья и некоторые вопросы сейсмичности // Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. - М., 1980. - С. 43-56.
- Шерман С.И., Лобацкая Р.М. О корреляционной зависимости между глубиной залегания гипоцентров и длиной разломов в Байкальской рифтовой зоне // Докл. АН СССР. - 1972. - Т. 205, № 3. - С. 578-581.
- Шерман С.И., Лобацкая Р.М. Методика изучения и опыт использования количественных параметров разрывов при геологических исследованиях. - Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1981. - 62 с.
- Шерман С.И., Молчанов А.Е., Адамович А.Н., Саньков В.А. Неравномерность проявления сейсмической активности в сдвиговых зонах // Геология и геофизика. - 1989. - № 11. - С. 3-11.
- Шульц С.С. Системы левых и правых сдвигов Евразии на космических снимках // Исследование природной среды космическими средствами. - М., 1976. - Т. 5. - С. 95-102.
- Шукин Ю.К. Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах СССР // Основные проблемы сейсмотектоники. - М., 1986. - С. 10-24.
- Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии / Отв. ред. И.В. Лучицкий, П.М. Бондаренко. - М.: Наука, 1985. - 304 с.
- Экспериментальные методы исследования деформаций и напряжений: Справочное пособие / Ред. Б.С. Касаткин. - Киев: Наук. думка, 1981. - 584 с.
- Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. - М.: Недра, 1981. - 245 с.

- Allen C.R. The tectonic environments of seismically active and inactive areas along the San Andreas fault system // Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas fault system. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. - Stanford, 1968. - V. 11. - P. 70-82.
- Bhattacharij S., Koide H. The origin and evolution of rifts and rift valley structures: a mechanistic interpretation // Tectonics and Geophysics of Continental Rifts. - Reidel, Dordrecht, 1978. - P. 29-37.
- Bisztricsany E., Szeidovitz G., Zsiros T. Expected and unexpected earthquakes in Hungary // Современное состояние сейсмологических исследований в Европе: Материалы 19-й Генер. ассамблеи европ. сейсмол. комиссий. - Москва, 1-6 окт. 1984. - М., 1988. - С. 353-359.
- Botev E.A., Burmakov Ju.A., Treussov A.V., Vinnik L.P. Crust and upper-mantle inhomogeneties beneath the central part of the Balkan region // Phys. Earth and Planet. Inter. - 1988. - V. 51, N 1-3. - P. 198-210.
- Bowler S. Duplex geometry: an example from the Moine Trust Belt // Tectonophysics. - 1987. - V. 135, N 1-3. - P. 38-57.
- Brown R.D., Wallace R.E. Current and historic fault movements along the San Andreas fault between Paicines and Camp Dix., California // Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas fault system. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. - Stanford, 1968. - V. 11. - P. 22-41.
- Chander R. Rupture propagation in major earthquakes along the Himalayan convergence zone // Curr. Sci. (India). - 1988. - V. 57, N 14. - P. 805-806.
- Cloos H. Experimente zur inneren Tektonik // Zentralblatt Mineral. Geol. Paläontol. - 1928. - Abt. B. - S. 609-621.
- 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.
- Dalstrom C.D.A. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains // Bull. Can. Petrol. Geol. - 1970. - V. 18. - P. 332-406.
- Deng Qidong, Zhang Peizhen. Research on the geometry of shear fracture zones // J. Geophys. Res. - 1984. - V. 89, N B7. - P. 5699-5710.
- Derez P.R., Lomnitz-Adler J. Theory of coupled seismic faults and the predictability of earthquakes by means of deterministic model // Terra cognita. - 1988. - V. 8, N 2. - P. 120.
- Detrick R.S., Purdy J.M. The crustal structure of the Kane fracture zone from seismic refraction studies // J. Geophys. Res. - 1980. - V. 85. - P. 3759-3777.
- Dubey A.K. Model experiments showing simultaneous development of folds and transcurrent faults // Tectonophysics. - 1980. - V. 65. - P. 69-84.
- Fisher M. Structural studies in the French Pyrenies // Unpublish. Ph. D. Thesis. - University of Wales, 1984.
- Fitch T.J. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and the Western Pacific // J. Geophys. Res. - 1972. - V. 77, N 23. - P. 4432-4460.
- Flinn D. Transcurrent faults and cataclasis in Shetland // J. Geol. Soc. London. - 1977. - V. 133. - P. 231-248.
- Freund R. Kinematics of transform and transcurrent fault // Tectonophysics. - 1974. - V. 21, N 1-2. - P. 93-134.
- Gilliland W.N., Meyer G.P. Two classes of transform faults // Bull. Geol. Soc. of Amer. - 1976. - V. 87, N 8. - P. 1127-1130.
- Glavcheva R.P. Seismological evidences for the preparedness stage of the 1986 earthquakes in the Gorna Oryakhovitsa zone // Докл. Болг. АН. - 1988. - Т. 41, № 5. - С. 63-66.
- Hamilton W.B., Myers W.B. Cenozoic tectonic relationships between the Western United States and the Pacific Basin // Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas fault system. Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. - Stanford, 1968. - V. 11. - P. 342-359.

- Harding T.P. Newport-Inglewood Trend, California. An example of wrenching style of deformation // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. - 1973. - V. 57, N 1. - P. 97-116.
- Harris L.B., Cobbold P.R. Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing // J. Struct. Geol. - 1984. - V. 7, N 7. - P. 37-44.
- Hempton M.R., Neher K. Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an echelon strike-slip fault: implications for the structural evolution of pull-apart basins // J. Struct. Geol. - 1986. - V. 8. - P. 597-605.
- Herve J.C., Caileux A. Etude quantitative des failles de Pechelbron (Bass. Rhine) // Cahiers Géologiques. - 1962. - N 68/69. - P. 733-741.
- Hofmann R.B. Recent changes in California fault movement // Proc. of Conf. on Geol. Probl. of San Andreas fault system, Stanford Univ. Publ., Geol. Sci. - Stanford, 1968. - V. 11. - P. 132-144.
- Horsfield W.T. Contemporaneous movement along crossing conjugate normal faults // J. Struct. Geol. - 1980. - V. 2, N 3. - P. 305-310.
- Hull J. Thickness-displacement relationships for deformation zones // J. Struct. Geol. - 1988. - V. 10, N 4. - P. 431-435.
- Jaffreys H. The Earth, 3rd Ed. - N.Y., 1952. - P. 231-250.
- Keiser J. Erkenntnisse und Folgerungen ans der Messung Geräuschen bei Zugbeanspruchung von metallischen Werkstoffen // Archiv für das Eisenhüttenwesen. - 1953. - H. 1/2. - S. 43-45.
- Kirby S.H. Rheology of the lithosphere // Rev. Geophys. and Space Phys. - 1983. - V. 21, N 6. - P. 1458-1487.
- Koerner R.M., Lord A.E., Melabe W.M. Acoustic emission behavior of cohesive soils // Geotechn. Eng. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng. - 1977. - V. 103, N 8. - P. 837-850.
- Levi K.G., Lysak S.V. Tectonic movements and thermal evolution of the lithosphere // J. Geodyn. - 1986. - V. 5, N 2. - P. 113-132.
- Lillie A.B. Folds and faults in New Zealand Alps and their tectonic significance // Proc. Roy. Soc. N.Z. - 1961. - V. 89, N 1. - P. 57-85.
- Lowell J.D. Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1972. - V. 83. - P. 3091-3102.
- Lu Z., Gou T., Luo J., Cai J. Усовершенствование прибора для измерения акустической эмиссии 4010 и предварительное экспериментальное исследование возможности двумерной локализации источников этим прибором // Дичжэнь сюэбао, Acta seismol. sin. - 1988. - T. 10, № 3. - С. 300-307. - (РЖ Геофизика, 1989, 1Г107).
- Mahrer K.D. Surface deformation in a crustal setting with a long surfaced non-uniformity // Tectonophysics. - 1981a. - V. 76, No. 1/2. - P. T1-T11.
- Mahrer K.D. Strike-slip faulting in a bi-directionally varying crust // Bull. Seismol. Soc. Amer. - 1981b. - V. 71, N 2. - P. 391-404.
- Mawer C.K. Mechanics of formation of gold-bearing quartz veins, Nova-Scotia, Canada // Tectonophysics. - 1987. - V. 135, N 1-3. - P. 99-119.
- Mead W. Notes on the mechanics of geologic structure // J. Geology. - 1920. - V. 28. - P. 505-523.
- Menard H.W. Correlation between length and offset on very large wrench faults // J. Geophys. Res. - 1962. - V. 67, N 10. - P. 4096-4098.
- Mendoza C., Hartzell S. Aftershock pattern and main shock faulting // Bull. Seismol. Soc. Amer. - 1988. - V. 78, N 4. - P. 1438-1449.
- Mitra G. Ductile deformation zones in Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strains // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1979, V. 90, pt 1. - P. 935-958.
- Mogi K. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and their relation to earthquake phenomena // Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo. - 1962. - V. 40. - P. 125-173.

- Morgenstern N.R., Tchalenko J.S. Microscopic structure in kaolin subjected to direct shear // *Geotechnique*. - 1967. - V. 17. - P. 309-328.
- Muraoka H., Kamara H. Displacement distribution along minor fault traces // *J. Struct. Geol.* - 1983. - V. 5, N 5. - P. 483-495.
- Naylor M.A., Maudl G., Sijpesteijn C.H.K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // *J. Struct. Geol.* - 1986. - V. 8, N 7. - P. 737-752.
- Nur A. The origin of tensile fracture lineaments // *J. Struct. Geol.* - 1982. - V. 4, N 1. - P. 31-40.
- Otzuki K. On the relationship between the width of shear zone and the displacement along fault // *J. Geol. Soc. Japan*. - 1978. - V. 84. - P. 661-669.
- Pavoni N. Faulting durch horizontal Verschiebung // *Ecologiae geol. helv.* - 1961. - B. 54, N 2. - S. 515-534.
- Peltzer G., Cillet P., Tapponier P. Formation des failles dans un matériau modèle: la plastiline // *Bull. Soc. Geol. France*, 7 serie. - 1984. - T. XXVI, N 1. - P. 161-168.
- Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // *J. Struct. Geol.* - 1980. - V. 2, N 1/2. - P. 83-100.
- Ranalli G. Correlation between length and offset in strike-slip faults // *Tectonophysics*. - 1977. - V. 37. - P. T1-T7.
- Reches Z. Networks of shear faults in the field and in experiments // *Fragm., Form and Flow Fractk. Madia*. - Bristol, 1986. - P. 42-51.
- Ridel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen // *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie: Abhanlung*. - 1929. - Bd LXII. - S. 351-368.
- Scholtz C.H. Wear and gouge formation in brittle faulting // *Geology*. - 1987. - V. 15. - P. 493-495.
- Sherman S.I. Faulting in the continental lithosphere and movements in the near-fault zones // *Preprint, 6th Intern. Symp. of Geod. and Phys. on the Earth*. - Potsdam, 1988. - 15 p.
- Shirley J.H. Solar periodicities of large earthquakes: Southern California and the Alaska-Aleutian Islands seismic region // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* - 1988. - V. 92, N 3. - P. 403-420.
- Sibson R.H. Roughness at the base of seismogenic zone: contributing factors // *J. Geophys. Res.* - 1984. - V. 89, N 7. - P. 5791-5799.
- Sieh K.S. Slip along the San Andreas fault associated with the great 1857 earthquake // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* - 1978. - V. 68, N 5. - P. 1421-1448.
- Skempton A.W. Some observation on tectonic shear zones // *1st Intern. Congr. on Rock Mechanics, Proceed.* - 1966. - V. 1. - P. 329-335.
- Storretvedt K.M. Major late Caledonian and Hercynian shear movements on the Great Glen Fault // *Tectonophysics*. - 1987. - V. 143. - P. 253-267.
- Sylvester A.G. Strike-slip faults // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1988. - V. 100. - P. 1666-1703.
- Tapponier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of China // *J. Geophys. Res.* - 1977. - V. 82. - P. 2905-2930.
- Tchalenko J.S. The evolution of king- bounds and development of compression textures in sheared clay // *Tectonophysics*. - 1968. - V. 6, N 2. - P. 159-174.
- Tchalenko J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes // *Geol. Soc. Amer. Bull.* - 1970. - V. 81, N 6. - P. 1625-1640.
- Wallace R.E. Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1970. - V. 81. - P. 2875-2890.
- Walsh J.J., Watterson J. Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults // *J. Struct. Geol.* - 1988. - V. 10, N 3. - P. 239-247.

- Wayne T.R. Parkfield earthquake prediction experiment: scientific goals // Calif. Geol. - 1988. - V. 41, N 8. - P. 183-185.
- Wilcox R.E., Harding T.P., Seely D.R. Basic wrench tectonics // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. - 1973. - V. 57, N 1. - P. 74-96.
- Wilson G.T. A new class of faults and their bearing of continental drift // Nature. - 1985. - N 4995. - P. 343-347.
- Woodcock N.H., Fischer M. Strike-slip duplexes // J. Struct. Geol. - 1986. - V. 8, N 7. - P. 725-735.
- Xanthakis J. Possible periodicities of the annually released global seismic energy ($M \geq 7,9$) during the period 1898-1971 // Tectonophysics. - 1982. - V. 81, N 1/2. - P. T7-T14.
- Xi Jiawei, Zhu Guang, Tong Weixing et al. Formation and evolution of the Tancheng-Lujiang wrench fault system: a major shear system to the north-west of the Pacific Ocean // Tectonophysics. - 1987. - V. 134. - P. 273-310.
- Zavyalov A.D., Sobolev G.A. Analogy in precursors of dynamic events of different scales // Tectonophysics. - 1988. - V. 152, N 3/4. - P. 277-282.
- Zhong T., Wang Z. Метод анализа сейсмологических последовательностей и его применение в прогнозе землетрясений // Сибэй дичжэнь сюэбао, North-West Seismol. J. - 1987. - Т. 9, № 4. - С. 69-73. - (РЖ Геофизика, 1988, 11Г150).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (С.И. Шерман)	5
Часть I. <u>Общая характеристика сдвиговых зон</u>	10
<u>Глава 1.</u> Принципиальная классификация сдвигов и сдвиговых зон (С.И. Шерман) . . .	-
1.1. Основы тектонофизической классификации разломов	-
1.2. Сдвиги и трансформные разломы: классификационные критерии и определения	20
<u>Глава 2.</u> Сдвиги и сдвиговые системы литосферы (С.И. Шерман, К.Ж. Семинский) . . .	27
2.1. Общий обзор	-
2.2. Тектонофизическая характеристика	39
<u>Глава 3.</u> Инфраструктура сдвиговых зон (Р.М. Лобацкая)	53
3.1. Инфраструктура сдвиговых зон в горизонтальном срезе	-
3.2. Количественные характеристики инфраструктуры сдвиговых зон	69
3.2.1. Зоны равномерно-дисперсного типа	-
3.2.2. Зоны дискретно-дисперсного типа	72
3.2.3. Зоны линейно-концентрированного типа	77
3.2.4. Сравнительный анализ эмпирических зависимостей между количественными параметрами разломных зон разных типов	78
3.3. Инфраструктура сдвиговых зон в вертикальном разрезе	80
3.4. Общие закономерности формирования инфраструктуры сдвиговых зон литосферы	87
<u>Глава 4.</u> Напряженное состояние литосферы и геологическая природа сдвиговых зон (С.И. Шерман).	89
4.1. Геодинамические режимы и напряженное состояние	-
4.2. Поля напряжений в сдвигах	92
Часть II. Физическое и математическое моделирование сдвиговых зон.	94
<u>Глава 5.</u> Формирование структур сдвиговых зон (С.А. Борняков, К.Ж. Семинский) . .	-
5.1. Теоретические основы метода	-
5.1.1. Характеристика модельного материала	-
5.1.2. Условия подobia	97
5.1.3. Общая методика проведения экспериментов	98
5.2. Закономерности структурообразования в сдвиговых зонах.	101
5.2.1. Сдвиговые зоны, образующиеся при срезе	-
5.2.2. Сдвиговые зоны, образующиеся при сжатии и растяжении.	108
5.3. Параметры инфраструктуры сдвиговой зоны и характеристика взаимоотношений между ними	112
5.4. Особенности пространственного распределения параметров инфраструктуры сдвиговой зоны на отдельных этапах ее развития	119
5.4.1. Распределение разрывных структур по простиранию сдвиговой зоны и в поперечном направлении	122
5.4.2. Распределение амплитуд смещения по разрывам в зоне сдвига	131
5.5. Количественная оценка временных закономерностей структурообразования в сдвиговой зоне	137
5.5.1. Временные вариации некоторых параметров инфраструктуры	138
5.5.2. Стадийность – определяющее свойство динамики развития крупных природных сдвиговых зон.	144

<u>Глава 6.</u> Динамика полей деформаций и напряжений при формировании сдвиговых зон (В.Ю. Буддо, А.А. Бабичев)	152
6.1. Некоторые методические вопросы измерения деформаций и напряжений	153
6.2. Постановка эксперимента	156
6.3. Результаты экспериментов	160
6.4. Закономерности поля скоростей сдвиговых деформаций в зоне продольного сдвига (среза)	181
<u>Глава 7.</u> Сейсмоакустическое излучение, сопровождающее формирование сдвиговых зон (В.А. Трусков)	183
7.1. Акустическая эмиссия при деформации и разрушении материалов	-
7.2. Условия и техника проведения экспериментов.	186
7.3. Общие закономерности сейсмоакустического режима сдвиговых зон	189
<u>Глава 8.</u> Математическое моделирование сдвигов и их тектонической активности (А.Н. Адамович)	195
8.1. Аппарат механики разрушения и его использование в тектонофизике	-
8.2. Принципы построения моделей и прогноз тектонической активности разломов в различных полях напряжений	199
8.3. Неравномерность проявления активности в сдвиговых зонах	210
 Часть III. Комплексный анализ геолого-геофизических и экспериментальных данных	217
<u>Глава 9.</u> Геолого-геофизические процессы в зонах динамического влияния сдвигов (С.И. Шерман, Р.М. Лобацкая, В.Ю. Буддо, А.Н. Адамович)	-
9.1. Инфраструктура сдвиговых зон и сейсмичность	-
9.2. Колебательный характер полей деформаций и напряжений в сдвиговых зонах и периодичность некоторых сеймотектонических процессов	224
9.3. Ориентация разломов и сейсмичность	233
9.4. Области динамического влияния сдвигов и физика очага землетрясения	236
Заключение (С.И. Шерман)	239
Список литературы	244