

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

SIBERIAN BRANCH

INSTITUTE OF THE EARTH'S CRUST

K. Zh. SEMINSKY

**INTERNAL STRUCTURE
OF CONTINENTAL FAULT ZONES
Tectonophysical Aspect**

Scientific editor
Prof. S.I. Sherman

NOVOSIBIRSK
PUBLISHING HOUSE OF SB RAS
BRANCH "GEO"
2003

К.Ж. СЕМИНСКИЙ

**ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН
Тектонофизический аспект**

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук, профессор *С.И. Шерман*

НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО СО РАН
ФИЛИАЛ «ГЕО»
2003

УДК 551.243
ББК 26.3
С 30

Семинаский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2003. 244 с.

ISBN

В монографии с позиций тектонофизики обобщены результаты изучения строения, механизмов формирования и эволюции разрывных сетей в разноранговых разломных зонах сжатия, растяжения и сдвига. На основе данных полевых и экспериментальных исследований процесса разрывообразования показано, что основные закономерности формирования внутренней структуры континентальных разломных зон (в т.ч. характер стадийности, виды неравномерности в нарушенности субстрата, состав структурного парагенезиса) являются едиными, так как определяются фундаментальными свойствами реализующейся в их пределах прогрессирующей деформации транспрессивного скалывания. Предложены тектонофизическая модель формирования разломной зоны, а также универсальный парагенезис разрывов 2-го порядка, включающий группы опережающих, оперяющих и сопутствующих нарушений. Представлен метод картирования разломных зон по характеру пространственного распределения троек-систем трещин, составляющих основу разрывных сетей вблизи сбросов, сдвигов, надвигов и взбросов.

Книга рассчитана на широкий круг исследователей, а также специалистов в области геотектоники, тектонофизики, структурной геологии и механики.

Илл.: 85. Таб.: 5. Библиогр.: 367 назв.

The given monograph presents results of tectonophysical researches on structure, mechanism of formation and evolution of fracture patterns in fault zones of compression, extension and wrench of various ranks. Field and experimental studies of fracturing suggest that major regularities of the formation of the internal structure of continental fault zones (including staging, inhomogeneties in the destroyed substrate and components of the structural paragenesis) are uniform, i.e. they are predetermined by fundamental properties of progressive deformation of transpressive shear within the limits of the fault zones. A tectonophysical model is proposed to simulate the formation of a faults zone. A universal paragenesis of fractures of the 2nd order is established that includes precursory, pinnate and accompanying fractures. A specialized method is used to map fault zones by patterns of spatial distribution of triple systems of joints which compose fault networks in the vicinity of normal, strike-slip and reverse faults and thrusts.

The book is useful for a wide scientific audience, including researchers and specialists in geotectonics, tectonophysics, structural geology and mechanics.

Рецензенты:

д-р геол.-мин. наук *В.С. Имаев*,

д-р геол.-мин. наук *К.Г. Леви*,

д-р геол.-мин. наук *В.В. Ружич*

© Семинаский К.Ж., 2003

© ИЗК СО РАН, 2003

ISBN

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Предлагаемая вниманию читателя книга ведущего научного сотрудника лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН, доктора геолого-минералогических наук К.Ж. Семинского является идейным продолжением тектонофизических исследований, начатых М.В. Гзовским и успешно развиваемых его последователями в недавно изданных монографиях («М.В. Гзовский и развитие тектонофизики». Москва, Наука, 2000; «Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского)». Москва, ОИФЗ РАН, 2002), а также некоторых других фундаментальных работах, цитированных в списке литературы. Книга посвящена одной из важнейших проблем геотектоники – развитию разломных зон. Разрывные структуры определяют весьма широкий комплекс геолого-геофизических и инженерно-геологических процессов в верхней части литосферы. Понимание тектонофизических закономерностей их развития чрезвычайно важно на современном этапе развития геотектоники. Именно в настоящее время, помимо продолжающегося широкого внедрения математических методов исследования, начался не менее важный процесс использования в геотектонике достижений мезомеханики, синергетики, механохимии. Они расширяют возможности тектонофизического анализа сложных геодинамических процессов. Они расширяют наши представления о глубинных разломах литосферы, учение о которых создано А.В. Пейве и успешно развивается очень многими его последователями в России и других странах мира. Можно сказать, что описанные в книге исследования К.Ж. Семинского сочетают в себе основы учений, прежде всего, двух упомянутых мною выдающихся отечественных ученых.

Великолепно выбранные объекты исследований – разломные зоны различных иерархических уровней, специально разработанный автором методический подход в сочетании с известными приемами полевых исследований, целенаправленный комплекс физического моделирования с соблюдением условий подобия и, наконец, тщательный анализ авторского и опубликованного материала дают мне основание рекомендовать читателю книгу К.Ж. Семинского, как пример современного фундаментального тектонофизического исследования, выполненного на высоком научном уровне. Результаты исследования во многом оригинальны и, не повторяя известных данных, существенно расширяют наши представления о наиболее общих закономерностях формирования разломных зон в литосфере Земли.

Книга будет полезна широкому кругу тектонистов, сейсмологов, и, безусловно, настоящим и будущим специалистам в области тектонофизики.

*Заслуженный деятель науки Российской Федерации,
доктор геолого-минералогических наук,
профессор С.И. Шерман*

ПРЕДИСЛОВИЕ

После фундаментальных работ академика А.В. Пейве и его последователей под разломами понимаются дизъюнктивные геологические тела, выделяющиеся в окружающем пространстве спецификой структурного и вещественного наполнения. Поскольку они кроме протяженности характеризуются значимой шириной, в литературе по тектонике получил распространение термин “разломная зона”, под которым подразумевается не только зона тектонитов вдоль магистрального сместителя, но и существенно большие по размерам смежные участки распространения генетически связанных с его формированием разрывов.

Сложность объекта исследований заключается в том, что его внутреннюю структуру (строение) составляют не только образующиеся за счет трения крыльев по магистральному сместителю (сбросу, сдвигу, взбросу или надвигу 1-го порядка) оперяющие нарушения, но и предшествовавшие его возникновению опережающие разрывы. Некоторые парагенезисы этих двух типов нарушений 2-го порядка, особенности их развития при сжатии, растяжении и сдвиге вблизи мелких и крупных сместителей в различных регионах мира описаны в литературе по разломной тектонике. Назрела необходимость комплексного изучения условий формирования, пространственно-иерархических взаимоотношений частных структурных парагенезисов и в итоге – определения их места в общей модели формирования тектонического нарушения.

Очевидно, что исследование подобного типа может быть успешным только при сочетании методов и принципов анализа из отдельных физических и тектонических дисциплин (механики, реологии, структурной и региональной геологии). Такой тектонофизический подход позволяет проанализировать известные и выявленные в ходе работы особенности организации внутренней структуры континентальных разломных зон с точки зрения общих законов деформации реальных тел, к которым относится и литосфера. Это не только дает возможность представить весь объем, казалось бы, разрозненных знаний о процессе разрывообразования в единой системе, но и выявить качественно новые, свойственные широкому кругу природных объектов, особенности строения и развития.

В связи с этим целью проведенной работы было изучить с тектонофизических позиций строение, механизмы формирования и эволюцию разрывных сетей в разнотипных и разноранговых разломных зонах. Поскольку итогом исследования должны стать наиболее общие закономерности разрывообразования, объектами анализа являлись самые мелкие и наиболее крупные разломные зоны, формирующиеся в трех основных тектонических режимах, т. е. при сжатии, растяжении или сдвиге.

Специфика подхода к изучению разломных зон подробно рассматривается в начале работы (часть I), тогда как ее основные части (II, III и IV) посвящены решению трех главных задач исследования: 1) выявить на основе массового сбора и анализа геолого-структурных данных главные парагенезисы трещин и механизм их формирования в зонах мелких сбросов, сдвигов, взбросов и надвигов (часть II); 2) определить на базе проведения натурных исследований и физического моделирования основные пространственные и временные закономерности разрывообразования 2-го порядка в крупных континентальных разломных зонах сжатия, растяжения и сдвига

(часть III); 3) установить наиболее общие закономерности формирования внутренней структуры разломных зон разного типа и ранга (часть IV).

Необходимость изучения в рамках тектонофизического подхода внутренней структуры мелких и крупных зон сжатия, растяжения и сдвига разломной природы предопределила выбор комплекса методов сбора и анализа фактического материала. Его основу составили полевые методы изучения структуры разломных зон с акцентом на массовое исследование повсеместно распространенной трещиноватости, а также физическое моделирование разломообразования. Кроме того, анализировались структурные, тектонические, топографические карты и космоснимки по отдельным регионам Центральной Азии. Для более эффективного решения поставленных задач в дополнение к известным методикам использовались собственные оригинальные разработки. К ним относятся метод полевого спецкартирования разрывной структуры природных регионов, а также методика исследования и обоснования возможности применения глинистой пасты в качестве эквивалентного материала при моделировании.

Положенный в основу работы фактический материал получен автором в результате проведения полевых и экспериментальных исследований разрывообразования в течение двадцати лет. Проанализированы геолого-структурные данные более чем для 800 точек наблюдения с массовыми замерами трещиноватости, располагавшихся в регионах, внутренняя структура которых в целом сформировалась при сжатии (Памир, Южный Тянь-Шань, Западный Саян), сдвиге (Вьетнам, Восточный Саян) и растяжении (Прибайкалье). Физическое моделирование осуществлялось на специальном оборудовании и заключалось в проведении нескольких серий экспериментов по формированию крупных зон сжатия, растяжения и сдвига в упруго-пластичной среде.

Пользуясь случаем, автор выражает особую благодарность ответственному редактору книги, заведующему лабораторией тектонофизики ИЗК СО РАН, профессору С.И. Шерману за постоянное внимание и помощь на всех этапах работы, члену-корреспонденту РАН Е.В. Склярову за неформальную поддержку исследований, академику РАН М.И. Кузьмину и другим организаторам проекта “Байкал-бурение” за научные консультации и предоставленную возможность изучения керна донных осадков оз. Байкал, профессору Нгуен Чонг Иему и кандидату наук Фунг Ван Фатю за плодотворное сотрудничество и организацию полевых исследований во Вьетнаме. Автор благодарен академиком РАН Н.А. Логачеву, Ф.А. Летникову, докторам наук В.Г. Трифонову, В.В. Ружичу, К.Г. Леви, Б.М. Чикову, Ю.А. Зорину, В.Г. Беличенко, Л.М. Парфенову, В.С. Имаеву, С. Стоянову, Е.Б. Карабанову и кандидатам наук А.С. Гладкову, С.А. Борнякову, В.А. Санькову, А.В. Прокопьеву, А.Н. Адамовичу, А.М. Мазукабзову, В.Ю. Буддо, А.В. Михайловой, Ю.В. Меньшагину за советы и доброжелательную критику отдельных положений исследования, специалистам по ГИС А.А. Бабичеву, Е.А. Левиной и Я.Б. Радзиминовичу, литературному редактору А.В. Владимировой, а также сотрудникам лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН, оказавшим существенную помощь в ходе работы над монографией.

Книга опубликована за счет средств, полученных от СО РАН при реализации тематического плана изданий 2003 г., а также выделенных по хозяйственному договору (№19-02 от 4.01.2001 г., отв. исполнитель А.С. Гладков), из гранта РФФИ (№01-05-64485, рук. С.И. Шерман) и по ФЦП “Интеграция” (№Б0009, отв. исполнитель М.А. Тугарина). Автор благодарен коллегам, способствовавшим выходу в свет книги, а также Фонду содействия отечественной науке, оказавшему поддержку автору на заключительном этапе подготовки монографии.

Часть I.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ И ТЕРМИНОЛОГИЯ

Тектонические режимы сжатия, растяжения и сдвига, имеющие, как известно, преобладающее распространение в литосфере на самых разных иерархических уровнях, в структурном отношении обычно представлены двумя сопряженными зонами действия скалывающих напряжений и располагающимися между ними блоками. Объектами наших исследований являлись главным образом зоны, где сжатие, сдвиг и растяжение литосферы происходили с наибольшей интенсивностью. При одностороннем течении процесса итогом разрушения геологических тел на рассматриваемом в работе макроуровне в большинстве случаев является разлом (разрыв со смещением). Поэтому зоны сжатия, растяжения и сдвига, в которых реализуется деформация скалывания, представляют собой разломные (взбросовые, надвиговые, сдвиговые и сбросовые) зоны в широком понимании данного термина. Объект исследования при таком подходе приобретает некоторые специфические свойства, которые необходимо охарактеризовать более подробно.

Глава I.1. Характеристика объекта исследований

На самых ранних этапах развития геологии разломы рассматривались как дизъюнктивные границы, что было связано, прежде всего, с малыми размерами исследуемых объектов. Однако по мере накопления сведений главным образом о крупных тектонических нарушениях больший вес стали приобретать наблюдения, полученные при изучении их внутреннего строения. Итог этим исследованиям подвел А.В. Пейве, посвятивший ряд своих публикаций данной проблеме. Он сформулировал определение глубинного разлома, главными признаками которого являются длительное развитие, большие размеры, а также закономерное внутреннее строение, определяющее характер протекания целого комплекса сопутствующих разрывообразованию процессов и явлений [Пейве, 1956].

Со времен А.В. Пейве тело (а в сечении – зона) разлома, в том числе и не глубинного, характеризуется путем оценки специфики его структурного и вещественного наполнения. Изучение преобразований вещества и флюидного режима в зонах разломов составляет обширную область исследований, контуры которой очерчены в трудах Е.И. Паталахи, Ф.А. Летникова, Р.Г. Сибсона, В.И. Казанского, Б.М. Чикова, Дж.Ж. Рэмси и М.Дж. Губера, С. Айртона, М.К. Губерта и В.В. Рэйбея, Ю.С. Шихина, А.И. Родыгина и многих других. Настоящая работа относится к другому – структурному – направлению исследований, так как ключевую роль в формировании специфических свойств разломных зон играет наличие закономерно расположенных структурных элементов и их эволюция в соответствии с действующим полем напряжений.

Следует отметить, что разломы-тела, выраженные на поверхности Земли зонами интенсивной деформации субстрата, проявляются по-разному в пределах океанов и континентов. В работе рассматриваются доступные для изучения всеми существующими методами континентальные разломные зоны, обладающие (из-за большей

толщины разрушаемого слоя) сравнительно большими поперечными размерами и характеризующиеся многообразием проявлений в различных динамических обстановках. Кроме теоретического значения изучение континентальных разломных зон важно в практическом отношении, так как ими контролируется большинство сильных землетрясений и значительная часть месторождений полезных ископаемых.

Основные структурные элементы в разломных зонах создаются, как известно, в результате пластических и дизъюнктивных деформаций, причем больший вклад в процесс структурообразования (особенно в пределах наиболее важной для человека верхней части литосферы) вносят последние. Поэтому, наряду с рассмотрением пластических деформаций, главное внимание в работе уделено описанию разрывных нарушений. В тектонофизике сложилась определенная теоретическая схема разрывообразования в разломных зонах [Гзовский, 1960; Рац, Чернышев, 1970; Шерман, 1977; Стоянов, 1977; Mandl, 1988; Семинский, 1991], которая справедлива для дизъюнктивов различных рангов и в общих чертах сводится к следующему.

В результате внешнего воздействия в нагруженном объеме возникает деформационная зона, где развиваются вначале пликативные, а затем дизъюнктивные структурные элементы. Эволюция последних происходит путем объединения мелких дислокаций, появившихся на ранних этапах разрывообразования, в более крупные, которые затем также соединяются друг с другом, увеличиваются в размерах и в конечном счете формируют единый сместитель (**магистральный разрыв**), полностью рассекающий весь деформируемый объем. Магистральный сместитель представлен зоной тектонитов, размеры которой существенно меньше параметров разломной зоны в целом.

Следовательно, в течение всего времени развития внутренней структуры дизъюнктивной зоны до образования магистрального разрыва имеет место период, когда закладываются и эволюционируют сравнительно мелкие нарушения. Эти разрывы, предшествующие возникновению магистрального сместителя и локализуемые в зоне его влияния, удобно называть **опережающими** [Семинский, 1986б]. Термин взят из публикаций М.В. Раца [1966] и С.Н. Чернышева [1983], которые предложили его использовать для обозначения наиболее мелких разрывных нарушений – трещин, играющих аналогичную роль по отношению к разломам. В нашей трактовке сфера действия термина значительно расширяется, так как опережающими могут являться тектонические нарушения любого иерархического уровня. Что же касается смысловой нагрузки предлагаемого термина, то в наиболее полном объеме обозначаемые им структурные элементы (под названием разрывов 2-го порядка) рассмотрены в монографии С. Стоянова [1977].

Болгарский исследователь описал дизъюнктивную плоскость, имеющую определенные размеры и произвольно ориентированную в пределах реального тела, как инициирующую формирование в нем разрывной структуры. Скольжение блоков материала вдоль плоскости создает области с аномальными напряжениями на ее окончаниях, где и происходит разрывообразование. Эволюция возникших таким образом вторичных нарушений сплошности (или разрывов 2-го порядка) в итоге приводит к увеличению размеров инициирующей плоскости и, таким образом, вовлечением в процесс все больших и больших объемов деформируемого тела.

Переходя к динамике разрывообразования в условиях литосферы и используя предложенные выше термины, отметим, что инициирующей плоскостью является магистральный сместитель, а структурными элементами 2-го порядка, предшествующими в пространстве и времени его появлению, служат опережающие разрывы. При этом магистральный разрыв может “расти” из глубины к поверхности и, существуя у

поверхности, проникать в стороны при условии постоянства действия тектонических сил.

Развитие структуры вблизи магистрального сместителя не заканчивается его формированием. Возникающие при движении крыльев разлома силы трения приводят к формированию в их пределах сравнительно мелких **опережающих разрывов**. Исторически сложилось так, что именно этим нарушениям долгое время отводилась главная (практически единственная) роль в строении разломных зон. Наибольшее внимание закономерностям их заложения и развития в природных условиях уделяли Дж. Муди и М. Хилл [1960], структурные построения которых получили мировую известность и долгое время составляли основу сдвиговой тектоники. Однако исследованиями некоторых зарубежных авторов, обобщенными в монографии С. Стоянова, было доказано, что напряжения, возникающие в результате трения по ровной плоскости сместителя, не могут превысить предела прочности горных пород, слагающих крылья дизъюнктива. Поэтому опережающие нарушения образуются не повсеместно по простиранию разрывной зоны, а только в местах изгиба плоскости сместителя, где напряжения аномально высоки.

Поскольку сформировавшийся путем объединения опережающих разрывов магистральный сместитель обычно имеет извилистую форму, дальнейшая эволюция структуры разломной зоны происходит за счет возникновения и развития опережающих разрывов. Их развитие осуществляется за счет рангования, пока не исчезнут все изгибы сместителя, и он не приобретет сравнительно плоскую форму.

Магистральный разрыв является тем структурным элементом, который отвечает за функцию разлома как дизъюнктивной границы. След его плоскости на земной поверхности фигурирует обычно в виде линии на составляемых традиционным способом геологических картах. Что же касается второй, более важной для нас функции разлома, то здесь представляется удачным введение термина “область динамического влияния разлома”, под которой С.И. Шерман с соавторами [1983] понимают “...часть окружающего разлом во всех трех измерениях пространства, на котором проявляются остаточные (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему” (с. 9).

Отметим, что не все стороны областей влияния разломов, отмеченные в определении, в одинаковой степени доступны для изучения. Поэтому мы будем вслед за некоторыми предыдущими исследователями [Ружич, 1972; Лобацкая, 1987; Имаев и др., 1990] пользоваться термином “зона”, так как в большинстве случаев объектом наблюдений являлся плоский срез области динамического влияния разлома, доступный для изучения на земной поверхности. Кроме того, за границей наших исследований остались упругие следы деформаций в зонах влияния разломов, что значительно сужает их геометрические размеры, но позволяет акцентировать внимание на длительно существующих структурных элементах.

Таким образом, объектом непосредственных исследований в настоящей работе является внутренняя (главным образом разрывная) структура континентальных разломных зон, возникающих и эволюционирующих в обстановках сжатия, растяжения и сдвига в их геологическом понимании. Очевидно, что магистральный разлом в зонах растяжения представлен сбросом, в зонах сдвига – сдвигом, а в зонах сжатия – взбросом, обычно переходящим вблизи поверхности в надвиг. В то же время, исходя из вышеизложенного, термин “разломная зона” трактуется в работе широко и охватывает некоторые тектонические элементы, не относящиеся к данному разряду в соответствии с традиционно сложившимися представлениями. Так, в большинстве случаев у нас в стране, и особенно за рубежом, разломными зонами не считаются полосы

распространения сравнительно мелких разрывов 2-го порядка при отсутствии в наблюдаемой экспозиции единого сместителя (“разлома” в традиционном понимании). При этом существование магистрального разрыва на глубине или в стороне от точки наблюдения считается не очевидным.

Учитывая традиционно сложившиеся представления, мы старались избегать употребления термина “разломная зона” там, где наличие магистрального разрыва было проблематичным. В этих случаях термины “сбросовая”, “взбросовая (надвиговая)” и “сдвиговая разломные зоны” заменялись терминами “зона растяжения”, “сжатия” или “сдвига”, соответственно, без изменения тектонофизической сути рассматриваемого объекта. Такая терминология еще более уместна при исследовании наиболее протяженных элементов рассматриваемого типа, хотя некоторые исследователи и предлагали называть геосинклинально-складчатые сооружения глубинными разломами [Ажгирей, 1956; Довжиков, 1969] или планетарными зонами дробления [Пата-лаха, 1985].

В соответствии с описанными представлениями об объекте исследования в сферу нашего внимания попал широкий спектр дизъюнктивных структурных элементов, формирующихся в зонах сжатия, растяжения и сдвига. Их изучением занимались многие специалисты, исследования которых с той или иной степенью детальности рассматриваются в данной работе. Особо следует отметить монографии В. Ярошевского [1981], Ж. Мандла [Mandl, 1988] и С.И. Шермана с соавторами [Разломообразование..., 1991; 1992; 1994], в которых собран большой материал по структуре разломных зон, формирующихся в различных условиях и на разных уровнях организации вещества. Однако, несмотря на обобщающий характер исследований, эти авторы в большей степени стремились показать отличительные особенности деструкции при надвигообразовании (зоны сжатия), сбросообразовании (зоны растяжения) и сдвигообразовании (зоны сдвига), чем найти закономерности, объединяющие эти по большому счету сходные процессы в литосфере.

Таким образом, в настоящее время в тектонофизике сложилась двойственная ситуация. С одной стороны, разработана самая общая схема формирования разломных зон, основные черты которой определяются эволюцией магистрального сместителя, опережающих и опережающих разрывов. С другой стороны, разными авторами достаточно детально изучены отдельные парагенезисы, составляющие внутреннюю структуру зон сжатия, растяжения и сдвига различных рангов. Созрела необходимость выявить закономерности структурообразования среднего уровня обобщения и тем самым попытаться связать воедино эти два звена будущей общей теории дизъюнктивов. По нашему мнению, это может быть сделано на основе тектонофизического подхода, основные положения которого рассматриваются в следующем разделе.

Глава I.2. Тектонофизический подход к исследованию разломных зон растяжения, сжатия и сдвига

Основу раздела составляет изложение современных представлений и приложений механики к процессу разрушения горных пород, в свете которых будут анализироваться результаты настоящего исследования. Материалом для его написания послужили публикации Дж.К. Егера [1961], М.В. Гзовского [1963], К. Моги [Mogi, 1972], Р.Г. Сибсона [Sibson, 1977; 1998], Д. Теркота и Дж. Шуберта [1985], П. Ханкока [Hancock, 1985], А.Е. Шейдеггера [1987], Ж. Мандла [Mandl, 1988], М. Жиро с соавторами [Guiraud et al., 1989], А. Николя [1992], В.Е. Панина [1990; Физическая мезомеханика..., 1995], С.И. Шермана с соавторами [Разломообразова-

ние..., 1991; 1992; 1994] и некоторых других исследователей. Эти обобщающие работы помогают установить для зон сжатия, растяжения и сдвига главные закономерности формирования разрывной структуры, так как изучение именно этого процесса, в отличие от активизации уже существующих дизъюнктивов, является необходимым при раскрытии темы исследования.

Для объяснения физических причин возникновения разрывов в настоящей работе, как и во многих других, в том числе и наиболее современных исследованиях, использовались построения из теории прочности Мора, с которыми согласуются и другие известные критерии разрушения (Кулона, Гриффитса, Треска). Это позволяет анализировать с единых позиций разрушение горных пород в различных условиях деформирования, что наиболее важно при выявлении обобщающих закономерностей разрывообразования.

Причиной появления разрыва, согласно теории Мора, является достижение механическими напряжениями предела прочности связей в условно однородном, ненарушенном материале. Касательное (τ) и нормальное (σ_n) напряжения на плоскости разрыва в момент его появления находятся в строго определенных соотношениях, характерных для данных условий напряженного состояния. Кривая разрушения $\tau = f(\sigma_n)$ (огибающая Мора) как графическое выражение теории имеет вид параболы, параметры которой варьируют для различных условий деформирования (рис. I.1). Кругами разного диаметра на диаграмме Мора показаны характерные напряженные состояния, при которых в принципе возможно появление разрыва в большинстве реальных материалов. Отметим, что здесь и далее для главных нормальных напряжений принято: $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. При этом положительные значения характеризуют сжатие, отрицательные – растяжение (для удобства ось σ_1 будем называть осью сжатия, а ось σ_3 – осью растяжения). Как видно из рисунка, предельная величина скалывающего напряжения (прочность) повышается с увеличением нормального напряжения на плоскости разрыва, что происходит в том числе и с возрастанием всестороннего давления.

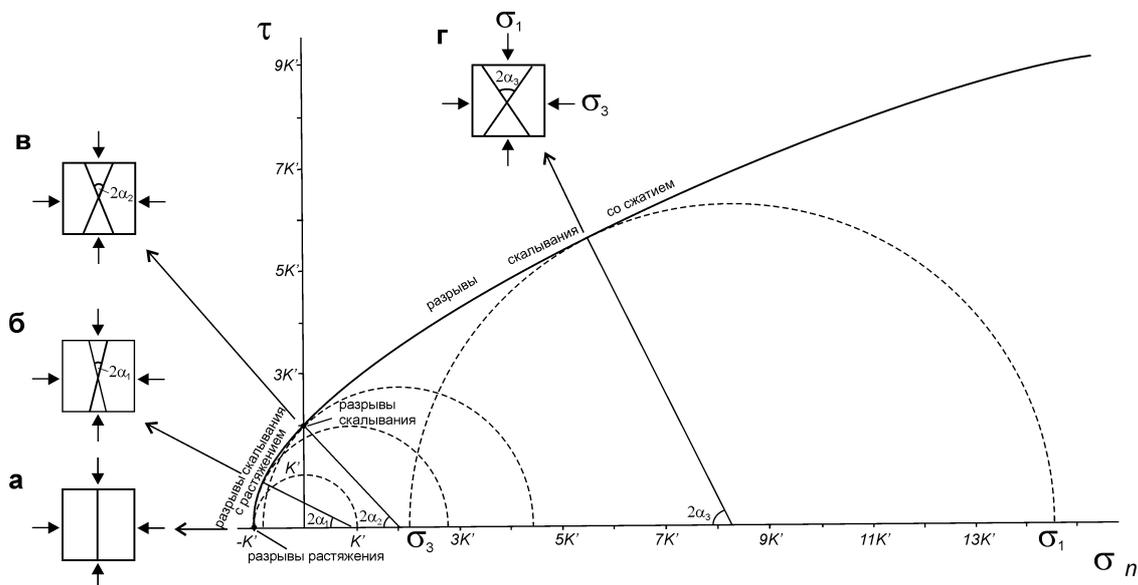


Рис. I.1. Принципиальный вид кривой разрушения и кругов Мора, соответствующих возникновению в деформируемом объеме разрыва растяжения (а), разрыва скалывания с растяжением (б), разрыва скалывания (в) и разрыва скалывания со сжатием (г).

Обозначения: σ_n и τ – соответственно, нормальное и касательное напряжения на разрыве; σ_1 и σ_3 – соответственно, наибольшее и наименьшее из сжимающих главных нормальных напряжений; $\alpha_{1,3}$ – угол скалывания для разных случаев образования разрывов скалывания.

Несмотря на то, что на диаграммах данного типа обычно фигурируют лишь наибольшее (σ_1) и наименьшее (σ_3) из главных нормальных напряжений, этих построений в нашем случае достаточно и для анализа трехмерного случая. Влияние промежуточного главного нормального напряжения (σ_2) становится значительным лишь при оценке абсолютных значений параметров разрушения [Mogi, 1972], которые в данной работе (где рассматриваются общие тенденции в изменениях параметров) не анализируются. Что же касается принципиальных изменений напряженного состояния, происходящих после образования разрывов на каждом этапе формирования структуры, то они в необходимой мере учитывались при выявлении механизма образования разрывных сетей. Это позволило при помощи основных положений теории Мора объяснить происхождение многочисленных систем трещин и разломов, возникающих в одном поле напряжений 1-го порядка.

Параболическая форма огибающей Мора, как известно, аналитически лучше всего отображается при помощи критерия Гриффитса (и его производных), согласно которому разрушение происходит в результате развития первичных дефектов. Микротрещины, пустоты и поры существуют в любом реальном материале, в том числе и в горных породах, о чем свидетельствует отклонение от линейности связи $\sigma = f(\varepsilon)$ (где ε – деформация) даже при малых напряжениях [Брейс, 1991]. Как показал С.А.Ф. Мюррель [Murrell, 1977], связь между построениями А. Гриффитса и теорией Мора описывается выражением:

$$\tau^2 = 4K' (K' - \sigma_n), \quad (I.1)$$

где K' – прочность материала при одноосном растяжении, а τ и σ_n – соответственно, касательное и нормальное напряжения на плоскости разрыва. В то же время по многочисленным экспериментальным данным часть кривой разрушения, располагающаяся правее оси ординат, достаточно точно описывается критерием Кулона:

$$\tau = \tau_0 + \sigma_n \operatorname{tg}\varphi, \quad (I.2)$$

где τ_0 – прочность породы на сдвиг (иначе – сцепление), $\operatorname{tg}\varphi$ – тангенс угла внутреннего трения, который часто называют коэффициентом внутреннего трения (μ) деформируемого материала. Кроме того, анализ (в рамках построений А. Гриффитса) процесса разрушения массивных горных пород позволил У.Ф. Брейсу [Brace, 1960] получить для описания того же отрезка огибающей Мора уравнение, в принципе аналогичное критерию Кулона:

$$\tau = 2R + \sigma_n \operatorname{tg}\varphi', \quad (I.3)$$

где R соответствует K' в формуле I.1, а φ' – угол внешнего трения вдоль стенок первичных разрывов Гриффитса.

Таким образом, отдельные отрезки параболообразной в целом кривой разрушения правее оси ординат могут в первом приближении аппроксимироваться прямыми линиями, аналитическим выражением которых служит критерий Кулона. Предельным случаем здесь является критерий Треска, отражающий прямую, параллельную оси абсцисс ($\varphi = 0$), и соответствующий появлению в материале разрывов в плоскостях действия максимальных касательных напряжений. Последняя ситуация обычно ассоциируется с пластической деформацией при высоких всесторонних давлениях и поэтому в настоящей работе, посвященной разрывообразованию, подробно не рассматривается.

Интересующие нас случаи иллюстрируются рис. I.1, где диаграмма Мора нормализована относительно прочности ненарушенной горной породы на растяжение (K'). Широко известные разрывы растяжения (отрывы) и скалывания (сколы) образуются лишь в точках пересечения огибающей Мора оси абсцисс ($-K'; 0$) и оси ординат

(0; $2K'$), где, соответственно, имеют место обстановки растяжения и простого сдвига (скальвания). Отметим, что во избежание путаницы в трактовке термина “сдвиг”, последний в работе применяется главным образом в геологическом смысле, тогда как при описании вида деформации в механическом понимании используется термин “скальвание”.

Все остальные случаи разрывообразования протекают при сложном скальвании, когда перпендикулярно плоскости разрыва действует дополнительное растяжение (участок кривой слева от оси ординат) и скальвание является трансенсивным или дополнительное сжатие (участок кривой справа от оси ординат) и скальвание является транспрессивным. Положение нарушений в пространстве характеризуется углом скальвания (α), который их плоскости составляют с осью σ_1 . Этот важный для структурной геологии параметр зависит от коэффициента внутреннего трения материала (μ), представляющего собой тангенс угла наклона к оси σ_n (φ) касательной к кривой разрушения в точке разрыва ($2\alpha + \varphi = 90^\circ$). Угол скальвания увеличивается слева направо от нуля для разрывов растяжения, располагающихся перпендикулярно направлению действия оси σ_3 , до 45° , когда огибающая Мора становится параллельной оси абсцисс (см. рис. I.1a-г).

Главный интерес для нас в свете поставленных задач представляет часть кривой разрушения, располагающаяся правее оси ординат, так как дизъюнктивы с продольными смещениями, которыми являются разломные зоны сжатия, растяжения и сдвига, в подавляющем большинстве возникают при транспрессивном скальвании [Sibson, 1998]. Отметим, что транспрессивный эффект в данном случае возникновения разрывов не может достигать таких значительных величин, как это характерно для не рассматриваемых в работе процессов активизации уже существующей дизъюнктивной неоднородности (где он может в пределе привести к чистому сжатию). В то же время его наличие нельзя не учитывать при проводимом далее анализе разнотипных разломных зон.

Представленные выше построения, в основе которых в той или иной степени лежит теория прочности Мора, учитывают главные факторы, влияющие на разрывообразование. Они не дают возможности оценить роль температуры и времени действия нагрузки. Однако, во-первых, принципиальное воздействие последних на процесс деформации давно известно (увеличение обоих параметров при прочих равных условиях снижает пределы упругости и прочности, способствуя повышению у горных пород пластичности), и, во-вторых, это воздействие в случае разрывообразования несоизмеримо мало в сравнении с влиянием всестороннего давления [Михайлова, 1989], которое учитывается в теории Мора. Увеличение всестороннего давления, под которым мы, вслед за М.В. Гзовским [1963], подразумеваем среднее арифметическое величин главных нормальных напряжений ($\sigma_{bc} = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$), приводит к возрастанию таких определяющих параметров разрушения, как прочность деформируемого материала и угол скальвания (см. рис. I.1).

Эффект влияния давления флюидов на величину нормального напряжения σ_n , приводящий к снижению прочности деформируемого субстрата, интегрально учитывается в теории Мора. Что же касается его специфической роли в разрывообразовании (например, при перемещениях надвиговых покровов [Hubbert, Rabey, 1959; Kehle, 1970; Moench, 1970; Ayrton, 1980]), то этот эффект, как относящийся к “вещественным” факторам процесса, в данной работе, посвященной собственно структурной стороне разрывообразования, специально не рассматривается. Дополнительным основанием для этого послужило отсутствие у исследованных мелких (трещины) и крупных (разломы) природных объектов широкого проявления структурных призна-

ков влияния флюидного фактора на процесс их возникновения и развития.

Несмотря на то, что в теории Мора деформируемый субстрат считается первоначально ненарушенным, общие закономерности разрывообразования в земной коре могут успешно анализироваться в рамках ее отдельных положений с учетом следующих моментов. Многие природные массивы в первом приближении являются однородными, так как, согласно исследованиям М.В. Гзовского [1963], наибольший размер имеющихся в них структурных элементов в десятки раз меньше магистральных сместителей, развивающихся под действием внешней нагрузки. В ряде случаев существование неоднородностей лишь в деталях осложняет картину разрывообразования, создавая однотипные структурные эффекты, которые можно учесть при выявлении наиболее общих особенностей процесса. Примерами в данном случае являются известная лестничная форма сместителей надвигов и сбросов в горизонтально расслоенных породах и листрические поверхности разломов, возникающие вследствие постепенного изменения с глубиной термодинамических условий разрывообразования. Результатом постепенных вариаций реологических свойств горных пород с глубиной также является изменение характера выраженности зоны разломного сместителя, выявленное, например, С.И. Шерманом [1977] или Р.Г. Сибсоном [Sibson, 1977]. При этом переходы от одного состояния горных пород в разломе к другому не носят характера явно выраженных границ и не могут быть приурочены к какой-то одной определенной глубинной отметке, так как даже в одинаковых условиях деформирования будут находиться на существенно разных уровнях в тектонических режимах сжатия, растяжения и сдвига.

Таким образом, при проведении наших исследований, направленных на выявление наиболее общих закономерностей разломообразования, деформируемый объем в первом приближении считался однородным, а его свойства характеризовались серией интегральных реологических параметров (вязкость, модуль упругости, период релаксации, предел текучести и др.). Чтобы снять осложняющее влияние неоднородностей упомянутого типа, в работе использовалось моделирование на однородных в структурном и вещественном отношениях материалах. С этой же целью исследование природных объектов проводилось в регионах, существенно отличающихся структурой деформируемого субстрата.

Эффект крупных неоднородностей, не укладывающихся в приведенное выше соотношение М.В. Гзовского и кардинальным образом меняющих напряженно-деформированное состояние среды, учитывается в работе на основе рассмотрения различных типов нагружения деформируемого объема.

Разломные зоны (т. е. зоны действия преимущественно скалывающих напряжений) могут образовываться (обычно парами) при существенно отличающихся способах нагружения деформируемого объема, которые можно разделить на два основных типа. В первом случае (рис. 1.2а, б) в литосферном объеме реализуется соосная (коаксиальная) деформация так, как это предполагал, например, Е.М. Андерсон [Anderson, 1951] при выделении тектонических режимов сжатия, растяжения и сдвига. Рис. 1.2а иллюстрирует наиболее распространенные в природе случаи (характерные в основном для воздействия деформирующих сил снизу), когда образующиеся разломные зоны наклонены навстречу друг другу (у зон растяжения и сжатия) или образуют в плане X-образные пересечения (у зон сдвига), характеризующаясь противоположными направлениями перемещения крыльев. В зависимости от условий приложения внешних сил (снизу или сбоку), возможностей перемещения деформируемого материала вверх или в стороны и других особенностей зоны могут находиться в

иных, противоположных по виду пространственных взаимоотношениях (см. рис. I.2б).

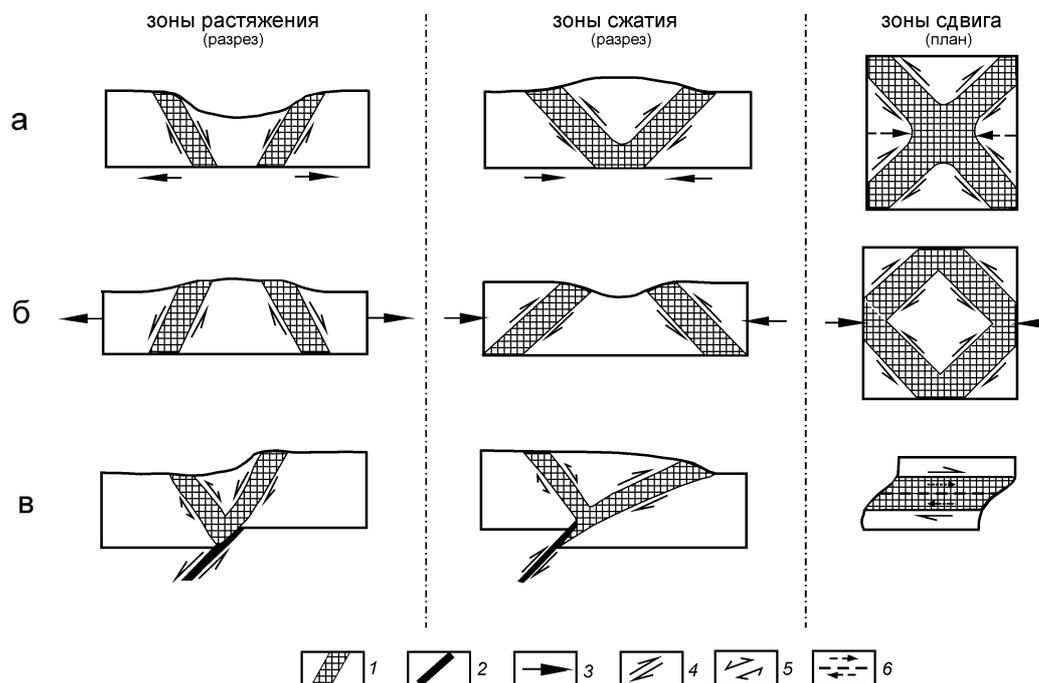


Рис. I.2. Способы нагружения, при реализации которых в деформируемом объеме образуются зоны растяжения, сжатия и сдвига:

- а** – деформация соосна в условиях приложения внешних сил снизу;
- б** – деформация соосна в условиях приложения внешних сил сбоку;
- в** – деформация не соосна в условиях реализации простого скальвания вблизи инициирующего сместителя.

Обозначения: 1 – зоны скальвания, образующиеся в деформируемом объеме; 2 – инициирующий сместитель; 3 – направление действия внешних сил; 4 – направление смещения крыльев; 5 – вариации в характере смещения в зависимости от угла наклона инициирующего сместителя; 6 – положение инициирующего сместителя и направление действия внешних сил, имеющих место у основания деформируемого объема.

Во втором случае (см. рис. I.2в) в литосферном объеме реализуется некоаксиальная деформация простого скальвания. При ее реализации в отличие от первого типа нагружения положение зоны деформации в ненарушенном объеме “задается” смещением по изначально существующей инициирующей структурной неоднородности (в наиболее простом случае – разломного сместителя). Деформация происходит при продольном перемещении блоков, причем в зависимости от направления смещения различают две крайние ситуации. Они определяются известными способами прораствания разрывов – “*mode II*” и “*mode III*”, – отличающимися пространственными взаимоотношениями ориентировки фронта разрывообразования и направления сколового смещения (рис. I.3). Заметим, что разрывные нарушения, формирующиеся способом I, как не связанные со скальванием, в настоящей работе, посвященной разломным зонам, специально не рассматриваются.

Зоны сдвига, показанные на рис. I.2в, возникают при распространении инициирующей неоднородности способом III, а зоны сжатия и растяжения образуются у так называемых “фронтальных” окончаний инициирующего разрыва путем реализации способа II. При втором способе, судя по экспериментальным [Разломообразование..., 1992 – глава 6; Разломообразование..., 1994 – глава 6] и природным [Wernike,

Burchfield, 1982; Sengor, 1990; Thrust tectonics, 1991; Buck, 1991; Structural geology..., 1992; Казьмин, Бяков, 1997] данным, в деформируемом объеме возникают две разломные зоны с различными (при крутых наклонах инициирующего сместителя) или одинаковыми (при пологих наклонах) типами смещения. Случай с вертикальным положением инициирующего сместителя, фигурирующий в литературе под разными названиями (поперечный изгиб, флексуобразный изгиб, вертикальный сдвиг и др.), также характеризуется наличием двух разнотипных разломных зон: сбросовой в поднятом крыле и надвиговой – в опущенном [Разломообразование..., 1992].

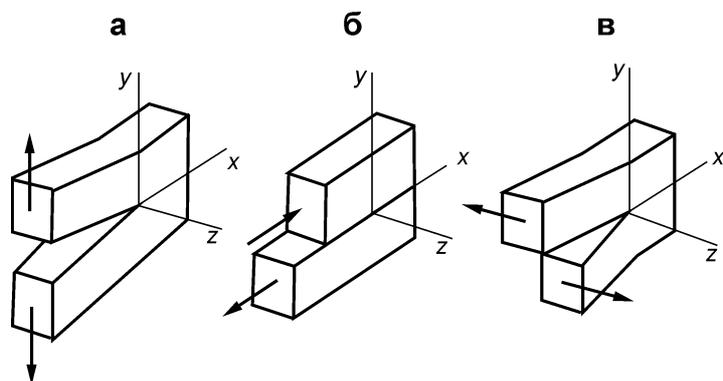


Рис. 1.3. Основные виды перемещений блоков при разрыве (по [Партон, Морозов, 1985]), вследствие реализации которых его разрастание в еще ненарушенное пространство происходит путем растяжения (а), скалывания способом II (б) или скалывания способом III (в).

Несмотря на то, что в первом из описанных способов нагружения реализующаяся для объема в целом деформация соосна, а во втором – нет, в обоих случаях возникают две зоны, которые в механическом смысле являются скалывающими. Отличием второго способа нагружения, где учитывается изначальное существование в литосфере неоднородностей, служит асимметрия внутреннего строения возникающих областей сжатия, растяжения и сдвига, так как одна из образующихся зон всегда отстает от другой в развитии и (или) даже противоположна ей по характеру перемещений.

Неравномерность деструкции литосферы, кроме рассмотренного выше влияния структурно-вещественных неоднородностей, имеет еще одну причину. Она связана с изначальной неоднородностью самого поля тектонических напряжений и проявляется в прерывистом характере распределения зарождающихся складок, будин и разрывов. Происхождение этой неоднородности связывается с различными факторами, из которых наибольшего внимания заслуживают волновой характер распространения напряжений и деформаций [Невский и др., 1989; Панин, 1990; Плотников, 1991; Динамические процессы..., 1994; Физическая мезомеханика..., 1995; Невский, 1999; Быков, 2000], а также порционализация деформаций в ограниченных “элементарных” объемах, описанная еще В.В. Белоусовым [1985]. Предпочтение тому или иному механизму в приложении к разрывообразованию может быть отдано только после исследования характера миграции активности в ходе формирования зон сжатия, растяжения и сдвига. При этом, если влияние структурно-вещественных неоднородностей субстрата может каким-то образом учитываться или исключаться, то пространственная неравномерность структурообразования, обусловленная изначальной неоднородностью поля тектонических напряжений, является при поиске общих закономерностей разрушения предметом самых непосредственных наблюдений.

Заканчивая изложение основных моментов механики разрушения природных материалов в контексте разломообразования, необходимо остановиться на его временном аспекте. Он наиболее важен при формировании внутренней структуры разломных зон растяжения, сжатия и сдвига, так как протекающая в их пределах деформация скалывания является прогрессирующей (или прогрессивной). В применении к

разрывам это означает, что их конкретные сети должны интерпретироваться как итог последовательных наложений различных систем, образующихся при характерных напряженных состояниях, которые существуют на отдельных этапах деформации в изучаемой разломной зоне. В этом плане описанные критерии прочности носят характер локальных, т. е. справедливых для определенных напряженно-деформированных состояний, в отличие от теории Мора, для которой характерна значительно большая область применения.

Из графиков ползучести и “напряжение-деформация”, обычно используемых для описания деформационного поведения материалов, в данном случае удобнее воспользоваться кривой $\sigma = f(\varepsilon)$, так как тектонические силы, вызывающие формирование разломных зон, создают в литосфере нагружение в основном динамического, а не статического характера. Деформации скалывания, приводящей к потере несущей способности путем разрывообразования, соответствует средняя из трех показанных на рис. 1.4 видов кривых $\sigma = f(\varepsilon)$, имеющих место при разрушении реальных материалов. Она свойственна переходному поведению деформируемого объема, тогда как кривая 1 соответствует хрупкому, а кривая 3 – податливому характеру поведения. Отрезки кривой 2 отвечают за различные напряженно-деформированные состояния субстрата: OA – упругость, AB – упрочнение, BC – ослабление и CD – скольжение по магистральному разрыву.

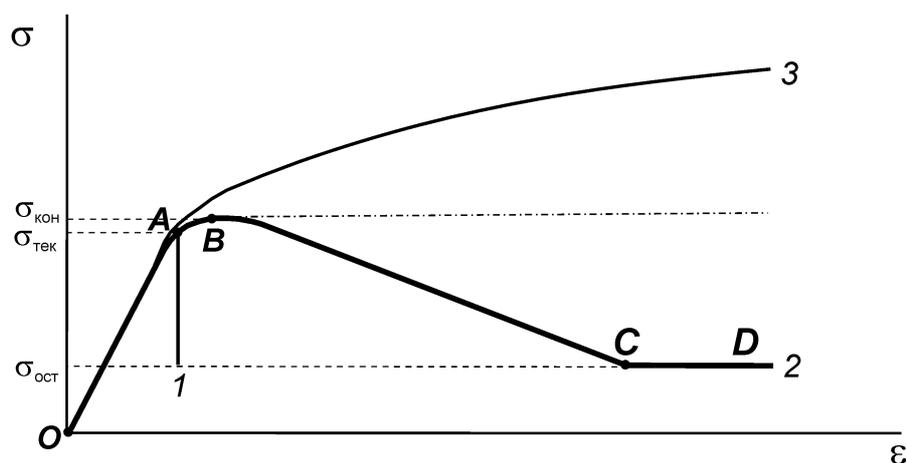


Рис. 1.4. Кривые “напряжение-деформация”, соответствующие упругому (1), упруго-пластическому (2), идеально упруго-пластическому (штрих-пунктирная линия) и податливому (3) поведениям материала под нагрузкой.

На кривой 2 точками, соответствующими характерным значениям напряжения ($\sigma_{\text{тек}}$ – предел текучести; $\sigma_{\text{кон}}$ – конечная прочность; $\sigma_{\text{ост}}$ – остаточная прочность), отмечены отрезки, в течение которых в материале имеют место упругость (OA), упрочнение (AB), ослабление (BC) и скольжение блоков по магистральному сместителю (CD).

Состояние нагруженного массива на отрезке OA характеризуется как упругое, когда деформация полностью обратима и пропорциональна возникающим напряжениям. Она обусловлена не только чисто упругими механизмами, но и увеличением размеров пор, пустот и даже образованием наиболее мелких разрывов растяжения, ориентированных перпендикулярно оси σ_3 . Плотность последних во времени постоянно увеличивается, что приводит сначала к упругому последствию и, следовательно, отклонению от линейности графика $\sigma = f(\varepsilon)$, а затем – к появлению первых разрывов скалывания. Деформация перестает быть полностью обратимой, и характерное для этого момента времени напряжение – предел текучести ($\sigma_{\text{тек}}$) – можно

считать формальной границей отрезка OA , отвечающей за упругое поведение деформируемого объема. Материалы, поведение которых описывается кривой соответствующего типа (см. рис. I.4, кривая 1), разрушаются хрупко, т. е. практически мгновенно единым разрывом растяжения, причем остаточная деформация, как правило, не превышает 3 % [Mogi, 1972].

Следующий отрезок кривой (AB) характеризуется продолжающимся ростом напряжений в ходе деформирования, что, несмотря на прогрессирующее разрывообразование, свидетельствует о состоянии упрочнения нагруженного субстрата. Такое торможение в процессе разрушения может быть обусловлено различными факторами, в том числе увеличением области распространения деформаций, взаимодействием разрывов с противоположными направлениями скалывания, а также механизмами неструктурного типа. В подавляющем большинстве случаев описанные процессы сопровождаются дилатансией. Поскольку в ходе упрочнения наряду с появлением новых дислокаций увеличиваются размеры ранее образовавшихся разрывов, последние в определенный момент настолько нарушают сплошность деформируемого объема, что он теряет несущую способность. Этот наиболее важный в процессе разрушения момент выражен пиком на графике $\sigma = f(\varepsilon)$, а соответствующее ему предельное напряжение ($\sigma_{\text{кон}}$) считается конечной прочностью нагруженного объема. Пространственное положение образовавшейся в данной точке кривой зоны скалывания в принципе определяется, согласно теории Мора, соотношениями главных нормальных напряжений и свойствами деформируемого субстрата.

Один из путей развития деформации от точки B кривой $\sigma = f(\varepsilon)$ соответствует податливому поведению материала под нагрузкой (см. рис. I.4, кривая 3) и характеризуется бесконечно долгим его упрочнением во времени. Второй имеет лишь феноменологическое значение, так как отражает идеальную пластичность, т. е. увеличение деформации при постоянном уровне напряжений (см. рис. I.4 – штрих-пунктирная линия). Третий интересующий нас путь также соответствует пластическому поведению материала, но последний при этом непрерывно испытывает ослабление (см. рис. I.4, кривая 2).

Ослабление (деформационное размягчение) заключается в понижении прочности материала в ходе деформирования, которое выражается в существовании нисходящего отрезка BC на кривой $\sigma = f(\varepsilon)$. Физически это связано с локализацией деформации во все более узкой зоне действия скалывающих напряжений, где происходят неупругие структурные изменения за счет скольжения по наиболее крупным разрывам, а также их объединения друг с другом. Процесс в значительной степени протекает самопроизвольно: ввиду концентрации деформации в постоянно уменьшающемся объеме для ее осуществления требуется все более и более низкий уровень внешней нагрузки. Без деформационного ослабления разломы (в узко геологическом понимании термина) образовываться не могут, так как в механическом смысле они являются зонами локализованного скалывания.

Полностью развившаяся локализация деформации приводит к появлению в зоне скалывания магистрального сместителя – единой разрывной плоскости, разрушающей деформируемый объем на две не связанные (для условий земной коры – условно) между собой части. На кривой $\sigma = f(\varepsilon)$ этому моменту времени соответствует точка C , после которой график имеет вид параллельной оси абсцисс прямой, отражающей скольжение блоков друг относительно друга с постоянным уровнем остаточных напряжений трения на сместителе ($\sigma_{\text{ост}}$).

Описанный с помощью кривой $\sigma = f(\varepsilon)$ тип поведения реальных материалов, разрушение которых происходит после значимой (а иногда и существенной) остаточ-

ной деформации путем разрыва, является в первом приближении упруго-пластическим. Более детально, как упруго-фрикционно-пластическое поведение с упрочнением и размягчением, он охарактеризован Ж. Мандлом [Mandl, 1988], который также предложил для его описания теорию неассоциирующей пластичности. Последняя в данных условиях более полно отражает процесс деформации, чем теории упругости и жестко-пластичности [Gerbault et al., 1998]. Она привлекает внимание критерий Кулона-Мора, несжимаемое течение наряду с упругим поведением материала в локальных областях, а также предсказывает ослабление и локализацию деформации в материалах, где поведение в существенной степени зависит от всестороннего давления.

Таким образом, в итоге рассмотрения современных представлений механики разрушения, которые имеют отношение к процессу формирования зон сжатия, растяжения и сдвига в литосфере, можно отметить следующее. Закономерности разрывообразования в деформируемом объеме определяются, с одной стороны, его реологическими свойствами, а с другой, – типом внешнего воздействия. Свойства характеризуются комплексом параметров (вязкость, модули упругости, предел текучести и т. п.), меняющихся в зависимости от внешних условий, среди которых определяющее значение для разрывообразования в верхней (“хрупкой”) части литосферы имеет всестороннее давление.

Деформируемый объем в первом приближении однороден для возникновения и развития в нем разрушающего магистрального разрыва, если протяженность последнего в 10-100 раз превышает наибольший линейный размер структурных (в том числе и разрывных) элементов горной породы. В противном случае объем неоднороден, и приложенное к нему внешнее нагружение может изменить тип, т. е. привести к простому скалыванию в результате активизации движений вдоль уже существующих структурных элементов. При этом напряженное состояние будет различным в зависимости от “прораствания” инициирующей неоднородности в направлении, перпендикулярном (способ II) или параллельном (способ III) линии скольжения. В обоих случаях деформация объема в целом является некоаксиальной в отличие от другого возможного способа нагружения, где она соосна вследствие действия сил в двух взаимно перпендикулярных направлениях.

Поведение реального тела под нагрузкой, когда он после приобретения остаточной деформации теряет сплошность, характеризуется как упруго-пластическое с упрочнением и размягчением. Это означает, что разрушение наступает только в результате последовательной смены во времени серии деформационных состояний: упругости, упрочнения и ослабления. В последнем случае разрывообразование является доминирующим механизмом необратимой деформации, концентрирующейся со временем во все более и более узкой зоне и относящейся к скалыванию независимо от типа нагружения (или действующего тектонического режима, т. е. сжатия, растяжения, сдвига).

Характер возникающей в ходе деформации зоны локализованного скалывания (1-го порядка) в своих основных чертах (момент зарождения, пространственное положение, специфика деформации и др.) определяется теорией прочности Мора, с которой хорошо согласуется серия частных критериев разрушения. Она может быть использована и для определения аналогичных особенностей появления составляющих зону разрывов 2-го порядка с учетом изменяющихся в ходе трехмерной прогрессирующей деформации напряженных состояний данного иерархического уровня. Согласно теории Мора, для интересующих нас условий разрывообразования (преобладающих в верхней части литосферы) скалывание в деформационной зоне изначально

является сложным, протекающим с небольшим транспрессивным эффектом. При этом следует ожидать неравномерность в проявлении деформаций, как отражения неоднородности поля напряжений, обусловленной внешними относительно нагруженного объема причинами.

Суть используемого в работе тектонофизического подхода состоит в анализе известных и полученных в ходе исследования особенностей организации разрывной структуры природных зон сжатия, растяжения и сдвига с позиции описанных выше общих закономерностей разрушения деформируемых твердых тел. Это не только дает возможность для представления всего объема часто, казалось бы, разрозненных знаний о процессе разрывообразования в единой системе, но и установления качественно новых закономерностей их строения и развития. Подобные закономерности имеют характер обобщающих, поскольку отличаются от более частных независимостью от структурно-вещественной специфики конкретных, различных по масштабам объемов литосферы. Таким образом, они свойственны широкому кругу природных объектов, понятие о которых, все же, следует конкретизировать.

Поскольку влияние размеров деформируемого объема может сказываться, если не на общем характере их поведения под нагрузкой, то по крайней мере на отдельных закономерностях разрушения, масштаб исследуемых в работе зон сжатия, растяжения и сдвига ограничивается рангом разломов. При этом главными объектами изучения являлись наиболее мелкие и самые крупные из них, что позволяло свойственные обоим рангам закономерности считать характерными и для зон, занимающих по размерам промежуточное положение. Мелкими считались разломные зоны, для которых разрывами 2-го порядка являются трещины, т. е. поверхности механического разрушения протяженностью 0.1-100 м и с амплитудой смещения 0.1-100 мм [Чернышев, 1983]. В качестве крупных рассматривались зоны сжатия, растяжения и сдвига с длиной более 1000 км или амплитудой смещения, превышающей 100 км. Их строение определяется развитием разломов, которые в сравнении с главным объектом исследования (1-го порядка) относятся ко 2-му порядку.

Наиболее известные из самых крупных объектов исследования, активно развивающихся в настоящее время, показаны на схеме (рис. 1.5). Так как это элементы континентальной структуры, из известных типов зон сжатия литосферы, определяющихся процессами субдукции и коллизии, на ней фигурируют лишь образовавшиеся вследствие столкновения плит, из разнотипных зон растяжения – сформировавшиеся при континентальном рифтогенезе, а из зон сдвига – дизъюнктивы, образующиеся главным образом при простом скалывании. Представленные на схеме объекты не являются узкими границами взаимодействующих литосферных блоков и состоят из комплекса парагенетически связанных разрывов и складок, занимающих по ширине сотни километров [Трифонов и др., 1989]. В современном рельефе эти территории часто представлены линейно вытянутыми поднятиями, геоморфологические особенности которых отчетливо отражают режим формирования зон, т. е. сжатие, растяжение или сдвиг [Макарова и др., 2000].

Большинство активных зон сжатия, растяжения и сдвига располагаются в Альпийско-Гималайском подвижном поясе и особенно тяготеют к центрально-азиатскому региону, где структурообразование по представлениям П. Молнара, П. Таппоннье [Molnar, Tapponnier, 1975] и их многочисленных последователей обусловлено Индо-Евразийской коллизией. Зоны сжатия, растяжения и сдвига, рассмотренные в работе, принадлежат главным образом к этому региону, так как автор имел возможность в пределах некоторых из них проводить в том числе и полевые исследования. С другой стороны, анализ конкретных разломных структур, как таковых, не

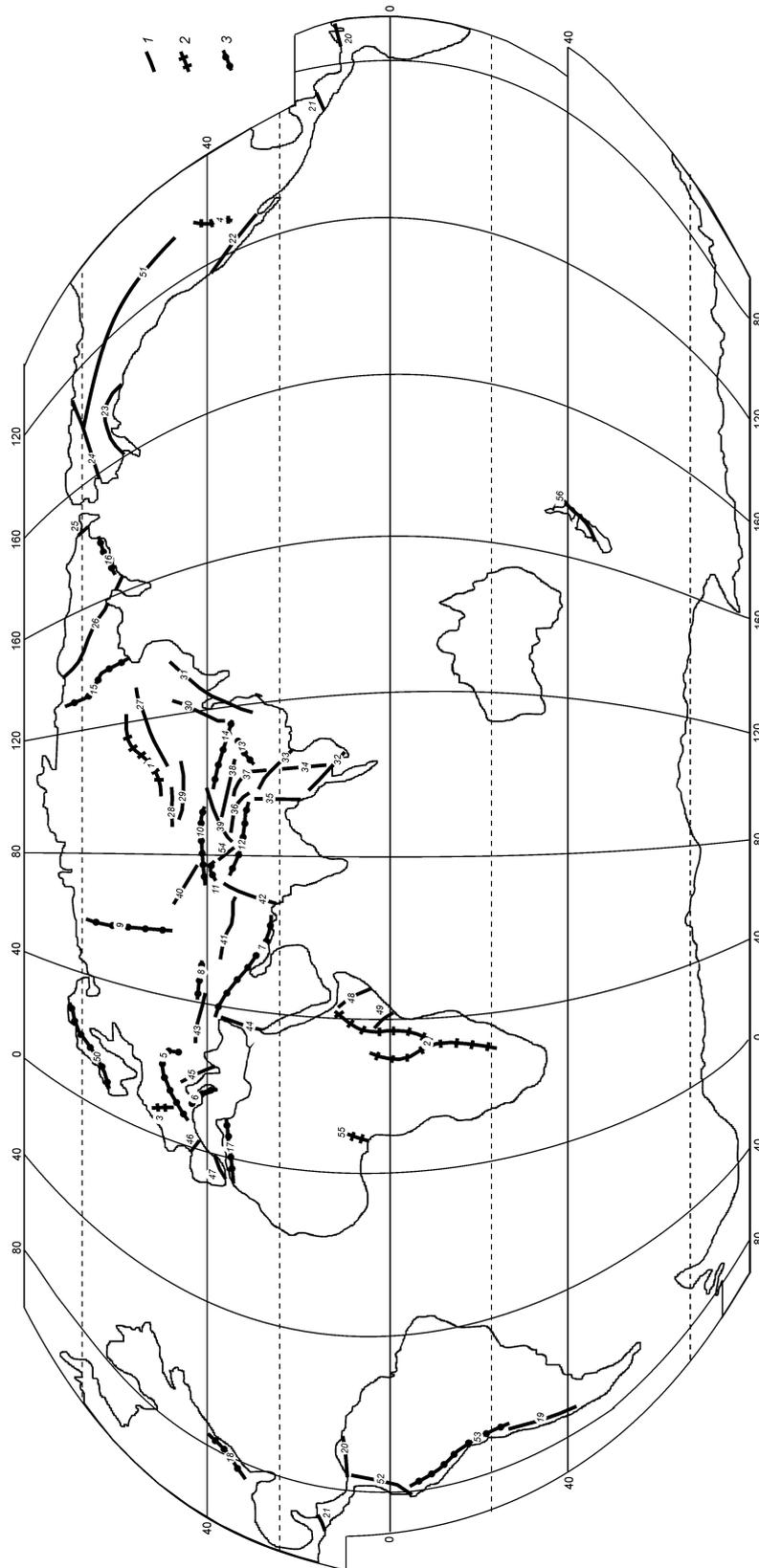


Рис. 1.5. Схема наиболее крупных активных зон сдвига (1), растяжения (2) и сжатия (3) континентов, составленная по материалам монографий [Разломообразование в литосфере, 1991; 1992; 1994].

Названия зон: 1 – Байкальская; 2 – Восточно-Африканская; 3 – Рейнско-Ливийская; 4 – Кардильерская; 5 – Альпийская; 6 – Аппенинская; 7 – Загросская; 8 – Кавказская; 9 – Уральская; 10 – Тянь-Шаньская; 11 – Памирская; 12 – Гималайская; 13 – Лонгмен-Шаньская; 14 – Килиан-Шаньская; 15 – Верхоянская; 16 – Карякская; 17 – Атласская; 18 – Тянь-Шаньская; 19 – Атакамская; 20 – Эль-Пиларская; 21 – Кайманская; 22 – Сан-Андреасская; 23 – Деналийская; 24 – Калтангская; 25 – Чукотская; 26 – Момская; 27 – Монголо-Охотская; 28 – Хангайская; 29 – Болнайская; 30 – Северо-Китайская; 31 – Тянь-Лууская; 32 – Ванг-Чаусская; 33 – Айлао-Шанская; 34 – Джен-Биенская; 35 – Салуинская; 36 – Хох-Кеиллийская; 37 – Канг-Тингская; 38 – Кунь-Луунская; 39 – Алтын-Татская; 40 – Таласо-Ферганская; 41 – Герат-Шахдурская; 42 – Чаман-Мокурская; 43 – Северо-Анатолийская; 44 – Левантййская; 45 – Балканская; 46 – Пиринийская; 47 – Южно-Испанская; 48 – Мадраасская; 49 – Асвайская; 50 – Скандинавская; 51 – Скалистогорская; 52 – Ромеральская; 53 – Андийская; 54 – Каракорумская; 55 – Камерунская; 56 – Новозеландская.

являлся главной задачей исследования, а служил основой изучения зон сжатия, растяжения и сдвига континентальной литосферы в целом. В этой связи для выявления отдельных общих закономерностей их формирования привлекались данные по широкому кругу природных объектов.

Исследование таких, существенно отличающихся по размерам объектов в рамках тектонофизического подхода осуществлялось комплексом методов, детали которых рассмотрены в соответствующих разделах монографии. Однако во всех случаях исследования в большей или меньшей степени (в зависимости от представительности фактического материала) включали анализ 1) пространственного положения и типов разрывов, 2) распределения их плотности (или амплитуд смещения) и 3) размеров. Две последние характеристики, к каждой из которых при моделировании добавлялись еще несколько параметров, отражают закономерности проявления, соответственно, интенсивности разрывной деформации в исследуемых зонах и ее кинетики. Это в свою очередь позволило установить наиболее общие закономерности формирования внутренней структуры зон сжатия, растяжения и сдвига в пространстве и времени.

Первая группа показателей, характеризующая морфогенетические типы составляющих зону разрывов, исследовалась в каждом конкретном случае наиболее подробно. Она является отражением вида реализующейся в пределах зоны деформации, включая и те ее особенности, которые возникают в тектонических режимах сжатия, растяжения и сдвига. Следует отметить, что используемый в данном случае анализ был не кинематическим, рассматривающим характер смещений по активным разломам, а парагенетическим, основы которого разрабатывались за рубежом [Cassas et al., 1990] и особенно активно в нашей стране сотрудниками ГИН РАН [Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1965; 1991; Ружич, 1972; Расцветаев, 1987а, б; Структурные парагенезы..., 1997; Копп, 1997; Трифионов, 1983; 1999]. Под “парагенезисом разрывов” мы, используя подходящие к теме исследования признаки из определений А.В. Лукьянова, Л.М. Расцветаева, В.И. Старостина и В.С. Милеева, понимаем совокупность разнотипных разрывных систем, сформировавшихся в одной геолого-механической обстановке и составляющих в плане единые линейно вытянутые зоны. В соответствии с этим определением входящие в парагенезис разрывы зачастую именуются в работе как активные на одном этапе тектогенеза, что не всегда согласуется с известным для тектонистов понятием “активный разлом”. Кроме того, в монографии рассматриваются главным образом парагенезисы разрывов 2-го порядка, т. е. нарушений, в формировании которых определяющую роль играла некая структура 1-го порядка [Стойнов, 1977].

Таким образом, внутренняя структура зон сжатия, растяжения и сдвига континентальной литосферы рассматривается в работе на основе парагенетического анализа разрывных сетей, дополненного оценкой размеров и интенсивности составляющих их тектонических нарушений.

Часть II.

ТРЕЩИННАЯ СТРУКТУРА РАЗЛОМНЫХ ЗОН РАЗНОГО МОРФОГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА

Разрывами 2-го порядка для мелких разломов, как одного из главных объектов исследования, являются трещины. В связи с этим в данной части работы рассматриваются закономерности трещинообразования в разломных зонах земной коры сначала по материалам предшественников, а затем – на основе собственных результатов.

Глава II.1. Современное состояние проблемы изучения трещинообразования в разломных зонах земной коры

Прежде всего, необходимо остановиться на условиях трещинообразования, для которых характерны некоторые особенности по сравнению с рассмотренными в вводной части работы общими закономерностями поведения литосферы при разрывообразовании. Так, при упруго-пластической в целом реакции массива в ходе образования трещин, роль обратимой деформации здесь резко снижена. Этот характер поведения некоторые отечественные исследователи [Михайлова, 1989; Ребецкий, 1997; Тверитинова, 1997] называют также псевдо- (или “квази-”) пластическим. Отрезок кривой $\sigma = f(\epsilon)$, отвечающий за ослабление, в этом случае невелик, и остаточная деформация вызывает лишь изменения угловых взаимоотношений между возникшими ранее трещинами, на что обращали внимание многие исследователи [Гзовский, 1963; Николаев, 1977; 1992; Ramsay, 1980; Hancock, 1985; Ramsay, Huber, 1987; Семинский, 1997]. Разрушение же наступает в результате развития главным образом упругой деформации, которая играет существенную роль при разнотипном (способы I, II, III) трещинообразовании. Описанный стиль поведения горных пород, согласно данным В.Н. Николаевского [1996] (см. также обзор из книги Дж. Райса [Райс, 1982]), в целом характерен для таких термобарических условий (верхние пределы: $\sigma_{bc} = 2$ кбар; $T = 200^\circ\text{C}$), которые в разломах могут иметь место примерно до глубин 8 км.

Осесимметричность напряженного состояния в зонах мелких разломов в целом должна усиливаться при существенно упругой реакции горного массива, характеризующегося сравнительно низким коэффициентом Пуассона. Поэтому не случайно известные исследователи полей напряжений в упругих оптически активных средах [Осокина, Цветкова, 1979] считали напряженное состояние, близкое к осевому сжатию ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$) или, реже, растяжению ($\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$) наиболее часто встречающимся для обобщенных условий разрывообразования в земной коре.

Для трещин, как структурных элементов, при формировании которых большую роль играет упругая составляющая деформации, важна степень однородности природного массива. Многие исследователи считают, что все структурные неоднородности соизмеримого с трещинами ранга (особенно разрывного типа), образующиеся в течение времени существования горной породы, оказывают влияние на структурообразование. В то же время в ряде публикаций по трещиноватости, развитой в регионах со сложной историей тектонического развития [Кнорринг, 1969; Ни-

колаев, 1992; Тверитинова, 1997], отмечается, что большая часть трещин соответствует последнему этапу деформации горного массива. Трещины, долгое время не испытывавшие активизацию, переходят в латентное состояние за счет адгезии, спекания и других процессов, что наиболее интенсивно осуществляется в условиях повышенных температур и давлений. После приложения тектонических сил к массиву подобного типа большинство древних трещин не активизируется, и только часть из них (наиболее благоприятно ориентированных в новом поле напряжений) начинает развиваться согласованно с новообразованными разрывами.

Наиболее отчетливо этот процесс должен быть выражен в зонах разломов, где деформации характеризуются повышенной интенсивностью. Чтобы еще более снизить осложняющее влияние древних разрывов, для наших детальных исследований подбирались разломы, которые формировались в главный этап становления структуры природного региона, а последующие тектонические активизации (если таковые имели место) были менее проявлены. Что касается нетектонической активизации, чаще всего связанной с выходом массива к поверхности (разгрузка напряжений, техногенные воздействия, выветривание), то она главным образом подчеркивает ранее существовавшие системы трещин. Результаты работ показали, что подавляющее большинство систем трещин, выявленных путем статистических измерений вблизи сбросов, взбросов, сдвигов и надвигов, генетически связаны с полями напряжений, имевшими место в ходе возникновения и развития магистрального сместителя.

Интересующее нас в связи с изучением описанных объектов парагенетическое направление исследований трещин связано с возможностью применения в практике структурного анализа пространственных взаимоотношений сколовых разрывов и осей главных нормальных напряжений, вытекающих из теории Мора. Разработка методики определения положения осей напряжений по ориентировке трещин скола и растяжения в нашей стране связана с именем М.В. Гзовского [1960; 1963], а за рубежом – Д.В. Стернса [Stearns, 1969] и М. Фридмана [Friedman, Stearns, 1971]. При этом ключевым вопросом правомерности ее применения является установление для используемых при анализе систем трещин сопряженности, т. е. наличия для них такой кинематики движений, при которой линии скольжения по трещинам перпендикулярны линии пересечения их плоскостей. Трудности в решении этого вопроса общеизвестны [Гзовский, 1960; 1963; Шерман, Днепровский, 1989] и обычно определяются физическим отсутствием прямых признаков сопряженности (соответствующие смещения маркеров или расположение штрихов скольжения на плоскостях; явно выраженная “скульптура поверхности”, однозначно свидетельствующая о направлении подвижки и др.) и косвенным характером других признаков (особенности слияния и пересечения; постоянство угла между системами трещин при изменении их ориентировки и др.), что осложняется частичной асинхронностью формирования систем [Ажгирей, 1956; Ярошевский, 1981; Чернышев, 1983; Шихин, 1991 и др.].

Наиболее перспективный путь в решении этой проблемы, по нашему мнению, связан со статистическим исследованием серии параметров, которые могут быть определены для любой трещинной сети. Оригинальные исследования в этом направлении, связанные с фрактальным анализом формы поверхностей трещин, осуществляются за рубежом [Menendez et al., 1996]. В нашей стране статистические исследования трещин проводились П.Н. Николаевым [1977; 1992], который создал достаточно формализованную методику реконструкции осей палеонапряжений. На основе массовых замеров элементов залегания трещин и их представления в оригинальном виде на прямоугольной палетке был выявлен и теоретически обоснован новый объективный критерий сопряженности – наличие противоположно направленных разбросов у мак-

симумов полюсов двух сопряженных систем трещин, возникающих в связи с вариациями напряжений в результате разрывообразования. Максимумы трещиноватости вытянуты в сторону квадранта относительного растяжения, что позволяет, учитывая симметрию тензора напряжений, восстанавливать положение его главных осей. Поскольку исходным фактическим материалом для анализа могут являться даже “немые” в структурном смысле трещины горных пород, метод Николаева часто бывает единственно возможным для определения ориентации осей палеонапряжений в произвольно выбранном коренном выходе. В то же время его отдельные положения требуют дальнейшей разработки, касающейся технических особенностей некоторых операций (сильные искажения на прямоугольной структурной диаграмме формы максимумов полюсов пологих трещин делает анализ последних практически невозможным), выявления особенностей динамики формирования сети сопряженных трещин в квазипластической среде (нет ясности в направлении разбросов в случае увеличивающегося вклада в деформацию пластической составляющей), необходимости учета специфики состояния среды в ходе образования сопряженных трещин.

В настоящее время в литературе практически не встречаются работы, связанные со статистическим изучением трещиноватости, что свидетельствует об определенном “застое” в исследованиях подобного типа. Исключение составляют исследования сотрудников ОИФЗ РАН [Белоусов и др., 1997], посвященные установлению закономерностей формирования трещинных сетей в слабосцементированных породах. Основными причинами возникшей ситуации являются, во-первых, повышенная трудоемкость сбора и обработки статистической информации по трещинам, во-вторых, – малая эффективность существующих способов анализа, обусловленная неопределенностью возрастных взаимоотношений пространственно взаимосвязанных систем трещин (в пределах одного коренного выхода может быть до 10 систем), а также неопределенностью закономерностей формирования деформационных структурных элементов, с которыми генетически связаны трещины.

В то же время сейчас, по нашему мнению, создались благоприятные условия для нового скачка в развитии парагенетического направления в исследовании приразломных трещин, так как имеются все предпосылки для преодоления перечисленных выше трудностей. Из предыдущих работ (см. выше) известны главные составные части перспективного подхода к исследованию парагенезисов трещиноватости (количественный, поранговый и генетический анализы структурно-однородных массивов), которые могут быть сравнительно быстро реализованы в связи с широким внедрением вычислительной техники в практику проведения геологических работ. Повсеместное распространение трещин позволяет проводить картирование их парагенезисов, прогнозируя в том числе и возрастные взаимоотношения на основе однозначных определений, сделанных в ключевых точках наблюдения. Что же касается закономерностей трещинообразования в пределах различных деформационных структурных элементов земной коры, то о прогрессе в этом вопросе, по крайней мере в отношении разломных зон можно судить по представленным ниже литературным данным.

Разломные зоны выделяются среди окружающих территорий повышенной плотностью тектонической трещиноватости (количество разрывов на единицу длины, площади или объема, подсчитанное различными способами). Данный параметр может служить мерой деформации природного массива при отсутствии более точных способов ее определения [Чернышев, 1983; Парфенов, 1986; Рац, Ваник, 1986; The encyclopedia..., 1993]. По мнению М.В. Гзовского [1963] и Л.Д. Кнорринга [1969], он даже пропорционален величине действующих напряжений, так как образование трещин эти исследователи связывают с упругой составляющей общей деформации.

Обычно специалистами отмечается равномерное увеличение плотности трещин по мере приближения к сместителю со стороны крыльев, хотя более точные измерения [Рац, Чернышев, 1970; Чернышев, 1983; Scholz et al., 1993] свидетельствуют об экспоненциальном законе в характере поперечных вариаций данного параметра. В то же время из рудной геологии, а также целенаправленных исследований вблизи обычных [Лобацкая, 1987] и сейсмогенных [Штейберг, 1983] разломов, известно, что в подавляющем большинстве случаев более раздробленным является одно из крыльев разлома – подвижное (обычно это висячее крыло), где зона характеризуется наибольшими величинами ширины и густоты трещин.

Продольные вариации плотности приразломных трещин изучены значительно меньше поперечных, что связано с большой трудоемкостью исследований подобного типа, осложняющихся, как правило, неравноценной доступностью разных участков зоны влияния разлома для непосредственных наблюдений. Однако работы локального масштаба свидетельствуют о существовании неравномерности в продольном распределении общей густоты трещин: сместитель тектонического нарушения обычно трассируется цепочкой максимумов рассматриваемого параметра.

Поскольку условия развития опережающих и опережаемых трещин кардинально отличаются друг от друга, ниже результаты предыдущих исследований рассматриваются для них отдельно, несмотря на то, что во многих публикациях опережающие по сути трещины описываются под названием “опережающие”.

М.В. Рац и С.Н. Чернышев [Рац, Чернышев, 1970; Чернышев, 1983], впервые выделившие опережающие и опережаемые трещины, установили некоторые отличия в особенностях распределения их плотностей вкрест и вдоль простирания разломных зон. По времени опережающие трещины образуются раньше магистрального сместителя и развиваются группами, что отражается на кривых вариаций плотности в виде асимметричных или полимодальных распределений. Опережающие трещины возникают после образования магистрального сместителя за счет повышения напряжений в крыльях при их трении в процессе смещения. Они распространяются по обе стороны от сместителя в полосе, ширина которой напрямую связана с длиной материнского разлома. В отличие от опережаемых, густота опережающих трещин при удалении от сместителя уменьшается постепенно. Вдоль простирания разлома опережаемые и опережаемые трещины образуют овальные участки повышенной плотности, причем распределение последних характеризуется большей неравномерностью в связи с приуроченностью максимумов их плотности к неровностям плоскости сместителя.

Относительно ориентации опережающих разрывов у исследователей не сложилось единого мнения, о чем свидетельствует рис. П.1, где приведены наиболее типичные случаи расположения нарушений данного типа. Унифицированной схемы здесь нет и, по-видимому, не должно быть, так как специфика полей напряжений 2-го порядка будет существенно отличаться не только для разных разломных зон, но и для отдельных частей единого сместителя. Поэтому вопрос об ориентировке опережающих трещин в каждом конкретном случае должен решаться особо с учетом формы, размеров и состава неоднородного в смысле скорости скольжения участка сместителя (например, его изгиба), специфики действующих сил (направление, величина) и условий деформирования (окружающее давление, температура, наличие флюидов).

Таким образом, распределение и ориентировка опережающих трещин характеризуются крайней неоднородностью и зависят от ряда факторов, среди которых определяющим являются местоположение, форма и тип тормозящей скольжение неоднородности. Процесс образования и развития опережающих разрывов направлен на ее ликвидацию и выравнивание условий скольжения по сместителю, что и достигается в

итоге за счет образования на его месте широкой зоны дробления [Райс, 1982; Николаевский, 1996].

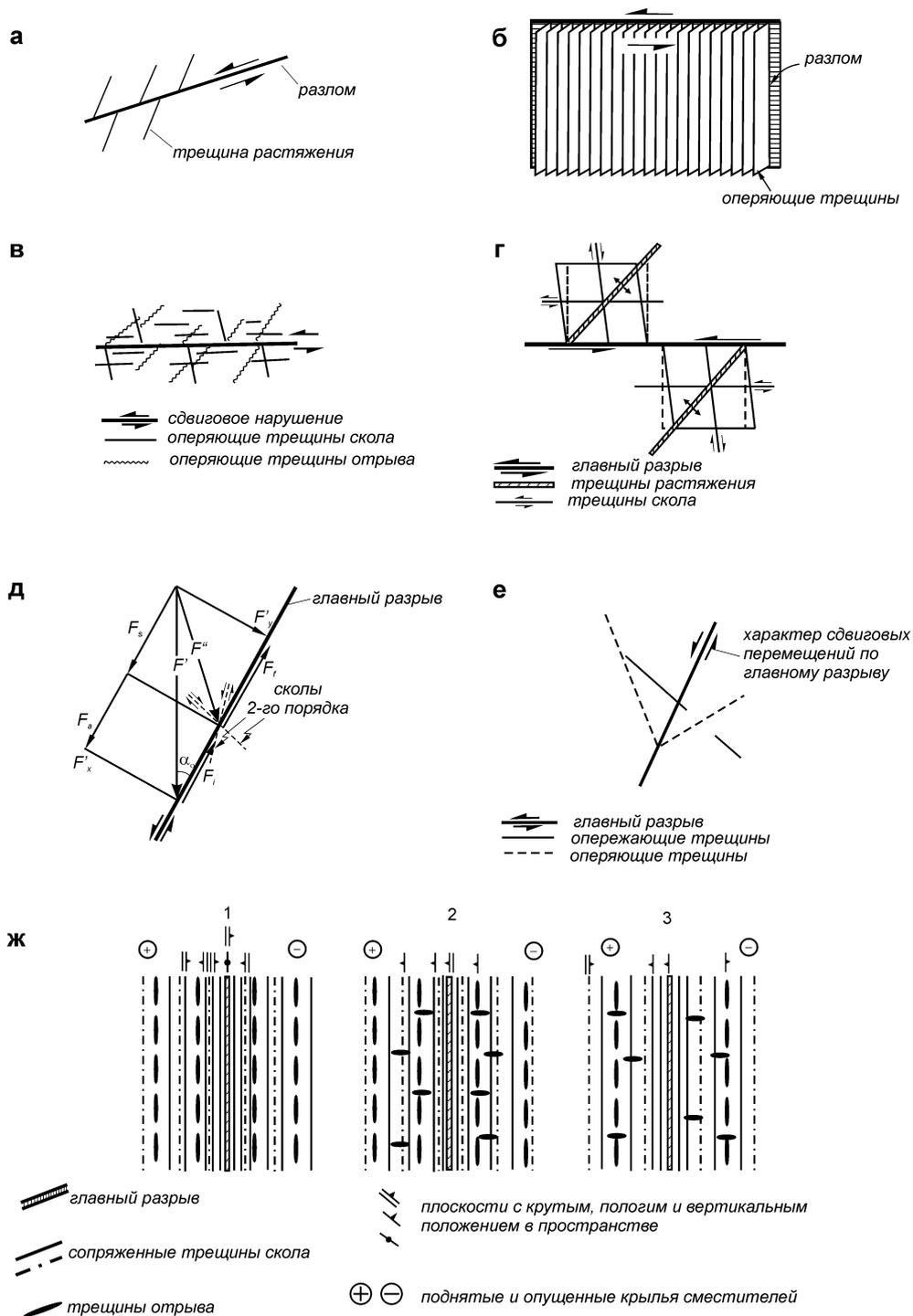


Рис. П.1. Парагенезисы опережающих трещин у левосдвиговых сместителей по результатам теоретических, экспериментальных или натуральных исследований Е. Лайтая [Lajtai, 1969] (а), П. Ханкока [Hancock, 1985] (б), Ф.И. Вольфсона [Вольфсон, Яковлев, 1975] (в), А.В. Пэка [1939] (г), Г. МакКинстри [McKinstry, 1953] (д) и С.Н. Чернышева [1983] (е), а также у разломов со смещением крыльев по падению (1 – сброс; 2 – взброс; 3 – надвиг) по С.И. Шерману [Шерман, Днепровский, 1989] (ж) в плане.

Буквенные обозначения к рис. П.1д – см. по [McKinstry, 1953].

Поскольку вид парагенезиса разрывов, опережающих формирование сместителя мелкого разлома (скола в механическом понимании термина), должен зависеть от способов его прорастания (см. рис. I.3), соответствующие последним литературные материалы ниже рассматриваются раздельно.

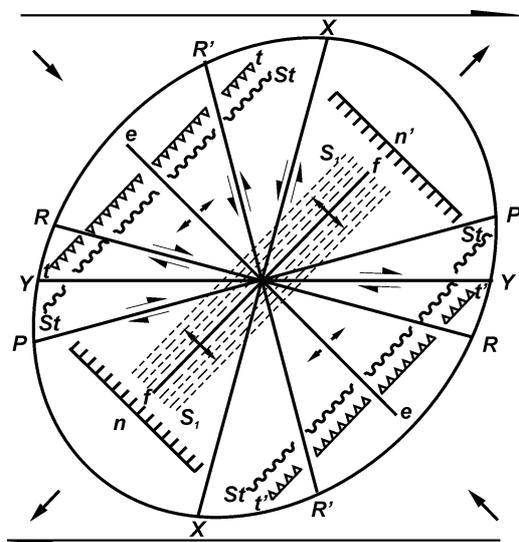


Рис. II.2. Компильтивная диаграмма, иллюстрирующая системы эшелонированных структурных элементов, которые образуются в сдвиговой разломной зоне при простом скалывании (по [Hancock, 1985]).

Обозначения: R, R', X, P, Y – попарно сопряженные и одиночные системы сдвигов; n и n' – сопряженные системы сбросов; t и t' – сопряженные системы надвигов; e – разрывы растяжения; St – стилолиты; f – складки; S_1 – кливаж.

и отрывы e -типа (наклоненные примерно под 45° к поверхности сместителя). Трещины образуются при деформации простого скалывания, оси которой приблизительно совпадают с осями напряжений σ_1 и σ_3 , наклоненными к плоскости сместителя под углом 45° . Угол между системами опережающих трещин скола колеблется от 68° вблизи сейсмогенного разлома (см. рис. II.3б) до 90° , показанного на теоретической схеме М.В. Гзовского (см. рис. II.3в). При дополнительном поперечном сжатии углы наклона трещин всех трех систем к оси зоны увеличиваются, а при растяжении – уменьшаются, причем разрывы сколового типа (в том числе и сместитель) при значительных поперечных давлениях могут приобретать дополнительные компоненты смещения (сдвиги – взбросовые, надвиговые, сбросовые и наоборот). В зонах взбросов, надвигов и сбросов расположение в пространстве трех описанных систем трещин закономерно меняется вслед за изменением ориентировки по отношению к горизонту плоскости сместителя (см. рис. II.3а). В зоне сдвигового разлома эти системы будут иметь вертикальное положение, причем отклонение R' -сколов в момент их образования от перпендикуляра к плоскости будущего сместителя прямо связано с характером движения крыльев (правый или левый сдвиги).

Наиболее полный набор структурных элементов 2-го порядка, формирующихся при распространении разлома способом III, можно взять из работы П. Ханкока [Hancock, 1985], который использовал для его составления публикации многих авторов, изучавших процесс структурообразования при простом скалывании в различных условиях деформирования (рис. II.2). Большое разнообразие элементов объясняется существованием разнотипных полей напряжений 2-го порядка при прогрессирующей деформации, где значительную роль играет компонента вращения. Сопоставление этого рисунка и известных схем расположения систем трещин вблизи небольших разломных сместителей (рис. II.3) свидетельствует, что на последних фигурируют опережающие разрывы, хотя лишь С.Н. Чернышев их отчетливо характеризует подобным образом. При этом из полного набора разрывных систем, имеющих место у прорастающего способом III сместителя (см. рис. II.2), вблизи мелких разломов обычно встречаются только три.

Основу парагенезиса трещин составляют R -сколы (субпараллельные сместителю), R' -сколы (субперпендикулярные сместителю) и отрывы e -типа (наклоненные примерно под 45° к поверхности сместителя).

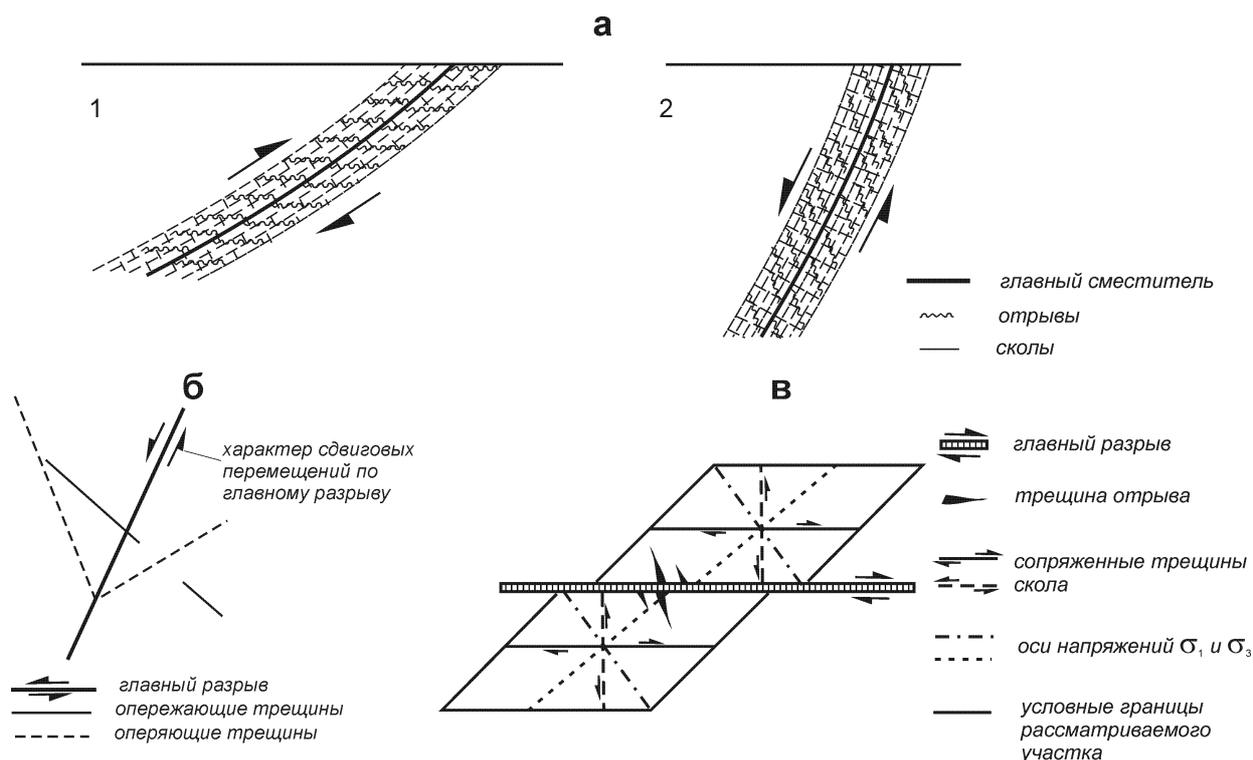


Рис. II.3. Парагенезисы опережающих трещин по материалам натуральных наблюдений А.Е. Михайлова [1956] (**а**) – для надвигов (1) и сбросов (2), С.Н. Чернышева [1983] (**б**) – для сдвигов, а также по результатам теоретических исследований М.В. Гзовского [1960] (**в**) – для деформации простого скалывания.

Развитие опережающих разрывов способом II изучается еще со времен А. Гриффитса, гипотеза прочности которого предполагала распространение первичных разрывов сплошности за счет повышения напряжений у их окончаний. Большой вклад в теоретическую разработку этой проблемы внесли многие российские и зарубежные исследователи [Anderson, 1951; Баренблатт, 1961; Chinnery, 1963; Bombolakis, 1968; Chinnery, Petrak, 1968; Scholz, 1968; Lajtai, 1971; Стоянов, 1977; Hildebrand-Muttelhehldt, 1979; Осокина, Цветкова, 1979; Segall, Pollard, 1980; Pollard, Aydin, 1988; Осокина, 1989; Scholz et al., 1993; Vermile, Scholz, 1998; Cowie, Shipton, 1998; и др.].

Наиболее полное исследование специфики структурообразования 2-го порядка методами математического и физического (на упругих оптически активных материалах) моделирования провела Д.Н. Осокина [Осокина, Цветкова, 1979; Осокина, 1989]. Она развила представления С. Стоянова [1977] для трехмерных полей напряжений о возможности кардинальных изменений соотношений величин главных нормальных напряжений у вершины сколового разрыва. Д.Н. Осокиной рассмотрены различные структурные ситуации на окончаниях разрыва 1-го порядка, однако при наиболее распространенном в природе напряженном состоянии одноосного сжатия в горизонтальной плоскости (иногда с дополнительным давлением по вертикали) рост разрыва должен осуществляться либо путем формирования разрывов растяжения в “тыловых” частях движущихся блоков, либо за счет распространения двух систем сдвиговых (в геологическом смысле) нарушений (рис. II.4а). В последнем случае происходит отклонение разрыва от его первоначального простираия, так как он удлиняется посредством объединения с серией вторичных нарушений той системы сдвигов, которая соответствует ему по знаку смещения.

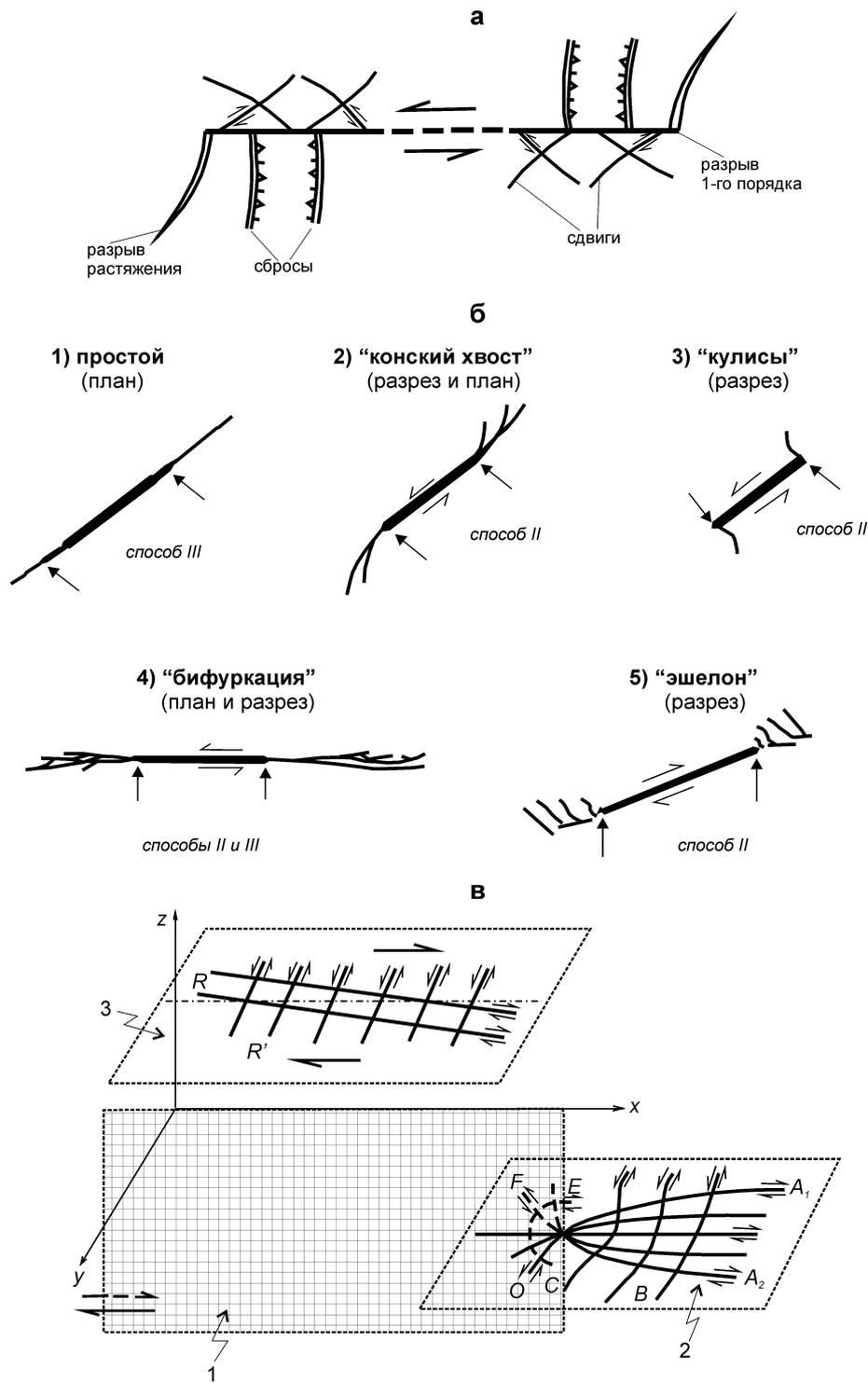


Рис. П.4. Разновидности разрывов 2-го порядка у окончаний разломов, развивающихся при скалывании.

а – Данные моделирования на упругих опрически активных материалах в условиях одноосного сжатия с наложением умеренного сжатия по вертикали (по [Осокина, Цветкова, 1979]). Обозначения даны для случая, когда разрыв 1-го порядка является левым сдвигом.

б – Данные, обобщенные для природных разломов (по [McGrath, Davison, 1995] с упрощениями).

в – Обобщенная схема нарушений 2-го порядка около разрывной поверхности 1: на плоскости 2 – у лобового ребра; на плоскости 3 – у продольного ребра (по [Стоянов, 1977]). Разрывы $A_{1,2}$ - и R -типов, а также B - и R' -типов, соответственно, составляют группы синтетических и антитетических нарушений.

Структурные ситуации вблизи окончаний мелких природных разломов, обобщенные А.Дж. Мак-Графом и И. Дэвисоном [McGrath, Davison, 1995] в целом свидетельствуют о правильности описанных построений для скалывания способом II (см. рис. II.4б). Особенно широко распространены ситуации с проращением разлома 1-го порядка за счет аналогичной ему по типу системы трещин скола (см. рис. II.4б-2, б-4). Это приводит к формированию известных из практики структур типа “конского хвоста” или к выполаживанию сбросов (на глубине) и взбросов (у поверхности), хотя в образовании последних существенную роль играют вариации динамической обстановки в земной коре по вертикали.

Широко известные случаи с развитием разрывов различного морфогенетического типа по разные стороны от сместителя [Буртман и др., 1963], по-видимому, больше соответствуют сравнительно крупным разломам. Для мелких нарушений характерно проявление в зоне разрушения двух систем трещин (см. рис. II.4б-5). Как показали исследования зарубежных специалистов [Scholz, 1968; Scholz et al., 1993; Anders, Wiltschko, 1994; Moog, Lockner, 1995; Cowie, Shipton, 1998], для разнотипных природных разломов и разрывов, полученных в эксперименте с образцами горных пород, угловые взаимоотношения этих систем друг с другом и с разломом 1-го порядка (при его проращении способом II) аналогичны таковым для трещин R - и R' -типов при развитии магистрального сместителя способом III. При этом преимущественная распространенность характерна для первых, за счет чего разрастающийся главный разлом и приобретает зигзагообразный вид.

Все вышеизложенное позволяет с еще большей обоснованностью считать парагенезис из двух систем трещин наиболее распространенным результатом разрядки вторичных напряжений у окончаний разлома 1-го порядка. Это, в свою очередь, дает возможность использовать далее обобщенный подход С. Стоянова [1977] к проблеме структурообразования 2-го порядка, считая отличия в характере распределения опережающих разрывов при распространении способами II и III менее существенными по сравнению с главными чертами сходства (рис. II.4в). Иными словами, вблизи плоскости сместителя любого разлома следует ожидать повсеместное присутствие двух основных систем трещин скола (R - и R' -типов) и одной системы отрывов (e -тип), опережающих его появление в пространстве и времени.

Иногда в результате сложно протекающего процесса вторичного разрывообразования вблизи сместителя тектонического нарушения могут образовываться специфические структурные парагенезисы. Наиболее известны среди них пояса трещиноватости, представляющие собой совокупности плоскостей, линии пересечения которых имеют одинаковую ориентировку в пространстве [Будько, 1958; Данилович, 1961; Шерман, Днепровский, 1989]. Они возникают за счет развития опережающих или опережающих нарушений и имеют, согласно исследованиям Д.Н. Осокиной [Осокина, Цветкова, 1979], три варианта пространственного положения, определяющиеся различной ориентировкой плоскости $\sigma_1\sigma_3$ поля напряжений 2-го порядка: 1) пояса, образованные трещинами, которые параллельны лежащей в плоскости разлома нормали к линии скольжения, 2) пояса, образованные трещинами, параллельными нормали к плоскости разлома и 3) пояса, образованные трещинами, параллельными линии скольжения. При этом формирование пояса из опережающих трещин может происходить только при пластическом волочении горных пород в крыльях тектонического нарушения [Стоянов, 1977].

Пояса трещиноватости могут образовываться и нетектоническими трещинами [Шерман, Днепровский, 1989], но в этом случае они легко отличимы от приразломных. Кроме того, наибольшее распространение имеют пояса именно вблизи смести-

телей тектонического происхождения, чего нельзя сказать о других множественных образцах систем активных и активизированных трещин, описанных в цитируемых ниже и многих других работах [Rechez, 1978; Чернышев, 1983; Расцветаев, 1987а; Guiraud et al, 1989; Черезов, Шубин, 1990; Nieto-Samaniego, Alaniz-Alvarez, 1997]. Следовательно, пояса трещиноватости могут появляться вблизи разломов как результат специфических условий деформации.

Итак, трещиноватость в разломных зонах образует достаточно разнообразные по сложности сети. В зависимости от условий деформации, меняющихся в течение формирования разломного сместителя, в зоне его влияния могут возникать и активизироваться несколько типов опережающих и оперяющих трещин, что значительно осложняет выявление общих закономерностей структурообразования. Однако анализ существующих публикаций позволяет уже сейчас выделить структурные парагенезисы, характерные для наиболее общего случая формирования внутренней структуры небольших природных разломов.

Главную роль в зонах влияния небольших разломов различного морфогенетического типа должны играть опережающие трещины, которые, имея повсеместное, но сложное по характеру распределение, обычно образуют повышенные концентрации висячих крыльях тектонического нарушения. Наибольшей густотой в непосредственной близости от сместителя, развивающегося способами II и III, характеризуются R -сколы, которые вместе с R' -сколами и трещинами растяжения составляют предпочтительный в большинстве динамических обстановок трещинный парагенезис. В условиях близости деформации субстрата разломных зон к простому скалыванию R -сколы на всем их протяжении занимают параллельное, а R' -сколы – перпендикулярное положение к плоскости сместителя при биссекторной ориентировке трещин растяжения.

Опережающие трещины у разломов рассматриваемого ранга должны иметь резко подчиненное распространение из-за отсутствия достаточных для их образования пластических деформаций или сил трения на сравнительно ровном сместителе. Оперяющие трещины, согласно известной схеме А.В. Пэка (см. рис. II.1г), которая удовлетворительно объясняет многие структурные ситуации у небольших разломов [Крейтер, 1956; Вольфсон, Яковлев, 1975; Рац, Чернышев, 1970], но не имеет механического обоснования [Гуревич, 1955; Гзовский, 1963], на самом деле могут являться опережающими нарушениями. Нехарактерное положение трещин поперечной системы при этом объясняется либо искажением локального поля напряжений вблизи окончаний разлома при его распространении способом II (см. рис. II.4а), либо изменением первоначальной ориентировки R' -сколов в ходе продолжающейся деформации до образования сместителя разлома способом III. Участки распространения истинных оперяющих трещин ограничены и контролируются местоположением и формой неровностей на поверхности сместителя. Однако и в этом случае энергетически более выгодным представляется активизация в их пределах одной из систем опережающих трещин, имеющих повсеместное распространение в разломной зоне.

В связи с вышеизложенным наши исследования были направлены на установление новых закономерностей трещинообразования в разломных зонах земной коры в условиях ее растяжения, сдвига и сжатия. При этом основной акцент делался на статистическом изучении трещиноватости, что дало возможность уточнить состав парагенезиса разрывов 2-го порядка, выявить пространственные закономерности распределения трещин (зонального в проявлениях плотности и парагенетической представительности) в разломной зоне и в итоге – выйти на динамику формирования трещинной сети.

Глава II.2. Эмпирические закономерности строения и развития приразломных трещинных сетей

Как следует из заключительной части предыдущей главы, целенаправленные массовые исследования трещиноватости внутри разломных зон в последнее время практически не проводились. Поэтому очевидна актуальность работ подобного типа на новом этапе развития тектонофизики для понимания механизма деформации горных пород в зонах сжатия, растяжения и сдвига, которыми в данном случае, соответственно, являются зоны влияния взбросовых (надвиговых), сбросовых и сдвиговых разломов.

Главными задачами описанных ниже исследований были выявление на базе статистического изучения трещинных сетей наиболее общих закономерностей их строения и развития в зонах влияния разломов разного морфогенетического типа, а также создание на этой основе новой методики картирования деформационных (прежде всего, – разломных) структурных элементов земной коры.

II.2.1. Методика сбора информации и объекты исследований

Несмотря на то, что основные приемы сбора и первичной обработки информации по тектонической трещиноватости разработаны давно [Pincus, 1951; Михайлов, 1956; Нейштадт, 1957], эффективность их применения при статистических исследованиях трещиноватости сохраняется и в настоящее время. В соответствии с задачами настоящей работы были использованы следующие основные принципы сбора и обработки полевой информации по трещинам, изложенные в разном виде предыдущими исследователями:

1) массовый характер наблюдений с возрастанием их представительности по мере увеличения количества изученных коренных выходов;

2) единообразие наблюдений в пределах каждого обнажения горных пород, что при массовых исследованиях значительно снижает затраты времени на сбор и обработку полевого материала;

3) количественная (по-возможности) оценка определяющих свойств структурных элементов, что придает большую достоверность полученным результатам и позволяет использовать в процессе исследований компьютерную технику;

4) раздельное (но равноценное) изучение структурно разнородных объемов, выделяющихся при визуальной оценке структурно-вещественных характеристик исследуемого объекта;

5) сбор необходимой информации о всех пространственно или генетически связанных с трещиноватостью структурных элементах коренного выхода (зонах дробления, рассланцевания, трещиноватости, складках и т. п.) при повышении детальности исследования с увеличением их ранга.

Не касаясь деталей операций по сбору и первичной обработке полевой информации, остановимся на тех характерных моментах, которые имели место при исследовании трещиноватости вблизи сместителей разломов. Сеть точек наблюдения, густота которой определялась задачами и масштабом конкретного вида исследований, во всех случаях ориентировалась так, чтобы охватить наибольшее количество структурных обстановок, варьирующих в разломной зоне вкрест и по ее простиранию.

Основу наблюдений за трещинами в каждом обнажении горных пород составлял массовый замер элементов их залегания (в среднем 100 трещин). Он проводился в

соответствии с принятыми в структурной геологии правилами путем последовательного измерения всех трещин в пределах выбранного участка коренного выхода (площадью не менее 10 м²) с указанием их элементов залегания и, если возможно, генетической разновидности, состояния поверхности скольжения (штрихи, плюмаж-структуры и т. п.) и заполнителя, особенностей взаимоотношений с другими трещинами, количественных параметров (в том числе и густоты по направлениям). Если в коренном выходе встречались специфические структурные формы (сместители разломов, зоны дробления, трещиноватости, складки и т. д.), то информация о их местоположении вместе с результатами изучения по известным методикам [Ажгирей, 1956; Михайлов, 1984; Ramsay, Huber, 1987; Родыгин, 1991; Park, 1997] фиксировалась параллельно с наблюдениями за трещинами.

Первичная обработка массовых замеров заключалась в построении для каждой точки наблюдения структурных диаграмм трещиноватости в соответствии с методическими приемами, известными из цитированной выше литературы. При этом учитывались три момента, касающиеся плотностных характеристик максимумов полюсов трещин, которые ввиду большой информативности при статистических измерениях широко использовались в дальнейших операциях.

Во-первых, изолинии на диаграммах рассчитывались в процентах, что обеспечивает возможность сравнения абсолютных значений плотностей с диаграмм, построенных по различному числу замеров. Во-вторых, по этой же причине для подсчета плотности полюсов трещин при построении всех диаграмм использовалась одинаковая величина окна палетки, так как изменение данного параметра существенно влияет на рисунок изолиний (в нашем случае она равнялась 10° и соответствовала таковой на планифере Пронина). В-третьих, в значения каждого из получившихся на диаграмме максимумов плотности вводилась поправка в зависимости от углов падения составляющих их трещин: 0÷10° – 1.4; 11÷20° – 1.6; 21÷30° – 1.4; 31÷40° – 1.2; 41÷50° – 0.9; 51÷60° – 0.9; 61÷70° – 0.8; 71÷80° – 0.8 и 81÷90° – 0.8. Необходимость использования поправочных коэффициентов-множителей обоснована в специальной публикации [Семинский, 1994] и связана с наличием систематической ошибки полевых измерений, когда крутые трещины оказываются в более «выгодном» положении при наборе статистики, чем пологие.

Выбранные сотрудниками лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН А.С. Гладковым, А.И. Мирошниченко и автором методические приемы для построения круговых диаграмм положены в основу программного комплекса “Структура”, созданного математиками А.А. Бабичевым и Е.А. Левиной. Использование комплекса “Структура” не только существенно ускорило трудоемкий процесс обработки массовых замеров и повысило точность составления структурных диаграмм, но и позволило варьировать при их построении серией руководящих характеристик (тип используемой палетки, размер окна осреднения, уровни изолиний и др.). Кроме построения диаграмм, в “Структуре” запрограммированы формализованные операции методов восстановления осей напряжений (методики М.В. Гзовского и В.Д. Парфенова) и линии скольжения по разломному сместителю (методика В.Н. Даниловича).

Таким образом, результатами первичной обработки фактического материала с каждой точки наблюдения стала полученная в поле информация о характере нетрещинных структурных форм (если таковые имеются), структурные диаграммы трещиноватости, а также набор решений по наиболее простым специальным методам анализа сопряженных систем, штрихов скольжения и поясов трещиноватости. Материалы подобного типа были получены более чем для 800 точек наблюдения, располагающихся в Прибайкалье, Восточном и Западном Саянах, Южном Тянь-Шане, во

Вьетнаме и на Памире. Сбор такого количества данных по трещинам был бы невозможен без помощи коллег по работе А.С. Гладкова, С.Б. Кузьмина, О.В. Луниной, А.И. Мирошниченко, В.А. Санькова, А.В. Черемных, С.И. Шермана, а также вьетнамских специалистов Фунг Ван Фатя и Ву Ван Чиня, которым автор выражает искреннюю благодарность. Участие в измерениях по единой методике разных исполнителей позволило также практически полностью исключить субъективизм, который неизбежно возникает при сборе информации лишь одним исследователем.

Объектами наблюдений являлись разломные зоны, внутренняя структура которых формировалась в обстановках сжатия, сдвига и растяжения: Главный и Центральный Саянские сдвиги (Восточный Саян), Кандатский и Борусский взбросы (Западный Саян), Обручевский сброс (Прибайкалье), Гиссаро-Кокшаальский надвиг (Южный Тянь-Шань), Вахшский, Ванч-Акбайтальский, Рушано-Пшартский надвиги и Аксу-Мургабский сдвиг (Памир), сдвиги по реке Красной, реке Ка, по $10^{\circ}E$ меридиану, По-Ко, Нгатранг-Танхлинг, Лайчау-Денбиен, сброс по реке Ло, а также надвиг Тха-Хем – Ча-Бонг (Вьетнам) и другие крупные разломы. Так как зоны влияния перечисленных дизъюнктивов занимают огромные территории, изучению в их пределах подвергались лишь эталонные участки, главные особенности строения которых (в виду поискового характера исследований) были известны из работ предыдущих специалистов и адекватно отражены в материалах геологических съемок. Эти эталонные участки представляли три типа структурных ситуаций, которые различаются рангами обнажающихся в их пределах разломов. В первом случае трещиноватость изучалась вблизи главных сместителей разломных зон, во втором – у частных сместителей в их пределах и в третьем – у сместителей самого мелкого масштабного ранга, которыми являлись крупные трещины со штрихами или бороздами скольжения на плоскостях. Результаты исследования трещиноватости на эталонных участках разного типа приводятся в следующем разделе данной главы.

II.2.2. Трещинные парагенезисы вблизи сместителей разломов взбросового, сбросового и сдвигового типов

2.2.1. Основной тройственный парагенезис трещин

Как известно, осевые зоны разломов самого крупного масштабного ранга обычно представлены серией близко расположенных, часто пересекающихся сместителей одного морфогенетического типа. Поэтому массовое изучение трещиноватости на участках первого типа проводилось как у плоскостей с максимальной подвижкой, так и вблизи сопутствующих им крупных сместителей (рис. II.5). При этом объектами документации служили лишь те коренные выходы, где собственные структурно-геологические наблюдения подтвердили наличие и тип изучаемого разломного сместителя.

Анализ полученных в поле материалов позволяет выделить общую особенность пространственной ориентировки систем трещин у крупных разломных сместителей разного морфогенетического типа. В подавляющем большинстве изученных коренных выходов развиты три примерно перпендикулярные друг другу системы трещин. Иногда другие статистически значимые системы тектонических трещин в изучаемом объеме горной породы практически не образуются (см. рис. II.5). В других случаях три примерно ортогональные системы входят в возникающий при формировании сместителя пояс вращения, причем один из максимумов маркирует его полюс. В наиболее сложных ситуациях, когда трещины коренного выхода формировались

под действием существенно отличающихся полей напряжений, эти системы выделяются не так отчетливо, но все равно неизменно присутствуют на круговой диаграмме.

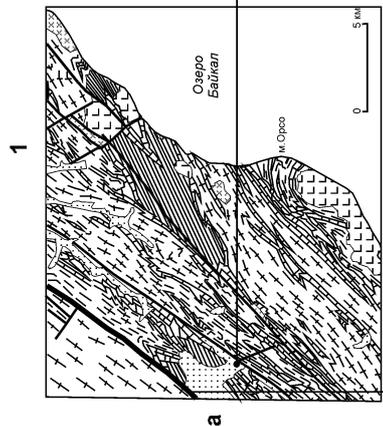
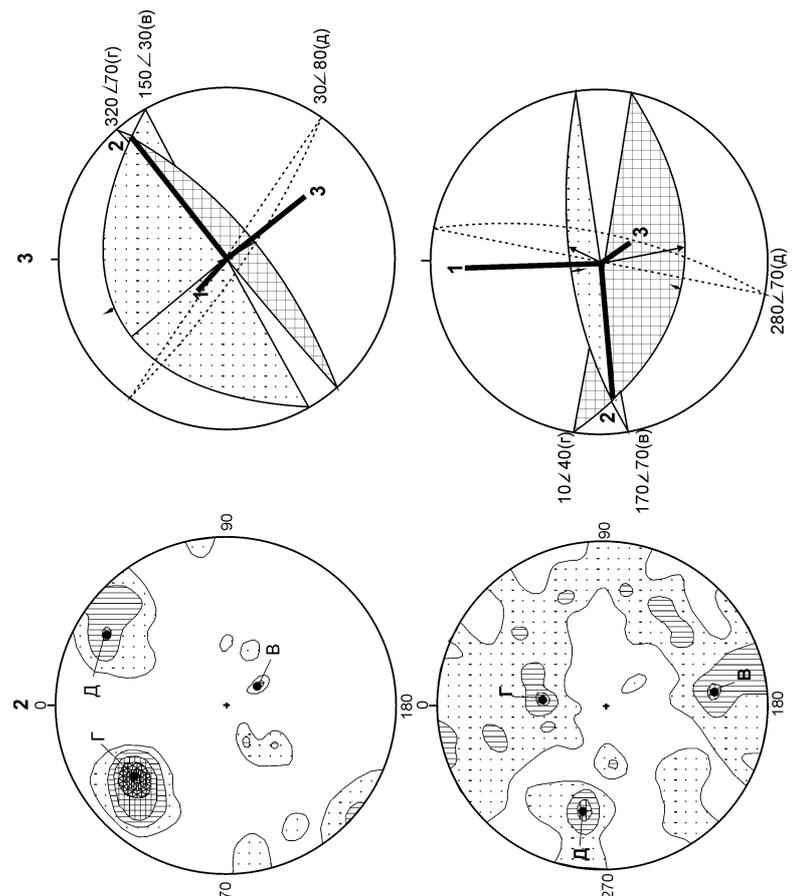
Анализ большого фактического материала по трещиноватости вблизи крупных разломных плоскостей показал, что ориентировка последних закономерно связана с пространственным положением каждой из трех описанных систем. Сама плоскость принадлежит к системе, которую можно назвать главной из-за наибольшей густоты представляющих ее трещин. Другая система трещин (второстепенная) у сдвигов вертикальна, а у разломов сжатия (взбросов и надвигов) и растяжения (пологих и крутых сбросов) простирается также, как и главная, но имеет противоположное падение и характеризуется меньшей величиной максимума на круговой диаграмме. В обнажениях горных пород обычно не наблюдается разрывов этой ориентировки, выходящих по размерам за ранг крупных трещин. Главная и второстепенная системы являются сопряженными в классическом понимании этого термина (см. главу II.1), в связи с чем их пространственное положение обычно используется в рамках известных методов [Гзовский, 1963; Николаев, 1977] для восстановления ориентировки осей напряжений и определения характера движения блоков по располагающемуся рядом сместителю (см. рис. II.5).

Третья, нетрадиционно выделяемая система была названа дополнительной и вблизи сдвигов горизонтальна, а у надвигов, взбросов и сбросов – вертикальна. Степень распространенности трещин этой системы определяется ее пространственной ориентировкой. Она обычно минимальна у сдвигов и максимальна у разломов с перемещением крыльев по падению, где ее развитию не препятствует воздействие веса вышележащей толщи горных пород. Морфология трещин дополнительной системы свидетельствует о сложном механизме их формирования: разные (а иногда одни и те же) трещины содержат и вещественный заполнитель, что свидетельствует об условиях растяжения, и близгоризонтальные штрихи скольжения, указывающие на скалывание.

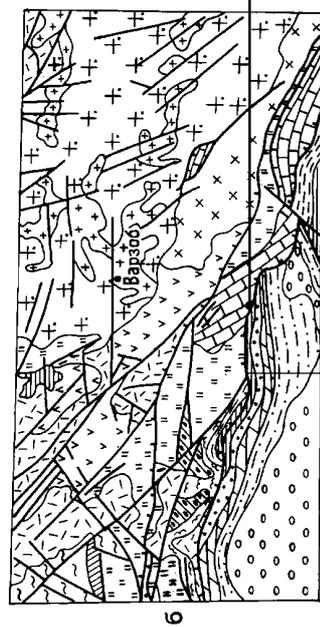
Совместное существование трех систем трещин вблизи главных сместителей разломных зон сжатия, растяжения и сдвига, характерные свойства в разных динамических обстановках, а также устойчивые пространственные взаимоотношения друг с другом и с плоскостью сместителя позволяют считать их разрывным парагенезисом, который, как будет показано в следующем разделе работы, формируется в одном поле напряжений 1-го порядка.

Участки наблюдений второго типа, как правило, находились вдали от главных сместителей крупных разломных зон, перечисленных в конце предыдущего раздела. В связи с этим характер перемещения крыльев обнажающихся в их пределах мелких разломных сместителей не всегда соответствовал типу подвижки по главному сместителю, формированию которого предшествовала длительная эволюция полей напряжений разных типов и рангов. На рис. II.6 представлены материалы по трем небольшим разнотипным разломам, располагающимся в пределах одной крупной левосдвиговой разломной зоны Нгатранг-Танхлинг (Южный Вьетнам). Тип перемещений в первом случае (надвиг) однозначно устанавливается по характерному изгибу пород у сместителя (см. рис. II.6а), во втором (сдвиг) – смещением дайки аплитов (см. рис. II.6б), а в третьем (сброс) – смещением жилы кварца (см. рис. II.6в).

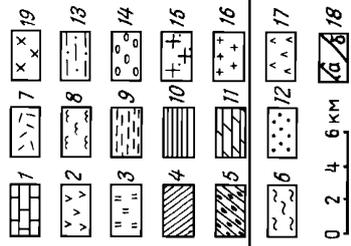
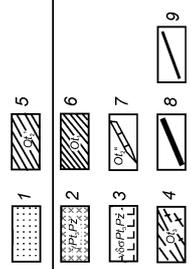
Парагенезис из взаимно перпендикулярных систем трещин во всех случаях отчетливо проявляется при визуальном осмотре коренных выходов и на структурных диаграммах, где он включает три из четырех или пяти значимых максимумов. Главная система трещин соответствует положению плоскости сместителя и выражена наиболее интенсивным (с учетом поправки) максимумом (исключая систему трещин



а сместитель Приморского сброса



б сместитель Гиссаро-Кокшаальского надвига



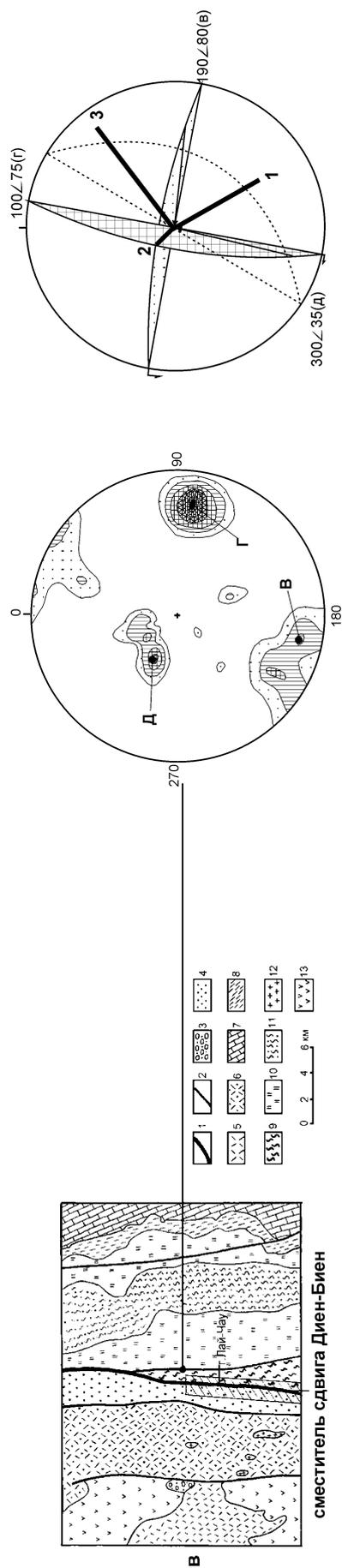


Рис. 11.5. Тройственные парагенезисы трещин вблизи частных сместителей зон влияния Приморского сброса в Прибайкалье (а), Гиссаро-Кокшаальского надвига в Южном Тянь-Шане (б) и сдвига Диен-Биен в Северном Вьетнаме (в).

1. Геологические карты участков исследования м-ба 1 : 200 000.
 а – Фрагмент геологической карты Приольхонья (по [Геология..., 1969]): 1-7 – разновидности горных пород региона; 8 – крупные разломы; 9 – мелкие разломы.
 б – Фрагмент государственной геологической карты южного склона Гиссарского хребта: 1-17 – разновидности горных пород региона; 18 – надвиг или взбросы (а) и прочие тектонические нарушения (б) территории.
 в – Фрагмент государственной геологической карты провинции Диен-Биен-Фу: 1 – крупные разломы; 2 – мелкие разломы; 3-13 – разновидности горных пород региона.
2. Диаграммы трещиноватости, на которых отчетливо проявляется парагенезис из трех взаимно перпендикулярных систем (Г – главная, В – второстепенная, Д – дополнительная) трещин: (100 замеров; уровни изолиний – 0,5-2,5 - ... 10,5 %).
3. Диаграммы с решением об ориентировке осей напряжений (1 – σ_1 ; 2 – σ_2 ; 3 – σ_3), восстановленных по методу М.В. Гзовского с использованием в качестве сопряженных главной и второстепенной систем тройственного парагенезиса (длинные стрелки – направления скольжения висячих крыльев; короткие – направления разбросов трещин в системах по П.Н. Николаеву).

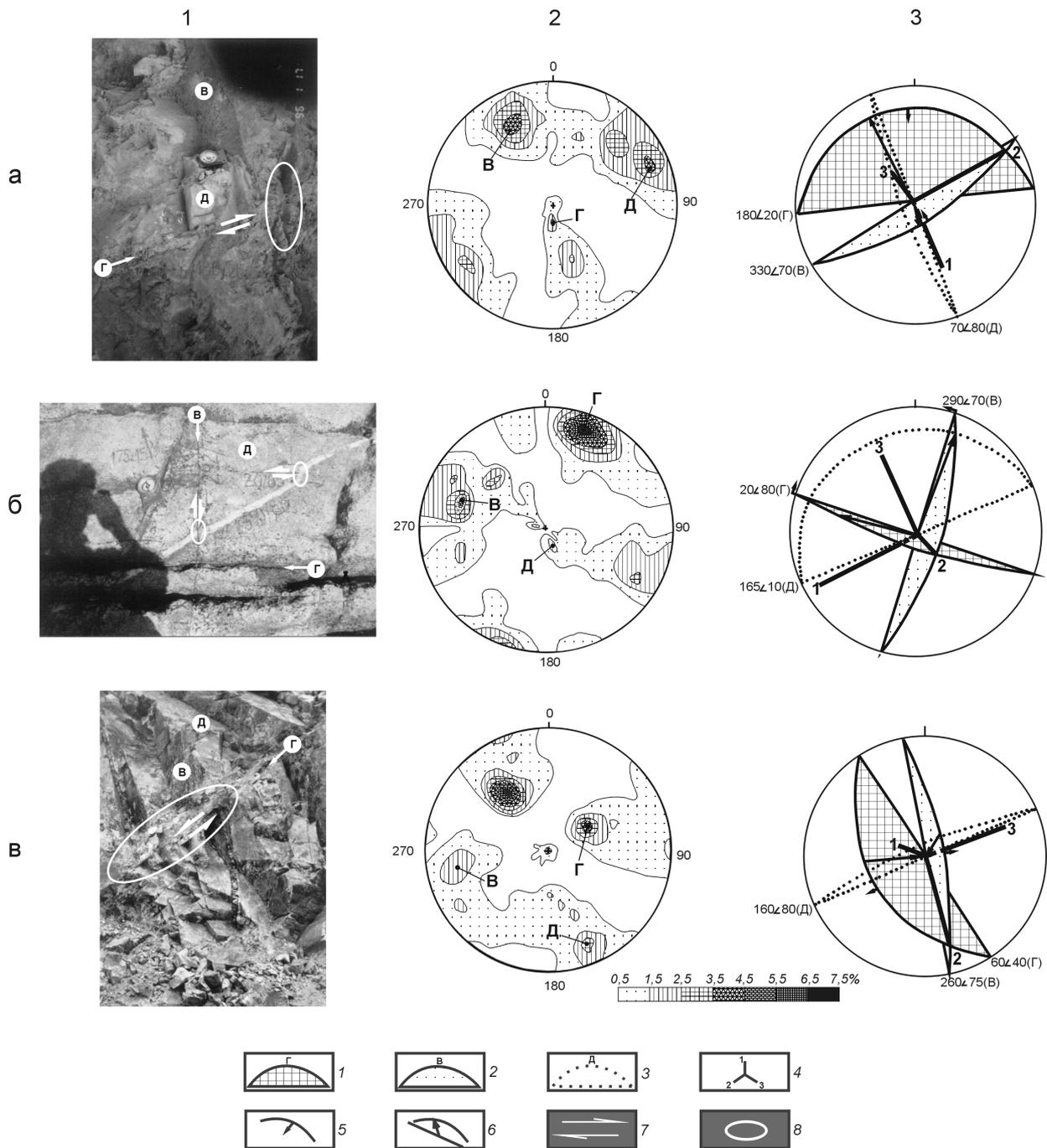


Рис. П.6. Фотографии коренных выходов (1), диаграммы трещиноватости (2) и решения о поле напряжений по главной и второстепенной системам тройственного парагенезиса (3) для небольших сместителей надвигового (**а**), сдвигового (**б**) и сбросового (**в**) типов.

Обозначения: 1-3 – три взаимно перпендикулярные системы трещин (1 – главная, 2 – второстепенная, 3 – дополнительная); 4 – оси напряжений (1 – σ_1 , 2 – σ_2 , 3 – σ_3); 5 – направление разброса трещин в системе; 6 – направление скольжения висячего блока на диаграмме; 7 – направление смещения крыльев разрыва в коренном выходе; 8 – участки коренного выхода, где смещение подтверждается структурно-геологическими признаками.

по слоистости, см. рис. П.6в-2). Положение второстепенной системы увязывается с главной противоположностью разбросов [Николаев, 1977] на диаграмме, а также установленным в обнажении характером движения блоков по сместителю, причем в случае сдвига – смещением противоположного знака той же аплитовой дайки (классический признак сопряженности систем). Дополнительная система отчетливо выра-

жена значимыми максимумами на диаграммах (см. рис. П.6а, б, в-2) и представлена крупными трещинами сколового типа, положение которых во всех трех случаях определяет экспозицию обнажения (см. рис. П.6а, б, в-1). Решения о полях напряжений, действующих в каждом из трех случаев при формировании главной и второстепенной систем трещин структурного парагенезиса (см. рис. П.6а, б, в-3) полностью согласуются с характером смещения маркеров в коренных выходах (см. рис. П.6а, б, в-1).

Тройственные парагенезисы трещин на участках третьего типа показаны на рис. П.7, составленном аналогично предыдущему для трех динамических обстановок формирования трещинных сетей. Их главные системы, в отличие от парагенезисов из участков второго типа, представлены разрывами, которые по рангу могут быть отне-

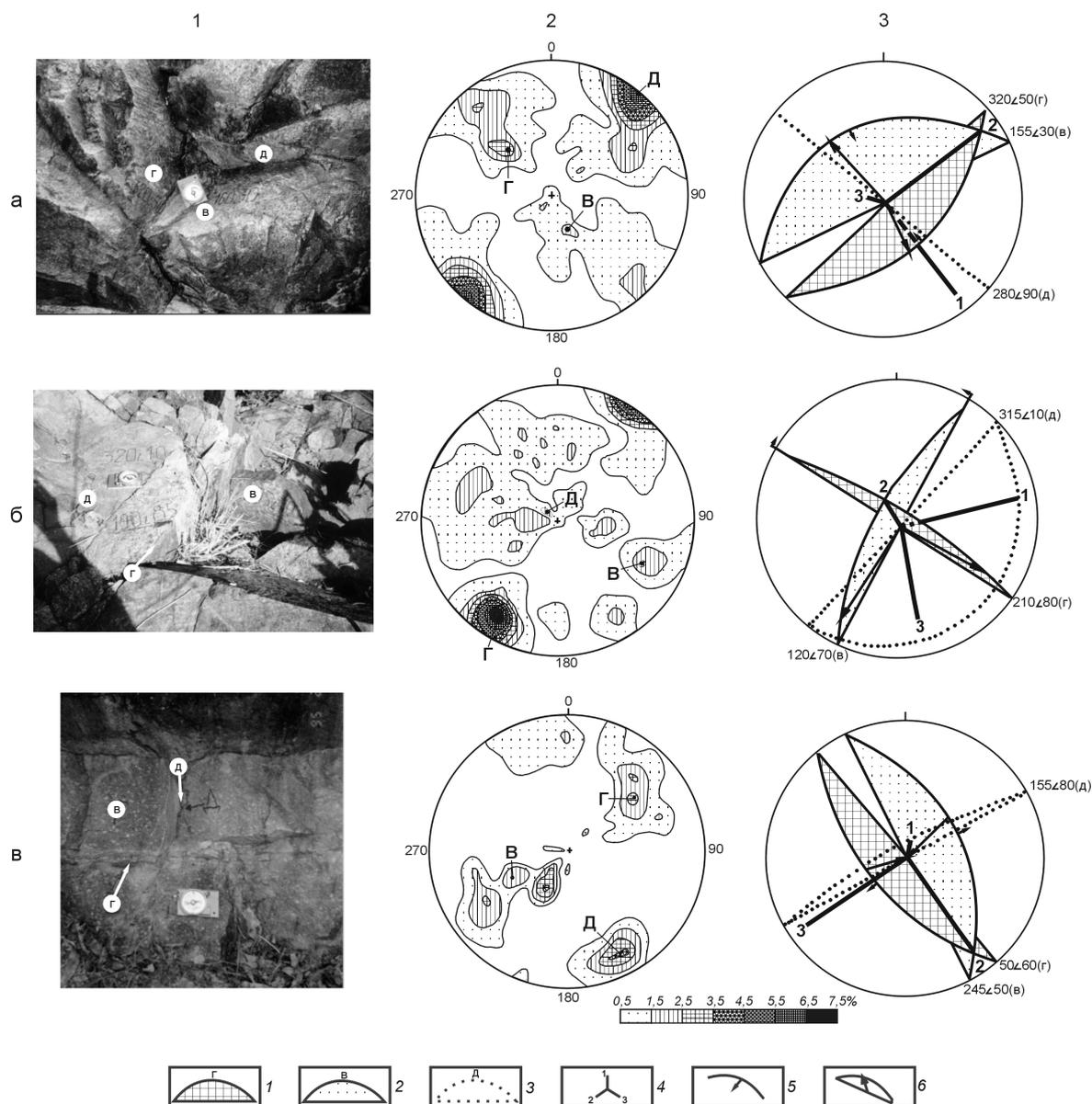


Рис. П.7. Фотографии коренных выходов (1), диаграммы трещиноватости (2) и решения о поле напряжений по главной и второстепенной системам тройственного парагенезиса (3) для обстановок сжатия (а), сдвига (б) и растяжения (в) на участках третьего типа.

Обозначения: 1-3 – три взаимно перпендикулярные системы трещин (1 – главная, 2 – второстепенная, 3 – дополнительная); 4 – оси напряжений (1 – σ_1 , 2 – σ_2 , 3 – σ_3); 5 – направление разброса трещин в системе; 6 – направление скольжения висячего блока на диаграмме.

сены к крупным трещинам. Присутствие и тип смещений по ним установлены в ходе документации коренного выхода по набору признаков, главными из которых являются характер разграничения разновозрастных горных пород и наличие однотипных штрихов скольжения, направление движений по которым устанавливается достаточно однозначно. Штрихи скольжения в данном случае возникали в момент формирования трещинной сети (в том числе и тройственного парагенезиса), так как их ориентировка полностью укладывается в решение о поле напряжений, полученное на основе построений по главной и второстепенной системам парагенезиса (см. рис. II.7а, б, в-3).

Таким образом, анализ показанных на рис. II.6 и рис. II.7 и многих других структурных ситуаций с участков второго и третьего типов дает основание для окончательного вывода, что вблизи сместителей разломов разного морфогенетического типа и ранга локальные объемы горных пород в большинстве случаев разрушаются с образованием трех примерно перпендикулярных систем трещин. Как следует из анализа большого статистического материала, при существенном преобладании одной из компонент движения по разлому описываемые системы трещин оказываются в неодинаковых условиях развития. Две из них (наиболее интенсивная – главная и наименее интенсивная – второстепенная), представляющие классическую пару сопряженных сколов, вблизи сбросов и взбросов (надвигов) по простиранию параллельны плоскостям сместителей. У сдвигов – это две системы вертикальных разрывов, одна из которых также совпадает с простиранием разломной зоны. Третья (дополнительная) система парагенезиса, занимающая вблизи сбросов и взбросов (надвигов) вертикальное, а у сдвигов – горизонтальное положение, отличается специфическими условиями формирования, которые будут рассмотрены в следующем разделе данной главы.

Изучение пространственного распределения генетически связанного со сместителем структурного парагенезиса из трех примерно перпендикулярных друг другу систем трещин позволяет выделить зону его влияния в трещиноватости. Из рис. II.8 – II.9 видно, что зона распространения однородного напряженного состояния, приведшего к формированию определенного трещинного парагенезиса, у Главного Саянского сдвига (Восточный Саян) составляет 15 км, у Кандатского взброса (Западный Саян) – 6 км и у Кучелгинского сброса (Западное Прибайкалье) – 9 км. Как показали проведенные исследования, ширина зон зависит от других параметров объекта и от количественных показателей условий деформирования (температуры, давления, условий нагружения и др.). Возможность оконтуривания описанным выше способом разломных зон позволяет выявить особенности их внутренней структуры через такие параметры тройственного парагенезиса, как интенсивность проявления, пространственное положение и угловые соотношения между составляющими системами.

В соответствии с проведенными исследованиями, интенсивность проявления каждой из трех систем трещин парагенезиса испытывает в пределах разломных зон существенные вариации. В меньшей степени это относится к дополнительной системе, которая обычно сохраняет постоянные плотностные соотношения с двумя другими составляющими парагенезиса. Она может превосходить их по плотности, что часто наблюдается в разломных зонах сжатия, или иметь подчиненное распространение, как это характерно для зон сдвига. Возможны и другие, промежуточные случаи взаимоотношений.

В противоположность этому два других направления трещин парагенезиса характеризуются более упорядоченным пространственным распространением в разломных зонах. У сместителей сдвигов обычно присутствуют парагенезисы с главной

продольной и второстепенной поперечной системами, тогда как в остальных участках зоны может в равной степени появляться и этот, и обратный тип взаимоотношений (см. рис. II.8).

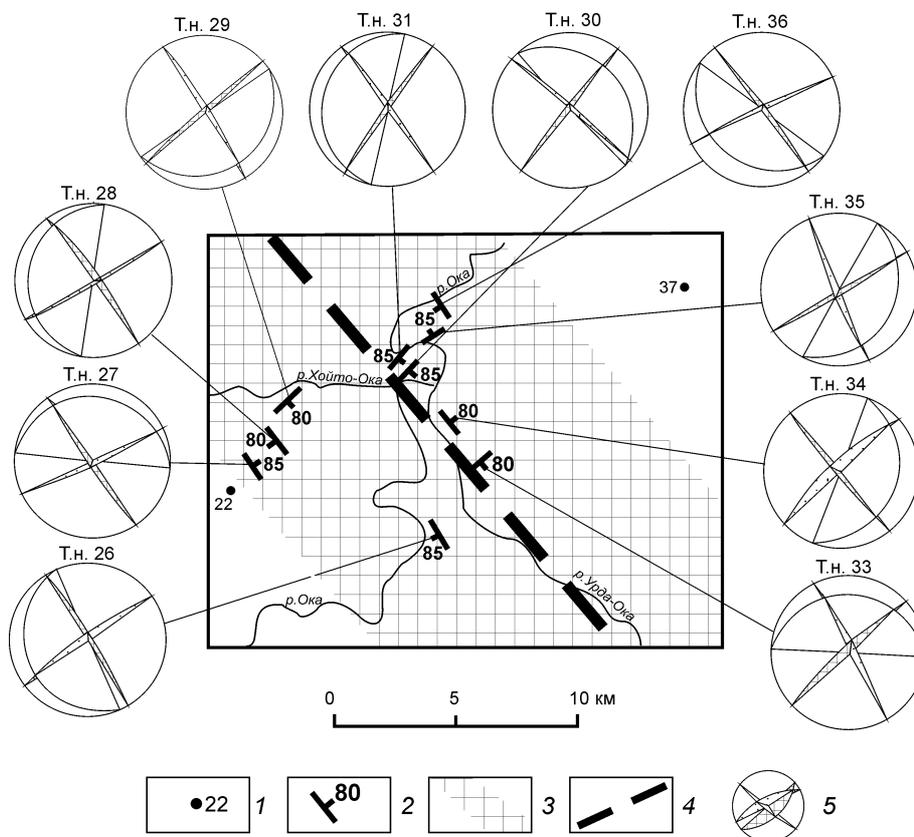


Рис. II.8. Схема распространения вблизи сместителя Главного Саянского сдвига (Восточный Саян) генетически связанного с ним тройственного парагенезиса трещин.

Обозначения: 1, 2 – точки наблюдения (и их порядковые номера), характеризующиеся: 1 – отсутствием структурного парагенезиса рассматриваемой ориентировки, 2 – присутствием структурного парагенезиса рассматриваемой ориентировки, для которого традиционным знаком показаны элементы залегания главной системы трещин; 3 – зона распространения структурного парагенезиса рассматриваемой ориентировки; 4 – положение основного сместителя Главного Саянского разлома; 5 – диаграммы, иллюстрирующие пространственное положение в отдельных точках наблюдения главной (решетка), второстепенной (точки) и дополнительной (белый цвет) систем трещин структурного парагенезиса.

Наиболее закономерно меняется характер взаимоотношений главной и второстепенной систем трещин вкрест разломных зон сжатия и растяжения. Так, на рис. II.9, где в местах расположения точек наблюдения даны элементы залегания только главных систем, отчетливо выделяются две подзоны. В одной из них главным является направление, соответствующее положению плоскости сместителя (где он и присутствует), а в другой – система трещин с противоположным падением. При этом если у разломов, формирующихся при сжатии, трещины главной системы в разных подзонах “падают” от периферии к центру, то у сбросов наблюдается обратная картина (рис. II.10). Так, подвижки по разрывам меньшего, чем сама зона, порядка, которыми здесь являются трещины, в первом случае обеспечивают сокращение земной коры, а во втором – ее растяжение по одному из направлений в горизонтальной плоскости. Следовательно, изучение характера проявления троек-систем трещин вблизи разломных сместителей позволяет не только оконтурить зону их влияния в трещиноватости, но и по виду зональности определить динамическую обстановку формирования (сжатие, растяжение или сдвиг).

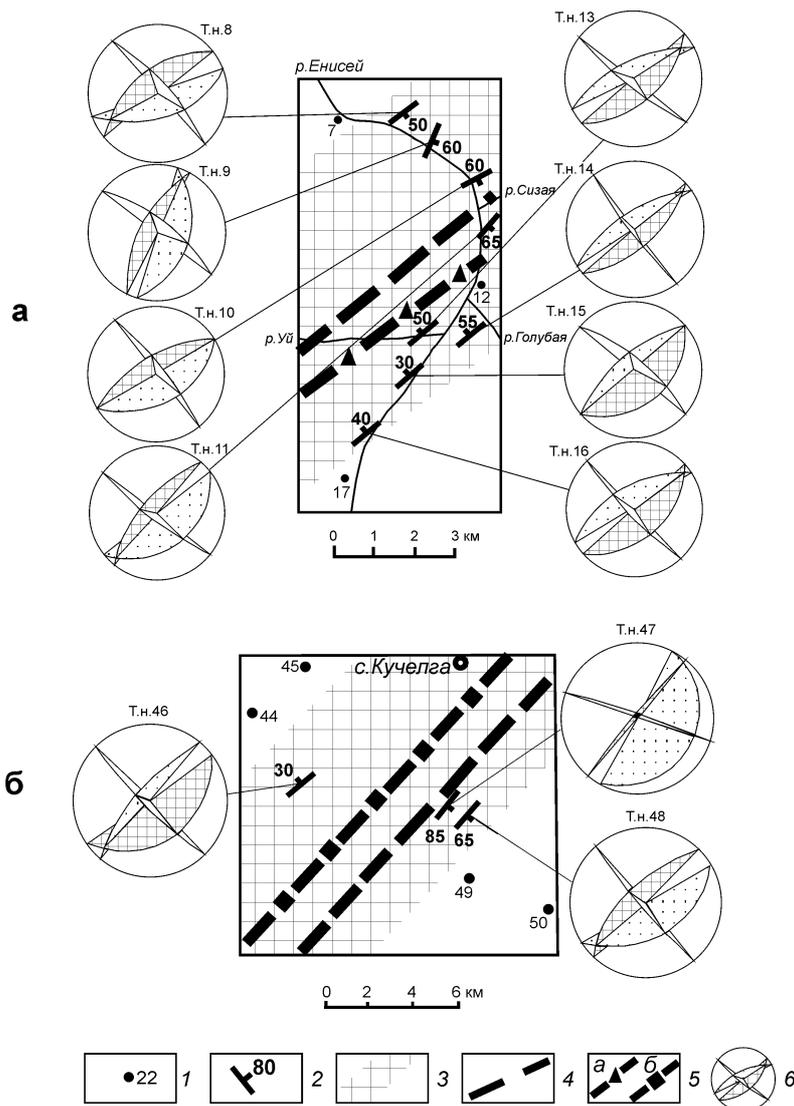


Рис. П.9. Схема распространения вблизи сместителей Кандатского взброса (а) и Кучелгинского сброса (б) генетически связанных ними тройственных парагенезисов трещин.

Обозначения: 1-2 – точки наблюдения (и их порядковые номера), характеризующиеся отсутствием (1) или присутствием (2) структурного парагенезиса рассматриваемой ориентировки, для которого традиционным знаком показаны элементы залегания главной системы трещин; 3 – зона распространения трещинного парагенезиса рассматриваемой ориентировки; 4 – положение главного сместителя разлома; 5 – граница подзон с противоположным падением главной системы трещин парагенезиса для зон сжатия (а) и растяжения (б); 6 – диаграммы, иллюстрирующие пространственное положение в отдельных точках наблюдения главной (решетка), второстепенной (точки) и дополнительной (белый цвет) систем трещин парагенезиса.

Переходя к оценке интенсивности развития структурного парагенезиса в целом, необходимо, чтобы в вычислении этой количественной характеристики участвовали данные по каждой из составляющих его систем. Только такая оценка может использоваться как мера, если ни интенсивности напряжений, то степени деформации, которую претерпел локальный объем горной породы в одном поле напряжений. Такой показатель (I) по предложению А.С. Гладкова [Семинский, Гладков, 1991] может быть вычислен по формуле:

$$I = i_{\text{макс}} (i_{\text{ср}} + i_{\text{мин}}) / (i_{\text{макс}} + i_{\text{ср}} + i_{\text{мин}}), \quad (\text{П.1})$$

где $i_{\text{макс}}$, $i_{\text{ср}}$, $i_{\text{мин}}$ – величины максимумов (в процентах) на диаграмме трещиноватости, соответствующие первой (наиболее интенсивной), второй (средней по интенсивно-

сти) и третьей (наименее интенсивной) системам трещин, образующих тройку. Величина I позволяет, в отличие от простого среднего арифметического, учитывать при анализе вес каждого из максимумов, что необходимо при сравнении троек друг с другом.

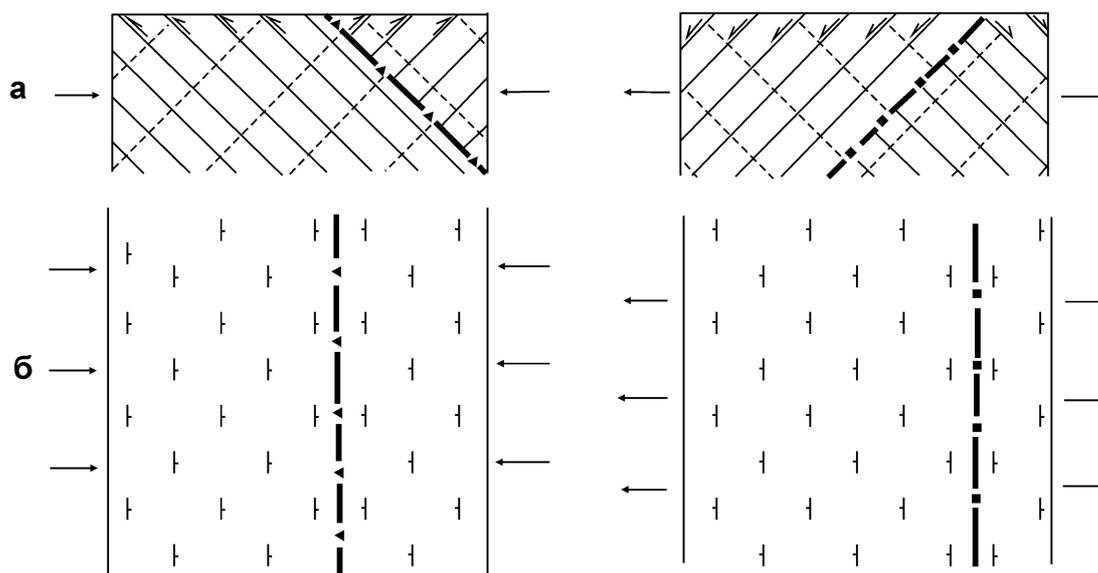


Рис. П.10. Закономерности расположения главной (сплошные линии на разрезе (а) и бергштрихи на плане (б)) и второстепенной (прерывистые линии на разрезе) систем трещин в зонах разломов, образовавшихся при сжатии и растяжении.

Жирная линия с треугольниками разделяет подзоны с разным положением главной системы трещин у зон сжатия, а линия с квадратами – у зон растяжения. Двусторонние стрелки показывают направление действия внешних сил, а односторонние – направление скольжения висячих блоков по трещинам главной системы.

Особенности вариаций параметра I вкрест простирания разломных зон сдвига, растяжения и сжатия для примера показаны на рис. П.11. Здесь, как и для большинства исследованных разломных зон, отчетливо проявлена полимодальность распределения, когда на фоне общей тенденции увеличения интенсивности троек от периферии к центральным частям имеет место серия частных пиков, что (согласно специально проведенному анализу) нельзя объяснить различиями в структурно-механических свойствах деформируемых горных пород. В подавляющем большинстве случаев главный максимум приурочен к сместителю разломной зоны (см. рис. П.11а, в), но иногда он может находиться и в одном из крыльев разлома (см. рис. П.11б).

Поперечная неравномерность 1-го порядка (т. е. увеличение нарушенности от периферии к оси зоны) наиболее отчетливо проявляется при уменьшении масштаба исследований, что иллюстрируется на примере зоны Кучелгинского сброса, оконтуренной по распространенности одноориентированного тройственного парагенезиса (рис. П.12). Здесь же отмечаются и закономерные продольные вариации, причем максимумы значений I , чередуясь с минимумами, располагаются примерно на одинаковых расстояниях друг от друга. Таким образом, интенсивность нарушенности горных пород тремя системами взаимно перпендикулярных систем трещин характеризуется неравномерным распределением в продольном и поперечном к простиранию разломной зоны направлениях.

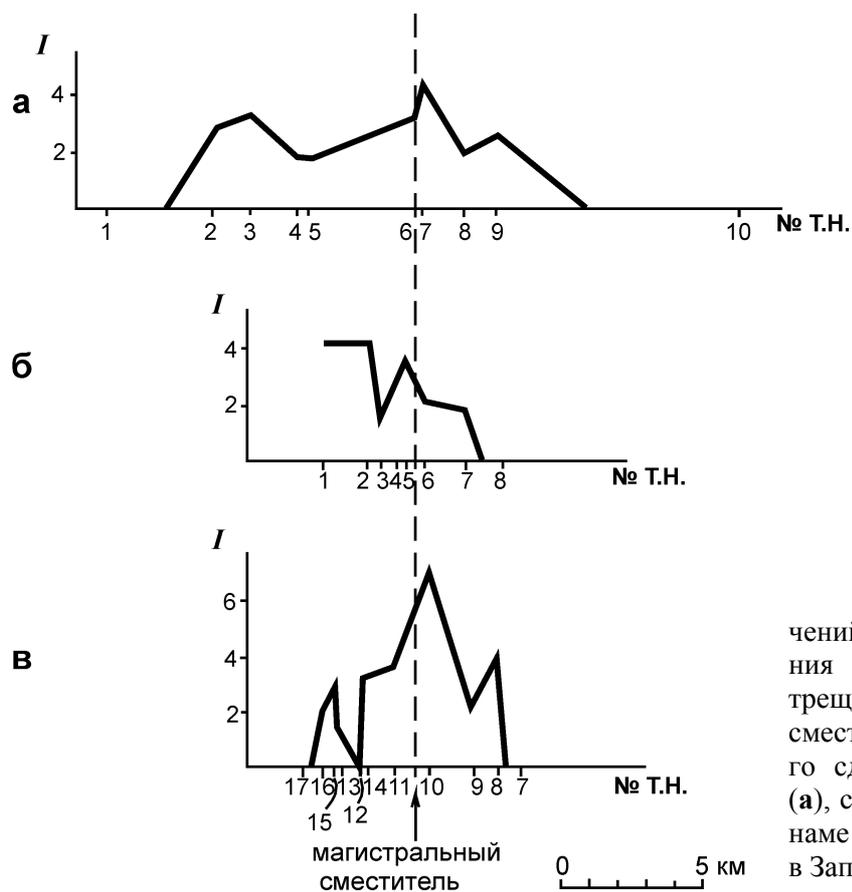


Рис. II.11. Вариации значений интенсивности проявления одностипных троек-систем трещин (I) вкост простираия сместителей Главного Саянского сдвига в Восточном Саяне (а), сброса Ло в Северном Вьетнаме (б) и Кандатского взброса в Западном Саяне (в).

Следует отметить, что проиллюстрированные рисунками, закономерные по большому счету изменения интенсивности проявления троек-систем трещин в пределах многих изученных разломных зон свидетельствуют о возможности успешного использования данного параметра в качестве меры деформации природного массива. В отличие от простой плотности трещин [Рац, Ваник, 1986] данный показатель более точен, так как рассчитывается по трещинам, образовавшимся в одном поле напряжений. В этом смысле показанная на рис. II.12 карта траекторий осей напряжений, для построения которой в рамках известных методик использовались главная и второстепенная системы трещин парагенезиса, обладает существенным преимуществом перед материалами, полученными с использованием тех же методических приемов, но без оценки степени деформированности субстрата разломной зоны.

Результаты анализа пространственной ориентировки составляющих разломную зону троек-систем трещин показали, что отклонения от усредненного для них положения иногда достигают 25° . Эти отклонения могут обуславливаться воздействием случайных факторов (локальные неоднородности условий деформации) или быть закономерными, т. е. отражать определенную тенденцию в формировании разломной зоны. Наиболее часто встречающейся причиной отклонений последнего типа являются пространственные вариации в положении разломной зоны, так как ее изгибы вызывают соответствующие изменения ориентации в пространстве структурного парагенезиса. При этом ориентировка систем трещин в группе не дает большого рассеяния, поскольку существенные изгибы зоны приводят к образованию отдельной группы парагенезисов. Так, сильно изогнутый сместитель надвига обычно картируется по пространственному распределению разных групп троек-систем трещин, представляющих его обособленные сегменты.

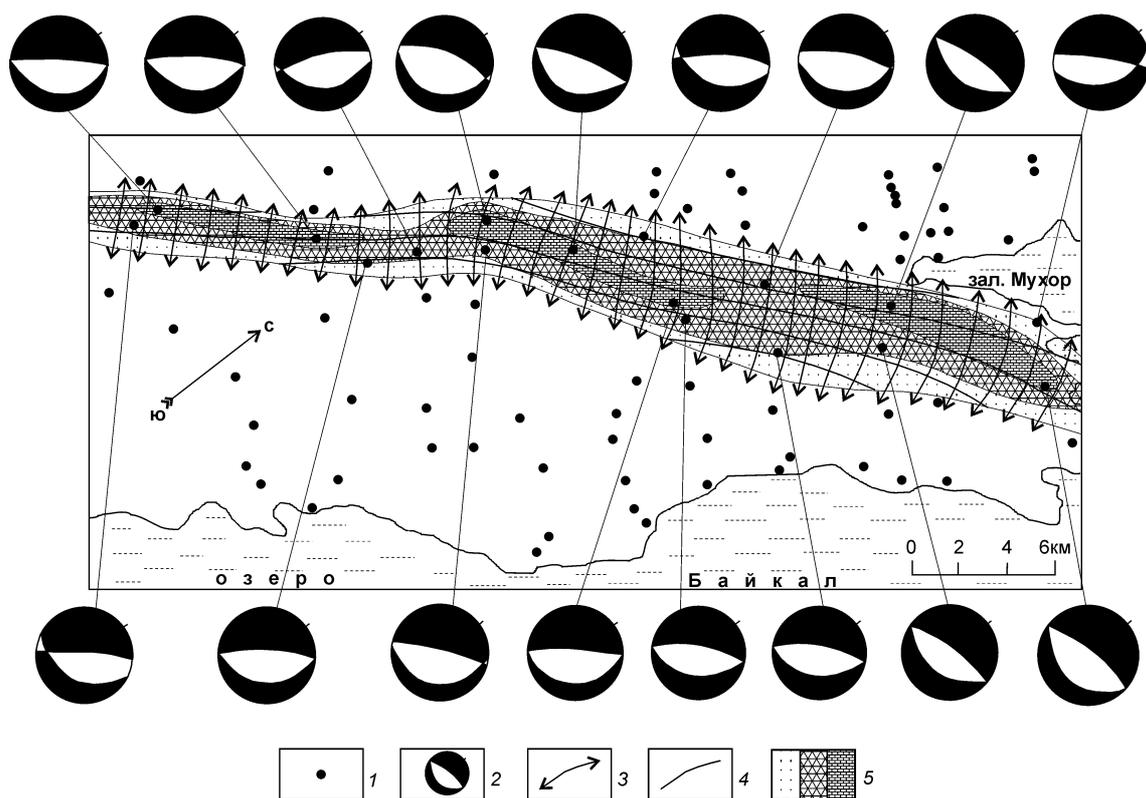


Рис. П.12. Зона влияния Кучелгинского сброса в Прибайкалье по данным о площадном распределении однотипных тройственных систем трещин.

Обозначения: 1 – точки наблюдения с массовыми замерами трещиноватости; 2 – ориентация квадрантов сжатия (белое) и растяжения (черное), определенная с использованием положения главной и второстепенной систем трещин тройственного парагенезиса из точек наблюдения в зоне влияния сброса; 3 – траектории осей σ_3 ; 4 – траектории осей σ_2 ; 5 – распределение в изолиниях нарушенности субстрата (I) сбросовой зоны трещинами, образующими структурный парагенезис рассматриваемого типа (интенсивность штриховки пропорциональна значениям показателя I).

При отклонениях ориентировки отдельных парагенезисов от усредненного по разломной зоне положения, обусловленных воздействием случайных факторов, характер смещений по разным системам трещин, как правило, не является чисто сбросовым, взбросовым или сдвиговым, а приобретает небольшую дополнительную составляющую (см. рис. П.12). Крайние случаи в этом плане представлены тройками-системами трещин промежуточного типа [Семинский, Гладков, 1991], у которых при общей ортогональности нельзя выделить главной, второстепенной и дополнительной систем. Такие структурные парагенезисы образовывались в разломных зонах с примерно одинаковыми значениями вертикальной и горизонтальной составляющих смещения и поэтому специально не рассматривались в данной работе.

Детальный анализ углов между направлениями трещин, составляющими структурный парагенезис на круговой диаграмме, показал, что они незначительно отличаются от 90° для дополнительной системы с двумя другими направлениями трещин. Угловые соотношения главной и второстепенной систем трещин подвержены более существенным вариациям, что потребовало проведения специального исследования, так как данный вопрос имеет первостепенное значение при реконструкции осей напряжений в ряде широко используемых на практике методов.

Наблюдения проводились в описанных ранее эталонных точках и смежных коренных выходах, где имел место тот же структурный парагенезис и, поэтому выделение двух систем сопряженных сколов не вызывало серьезных затруднений. Специ-

альный набор природных ситуаций обеспечил возможность проверки степени влияния на величину рассматриваемого угла возраста движений по разлому, угла наклона его сместителя к горизонту, специфики деформаций при разрывообразовании, типа деформируемых пород, разновидности тектонической обстановки формирования разлома (сжатие, растяжение, сдвиг), но лишь для последнего случая установлена четкая закономерность.

Из диаграммы (рис. П.13), отражающей положение главной и второстепенной систем трещинного парагенезиса по отношению к осям σ_1 и σ_3 в различных динамических обстановках, видно, что, хотя среднее значение двугранного угла между сопряженными системами, в котором располагается ось σ_1 , составляет примерно 85° ,

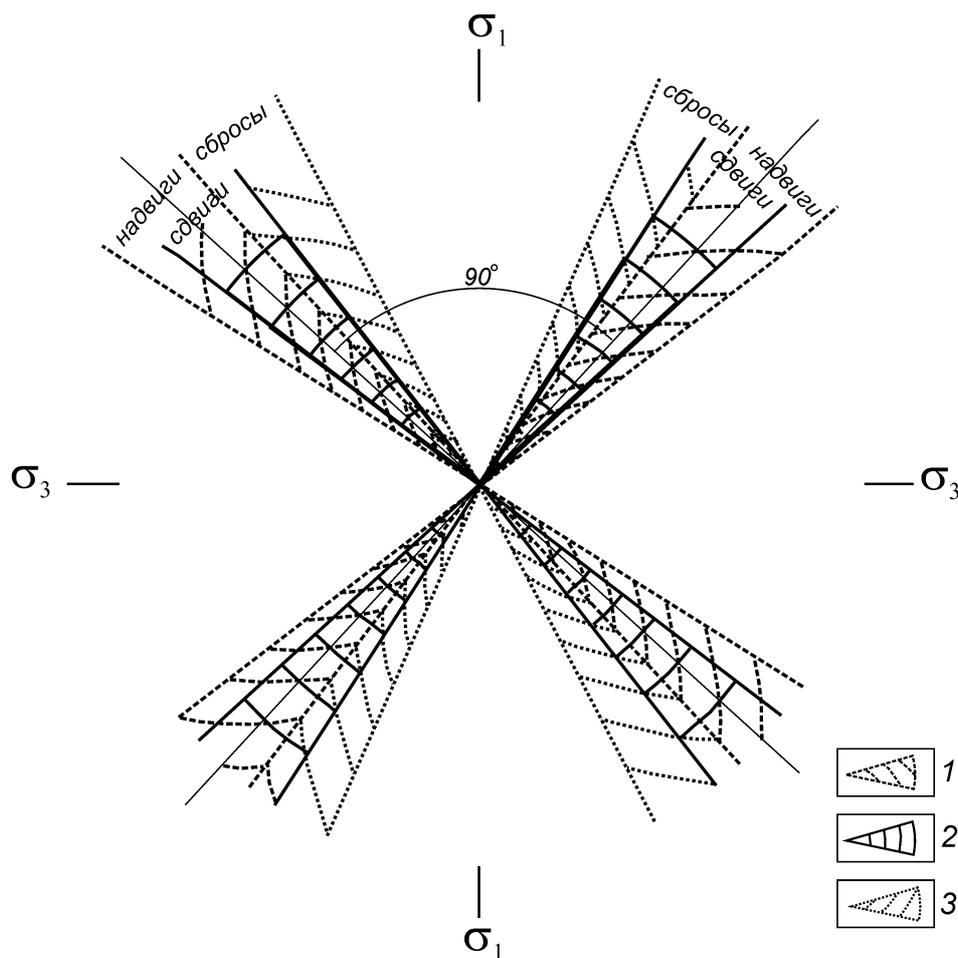


Рис. П.13. Угловые взаимоотношения главной и второстепенной систем в тройственных парагенезисах трещин, изученных вблизи сместителей разломов разного морфогенетического типа.

Обозначения: 1-3 – сектора разбросов в положении каждой из сопряженных систем у надвигов (1), сдвигов (2) и сбросов (3).

вариации данной величины лежат в более широких пределах. Области распространения сопряженных плоскостей разбиваются на три перекрывающиеся части, причем сегменты, находящиеся в центре, отвечают за сопряженные пары сколов вблизи сдвигов, а сегменты, соответствующие двум другим типам разломов, занимают крайние положения: надвиговые (взбросовые) – ближние к оси σ_3 , а сбросовые – ближние к оси σ_1 .

Таким образом, удвоенный угол скалывания всегда меньше 90° только в обстановке растяжения, а при сдвиге и сжатии – соответственно в 2/3 и 1/3 анализируе-

мых случаев. Поскольку, согласно теории Мора, угол между сопряженными системами трещин не может превышать 90° , он, скорее всего, из первоначально острого становится тупым за счет дальнейшей прогрессирующей деформации, которая имеет небольшую пластическую составляющую (до 3 %) даже в хрупких условиях разрывообразования.

Выявленная эмпирическим путем закономерность имеет большое значение для полевой тектонофизики, так как результат восстановления оси σ_1 в остром, а оси σ_3 в тупом угле между сопряженными сколами (в соответствии с некоторыми прикладными методиками) лишь при работе в областях растяжения и сдвига является удовлетворительным, а в обстановке сжатия в подавляющем большинстве точек наблюдения будет ошибочным. Поэтому решение задачи по реконструкции осей напряжений должно обязательно сопровождаться анализом дополнительной информации, например, “разброса плоскостей” трещин по П.Н. Николаеву [1992], как это делалось нами для зоны влияния Кучелгинского разлома (см. рис. П.12).

Итак, в результате массовых наблюдений за трещинами в ряде тектонически активных районов мира установлено, что вблизи сместителей сбросов, взбросов, надвигов и сдвигов наиболее часто встречается структурный парагенезис из трех примерно перпендикулярных друг другу систем трещин, ориентировка которых в пространстве имеет устойчивые соотношения со сместителями разломных зон. Главная (наибольшей густоты) и второстепенная системы трещин для разломов изученных типов имеют общие особенности расположения в пространстве. У сброса и взброса (надвига) это трещины, параллельные в плане простиранию сместителя, а для сдвига – две системы перпендикулярных разрывов, одна из которых также совпадает с простиранием разломной зоны. Дополнительная система имеет поперечное расположение по отношению к двум первым и для сброса и взброса (надвига) вертикальна, а для сдвига горизонтальна.

Главная и второстепенная системы трещин структурного парагенезиса являются классической парой сопряженных сколовых направлений, о чем свидетельствуют закономерные вариации в направлениях составляющих их трещин (разбросы), отражающие специфику разрывообразования, а также характер угловых взаимоотношений, определяющихся условиями деформирования. Угол между рассматриваемыми системами (в котором располагается ось σ_1) характеризуется наибольшими величинами в зонах влияния взбросов или надвигов, промежуточными – у сдвигов и наименьшими – в зонах сбросов, причем в первом случае он, как правило, превышает 90° .

Одноориентированные тройки-системы трещин, располагающиеся вблизи разломного сместителя, образуют зону его влияния в трещиноватости, ширина которой испытывает вариации в продольном направлении и связана с длиной лишь у относительно небольших дизъюнктивов. При существенных изгибах сместителя зона его влияния делится в продольном направлении на подставляющие друг друга сегменты, каждый из которых представлен своей группой структурных парагенезисов.

Интенсивность проявления составляющих разломные зоны троек-систем трещин характеризуется продольной и поперечной полимодальностью, обусловленной, видимо, неравномерностью самого процесса приразломного трещинообразования, на который накладываются отклонения местного характера. Отражением неравномерности 1-го порядка является существование различий в нарушенности трещинами смежных по простиранию сегментов разломных зон, а также их периферийных и осевых частей.

Зоны влияния надвигов и взбросов, с одной стороны, а также пологих и крутых

сбросов, – с другой, разделены в продольном направлении на две неодинаковые по поперечным размерам части, характеризующиеся разным азимутом падения главной системы трещин структурного парагенезиса. При этом, если у разломов сжатия трещины главной системы в разных подзонах “падают” от периферии к центру, то у сбросов наблюдается обратная картина. Эта зональность в совокупности с коренным отличием ориентировки структурного парагенезиса в зонах сдвигов позволяет отличать друг от друга разломы, формирующиеся в условиях сжатия, сдвига и растяжения.

2.2.2. Хаотические трещинные сети

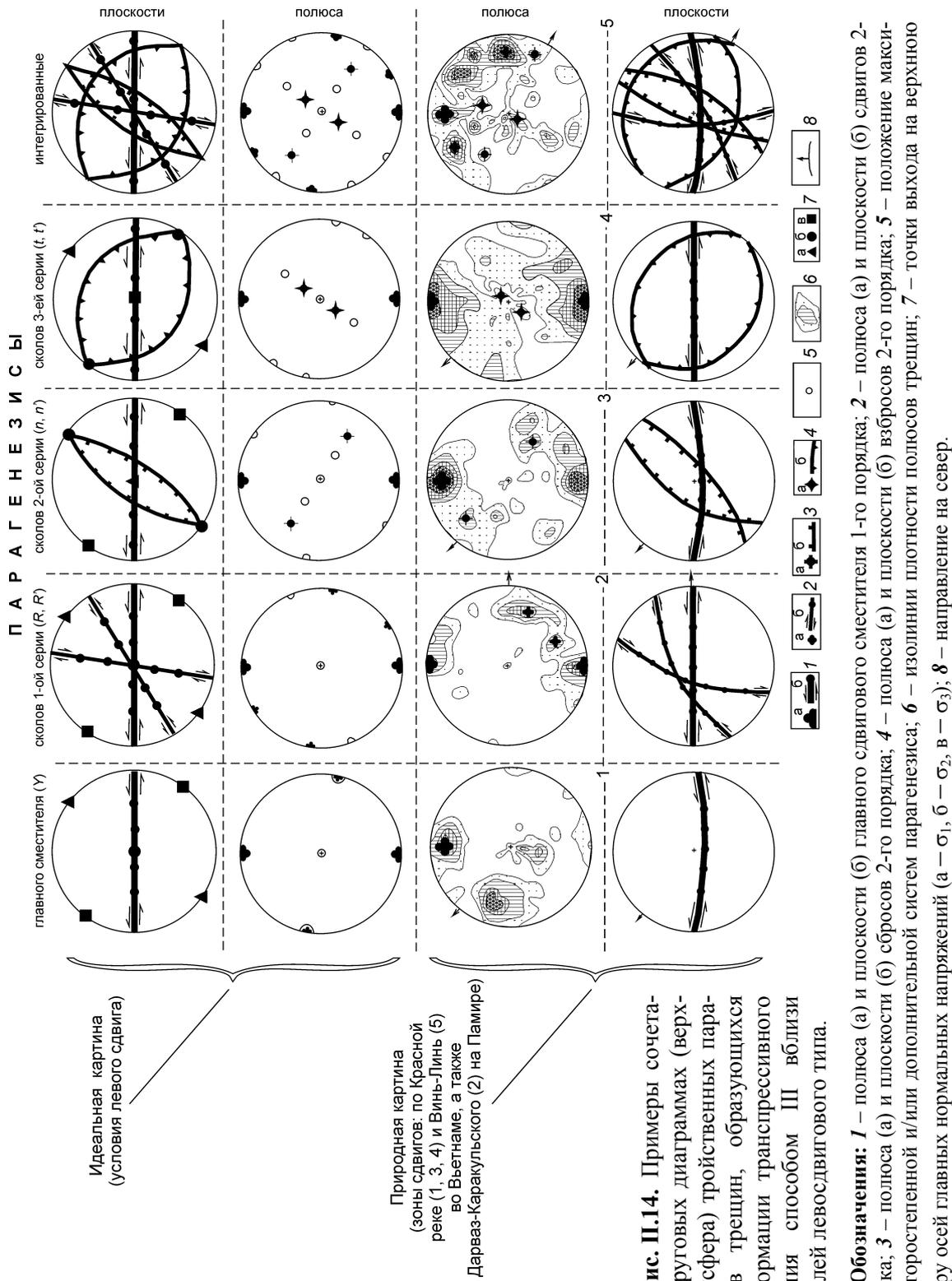
Относительно простые трещинные сети, которые могут быть, в частности, сформированы тройственным структурным парагенезисом, встречаются достаточно редко в регионах со сложной историей тектонического развития. Существование разновозрастных полей напряжений в локальном объеме горной породы обычно приводит к наложению разнотипных сочетаний трещин, выражающемся в образовании хаотической разрывной сети [Чернышев, 1983]. Подобные ситуации могут возникать и при однонаправленном воздействии внешних сил (неизменном поле напряжений 1-го порядка), что характерно и для разломов.

Как было показано в предыдущем разделе, вариации структурных ситуаций в зонах разломов в подавляющем большинстве случаев должны определяться тремя полями напряжений 2-го порядка, общностью которых является устойчивое положение в пространстве осей главных нормальных напряжений, а отличием – абсолютные величины последних. При этом ось σ_2 может занимать любое из трех возможных фиксированных положений, а оси σ_1 и σ_3 – только два из них, так как в противном случае характер движения по разлому кардинально изменится (что противоречит граничным условиям). Явление переиндексации осей напряжений имеет большое значение для формирования структуры крупных разломных зон и поэтому будет подробно описано в следующей части работы. Здесь необходимо лишь проиллюстрировать, как ее существование позволяет объяснить происхождение хаотических трещинных сетей у разломов с учетом возникновения в каждом вторичном поле напряжений своего тройственного парагенезиса.

Для выполнения поставленной задачи были составлены три однотипных рисунка, соответствующие условиям сдвига, сжатия и растяжения (рис. II.14-16). Для построений использовались известные приемы изображения разрывных плоскостей на круговых диаграммах и аналогичные принципы, так как разрывная структура формирующихся при скалывании сбросовых, взбросовых и сдвиговых зон в качественном отношении подобна.

Каждый из столбцов центральной части рисунка (см. рис. II.14-16) содержит диаграммы, иллюстрирующие положение пары сопряженных сколов, возникающих в одном из трех упомянутых выше разновидностей полей напряжений 2-го порядка. Далее в работе они для удобства будут именоваться сколами 1-ой (R, R'), 2-ой (n, n') и 3-ей (t, t') серий, причем лишь первые образуются в том же по типу поле напряжений, что и показанный в первом столбце магистральный сместитель. Последняя колонка содержит интегрированные данные по всем разрывам, формирующимся в представленном на рисунке поле напряжений 1-го порядка.

В двух верхних строках рисунков сгруппированы диаграммы, отражающие идеализированное положение плоскостей разломов и соответствующих им полюсов троек-систем трещин при наиболее часто встречающихся (см. главу III.1) у зон



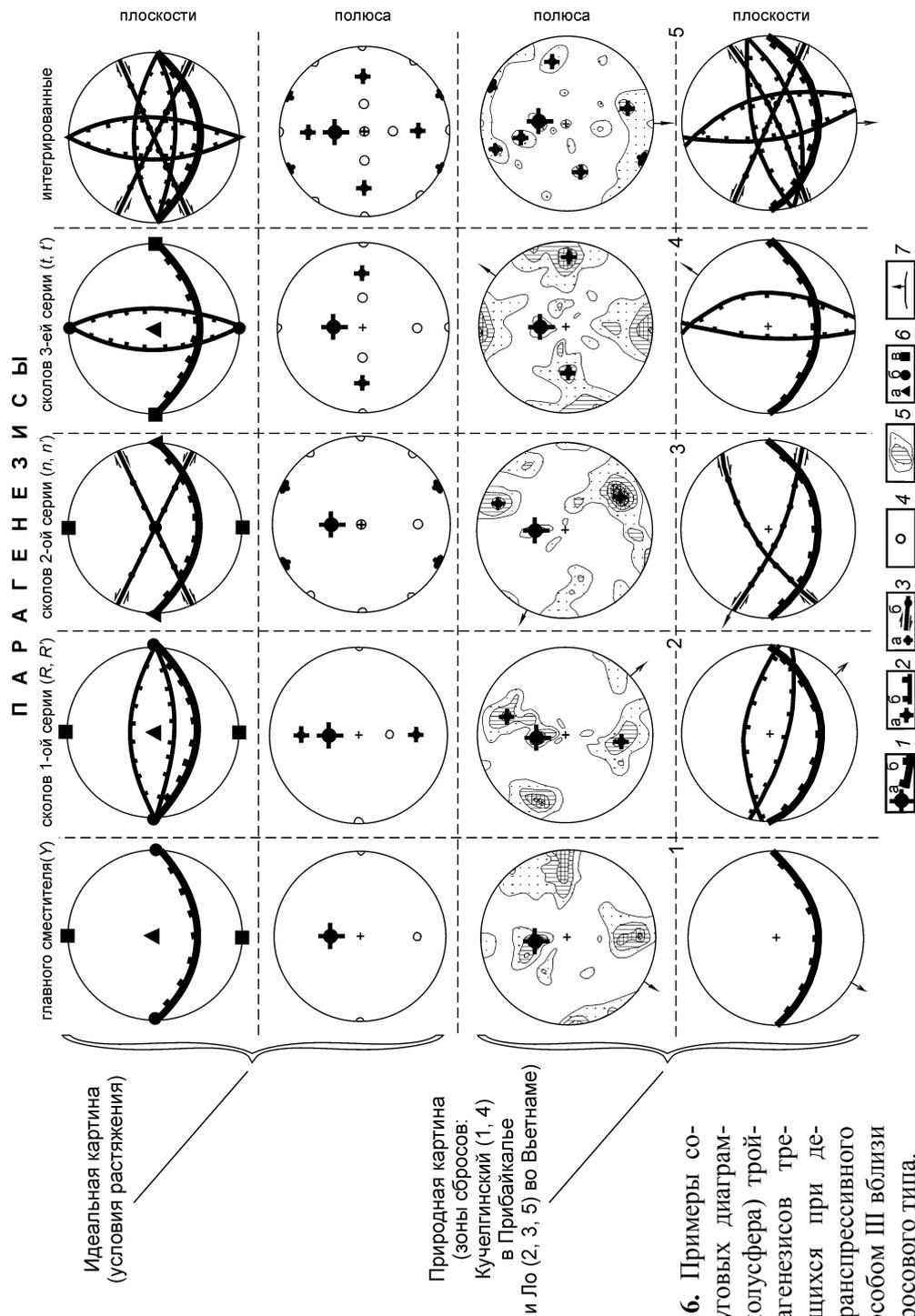


Рис. П.16. Примеры со-
четания на круговых диаграм-
мах (верхняя полусфера) трой-
ственных парагенезисов тре-
щин, образующихся при де-
формации трансpressивного
скальвания способом III вблизи
сместителей сбросового типа.

Обозначения: 1 – полюса (а) и плоскости (б) главного сбросового сместителя 1-го порядка; 2 – полюса (а) и плоскости (б) сбросов 2-го порядка; 3 – полюса (а) и плоскости (б) сдвигов 2-го порядка; 4 – положение максимумов второстепенной и/или дополнительной систем парагенезиса; 5 – изолинии плотности полюсов трещин; 6 – точки выхода на верхнюю полусферу осей главных нормальных напряжений ($a - \sigma_1, б - \sigma_2, в - \sigma_3$); 7 – направление на север.

скалывания параметрах (угол между сместителем разлома и осью σ_1 – 55° ; угол скалывания – 30°). В двух нижних строках рисунков дана аналогичная информация (но для удобного сравнения в обратном порядке) по природным тектоническим нарушениям, локализующимся на эталонных участках вблизи сместителей известных крупных сдвигов, взбросов (надвигов) и сбросов. При этом положение главного сместителя показано соответствующими, но более крупными символами на каждой из диаграмм.

Сравнение показанных на трех рисунках круговых диаграмм трещиноватости свидетельствует об их хорошей сходимости с идеализированным положением систем трещин (на рис. П.14-16 – это вторые ряды). Следует отметить, что наряду с эталонными (подобными показанным на рис. П.14-16 в третьих рядах) диаграммами при анализе материалов по трещиноватости разнотипных разломных зон было выявлено большое количество структурных диаграмм, которые отличаются от идеализированного расположения максимумов трещин лишь в деталях (объединение близко расположенных максимумов; искажение угловых взаимоотношений между максимумами в связи с влиянием, например, слоистости и т. п.).

Широкое распространение вблизи разнотипных сместителей трещинных сетей, соответствующих теоретическим схемам, а также подтвержденная разными признаками (в крайнем случае – разбросами) сопряженность главной и второстепенной систем в составляющих их тройственных парагенезисах, свидетельствуют о неслучайности выявленных сочетаний. Следовательно, хаотическая при внешней оценке сеть трещин у разломных сместителей часто образуется при наложении друг на друга различных полей напряжений 2-го порядка. Наиболее распространенной при этом является ситуация, когда тот или иной коренной выход в разное время попадает в зоны влияния разнотипных разломов 2-го порядка, возникающих в процессе длительного развития внутренней структуры сравнительно крупного дизъюнктива. Так, например, объясняется происхождение трещинной сети в коренных выходах, располагающихся в зонах влияния сдвига Винь-Линь в Северном Вьетнаме, Гиссаро-Кокшаальского надвига в Южном Тянь-Шане или сброса Ло в Северном Вьетнаме (см. рис. П.14-16, диаграммы трещиноватости №5). Из иллюстраций к части III будет видно, что подобные ситуации возникают практически в каждой точке наблюдения, локализующейся в активно развивающихся крупных зонах сжатия, растяжения или сдвига. Особенно это характерно для участков сочленения двух однотипных разрывов, что в отличие от предыдущей ситуации свойственно не только зонам влияния крупных дизъюнктивов, но и разломам высшего иерархического уровня.

Анализ проявления сколов 1-ой, 2-ой и 3-ей серий показал, что, независимо от разновидности описанных выше структурных ситуаций, трещинная сеть обычно состоит из сколов Риделя в совокупности с соответствующими тройственными парагенезисами (вторая колонка на рис. П.14-16). В равной степени встречаются ситуации, когда имеет место лишь одно из сопряженных разрывных направлений в первой паре (как правило, основной тройственный парагенезис, соответствующий главному сместителю и R' -сколам) или сочетание сколов 1-ой серии со сколами 2-ой (или 3-ей) серии. Наиболее редко встречается ситуация с полным набором троек-систем трещин, показанная на рис. П.14-16 в правых колонках.

Сколы Риделя являются теми опережающими разрывами, без которых трудно представить формирование разломов любого морфогенетического типа. Поэтому обусловленные их развитием трещинные сети, в том или ином виде распространены у сместителей повсеместно, в отличие от сколов 2-ой и 3-ей серий, которые в подавляющем большинстве случаев приурочены к локальным участкам разломных зон.

Выше были рассмотрены обстановки с горизонтальным положением двух из осей главных напряжений, когда сместитель в зоне сжатия наклонен под углом 55° , а в зоне растяжения – под углом 35° . Поскольку в природе нередко имеют место надвиги и крутые сбросы, следует и для них проиллюстрировать происхождение хаотических трещинных сетей. При образовании надвига с наклоном 15° и сброса с наклоном 75° к горизонту оси напряжений σ_1 и σ_3 должны быть повернуты в вертикальной плоскости на соответствующие углы при неизменном горизонтальном положении оси σ_2 (рис. II.17). В соответствии с этим происходит поворот всех опережающих разрывных систем зоны скалывания, причем по сколам 2-ой и 3-ей серий проявляются подвижки смешанных типов. Одни из них станут наклоненными в противоположные

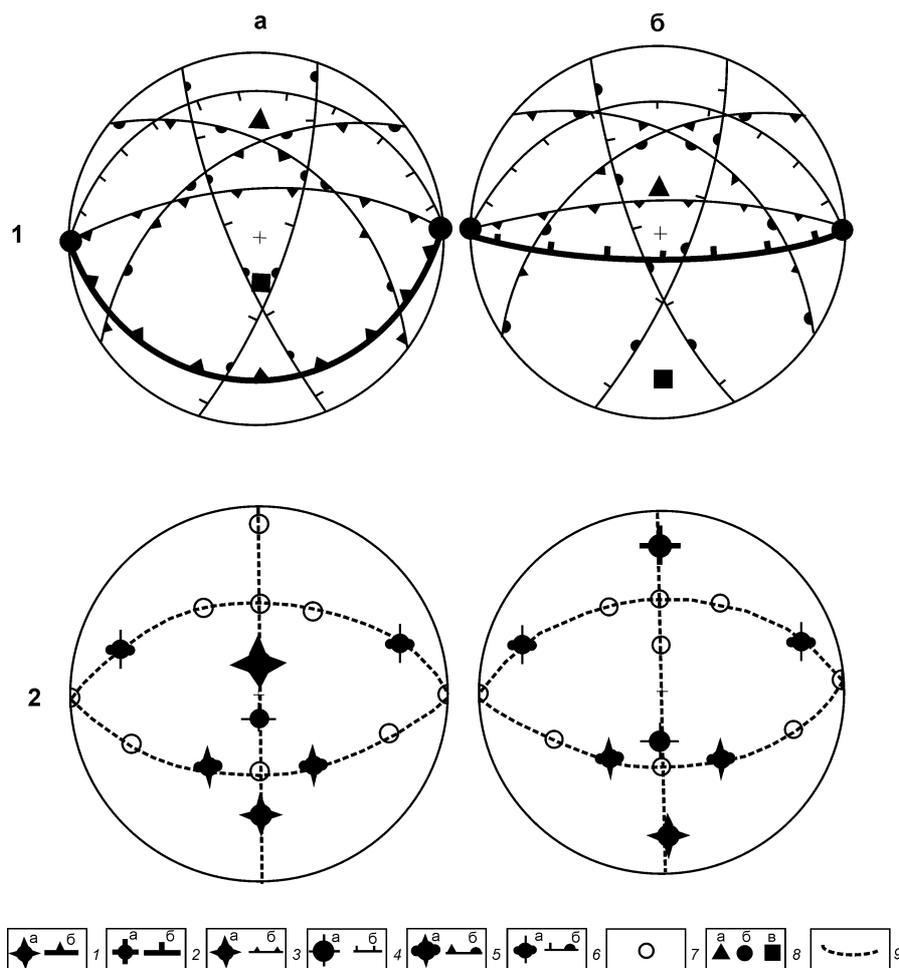


Рис. II.17. Идеализированная картина сочетания на круговых диаграммах (1 – в плоскостях, 2 – в полюсах) тройственных парагенезисов трещин, образующихся при транспрессивном скалывании способом III вблизи сместителей пологого (угол падения – 15°) надвига (а) и крутого (угол падения – 75°) сброса (б).

Обозначения: 1 – полюса (а) и плоскости (б) главного надвигового сместителя 1-го порядка; 2 – полюса (а) и плоскости (б) главного сбросового сместителя 1-го порядка; 3 – полюса (а) и плоскости (б) взбросов 2-го порядка; 4 – полюса (а) и плоскости (б) сбросов 2-го порядка; 5 – полюса (а) и плоскости (б) взбросо-сдвигов 2-го порядка; 6 – полюса (а) и плоскости (б) сбросо-сдвигов 2-го порядка; 7 – положение второстепенной и/или дополнительной систем парагенезиса; 8 – точки выхода на верхнюю полусферу осей главных нормальных напряжений (а – σ_1 , б – σ_2 , в – σ_3); 9 – пояса трещиноватости.

стороны системами взбросо-сдвигов, в другие – сбросо-сдвиг. Таким образом, находит отражение первичное образование разломов смешанных типов, вызванное наклонным положением в пространстве осей напряжений, а не активизацией древних

разломных плоскостей в новом поле напряжений. Положение тройственных парагенезисов, соответствующее каждому из разломов (см. рис. II.17), отвечает так называемому промежуточному типу, который был охарактеризован нами подробно для пород Приольхонья [Семинский, Гладков, 1991], но ввиду неясности происхождения не получил полноценной интерпретации. Кроме того, разворот систем сколов 1-ой серии приводит к появлению продольных взбросов (надвигов) в зонах сбросов и наоборот, что будет объектом специального обсуждения в следующей части работы.

Закономерным отражением описанных вариаций становится появление на диаграммах сравнительно большого количества поясов трещиноватости. Это вертикально ориентированные составные пояса (см. рис. II.17-2), которые лишь по положению отдельных максимумов отличаются от поясов у взбросовых сместителей с углом падения в 55° и сбросов с углами 35° (см. рис. II.15-16). Кроме того, это пояса, у которых полюс сместителя совпадает с полюсом пояса (см. рис. II.17-2). Последние часто встречаются парами в одном коренном выходе, и на диаграммах трещиноватости располагаются симметрично друг к другу (рис. II.18).

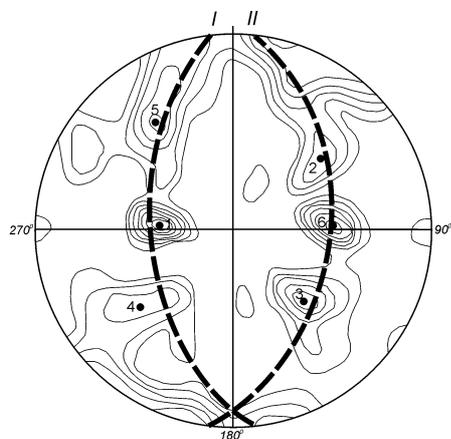


Рис. II.18. Пример двух поясов (дуги I и II), образованных на круговой диаграмме сочетании максимумов, которые составляют два тройственных парагенезиса трещин (1-2-3 и 4-5-6) промежуточного типа (Окинское плоскогорье в Саянах; верхняя полусфера; 100 замеров; уровни изолиний 1,5-2,5-...-6,5 %).

Итак, даже при однонаправленном воздействии внешних сил в разломной зоне могут формироваться трещинные сети, которые лишь по внешним признакам являются хаотическими, так как по сути представляют закономерный результат проявления на одном и том же участке разновозрастных полей напряжений 2-го порядка. У мелких разломов данное явление больше характерно для сочленения сегментов магистрального сместителя, да и то не всегда. В противоположность этому, в процессе формирования крупной разломной зоны (особенно в податливых условиях деформации) локальные объемы горных пород очень часто оказываются под попеременным воздействием разнотипных полей напряжений, что и приводит к образованию сложно построенных трещинных сетей. Они в основном состоят из систем опережающих сколов разных серий, которые жестко связаны с ориентировкой разломной зоны и образуются в ходе развития ее внутренней структуры. Вначале наложение полей напряжений обуславливается возникновением опережающих сколов разных серий, которые могут иметь распространение вдоль всей ее протяженности, но наиболее часто развиваются на участках сочленения сравнительно крупных тектонических нарушений. В этих же местах после появления магистрального сместителя обычно образуются опережающие трещины, связанные с пластическим волочением материала крыльев.

Несмотря на всю сложность формирующихся таким образом трещинных сетей, эффективным способом их расшифровки является анализ троек-систем трещин. Образуемые ими сочетания хорошо увязываются с опережающими разрывами 2-го порядка, в результате поранговой эволюции которых появляется магистральный сместитель. Идеализированные сочетания троек-систем трещин для зон сжатия, растяжения и сдвига показаны на приведенных в данном разделе рисунках. Их использование делает реальностью возможность полной расшифровки трещинной сети любого ко-

ренного выхода. Однако прежде, чем воспользоваться выявленными эмпирическим путем закономерностями, необходимо рассмотреть некоторые важные особенности их проявления и изучения в земной коре.

2.2.3. Влияние структурно-вещественных неоднородностей горных пород на развитие приразломной трещиноватости

Выбор эталонных объектов для исследования (разломные зоны в тектонически активных регионах со стабильным, длительно существующим тектоническим режимом) позволил свести к минимуму влияние структурных и вещественных особенностей деформируемых горных массивов и в результате выделить тройки-системы трещин в качестве определяющего парагенезиса для небольших разломных зон земной коры. Это в свою очередь открывает возможность изучения структуры регионов по наблюдениям за тектонической трещиноватостью, которая во многих природных ситуациях является единственно возможным объектом для анализа, а в других случаях может быть источником дополнительных сведений о исследуемых дизъюнктивах. Предполагая в дальнейшем такое использование установленных закономерностей, необходимо рассмотреть специфику их проявления при наличии в горной породе разнотипных структурных и вещественных неоднородностей.

Прежде всего, анализировалось влияние типа горной породы на образующиеся в сходных условиях деформации трещинные сети и в том числе – тройственные структурные парагенезисы. Широкомасштабное исследование данного вопроса проводилось в южной части Иркутского амфитеатра, где юрские (песчаники, угли) и четвертичные (суглинки, конгломераты, глины) отложения платформенного чехла деформировались в результате движений в зоне Ангарского разлома. Визуальные наблюдения о принципиальном подобии разрывных сетей в нормально контактирующих на конкретных точках наблюдения породах мезозоя и кайнозоя подтвердились при сравнении методом кластерного анализа матриц значений плотности полюсов трещин, используемых для построения диаграмм трещиноватости [Семинский и др., 2001a]. Последнее свидетельствует об аналогии не только в ориентировках, но и в плотностных характеристиках разрывных систем.

Сравнение диаграмм трещиноватости по единичным точкам наблюдения с контактирующими породами разного типа и возраста из других регионов в целом подтвердили сделанный вывод. Вместе с тем, точное совпадение координат главных максимумов встречается достаточно редко. В подавляющем большинстве структурных ситуаций они отклоняются на 5-10° как по углам, так и по азимутам падения. При этом максимумы, составляющие выделенные парагенезисы, обычно меняют свое положение согласованно, как это, например, характерно для тройки в контактирующих вблизи разлома базальтах (*Q*) и песчаниках (*N*) на юге Индокитайского полуострова (рис. II.19). Наибольшее несовпадение трещинных сетей было отмечено при измерениях в небольших геологических телах (маломощные прослои, небольшие дайки, жилы) и смежных с ними более крупных образованиях. Это, возможно, связано с распространением измененного у контактов поля напряжений на весь прослой, дайку или жилу.

Что касается плотностей максимумов с одинаковыми координатами, то их вариации в большинстве случаев носят не принципиальный характер. Например, в тройственном парагенезисе трещин главная система остается главной, а второстепенная – второстепенной. Анализ диаграмм трещиноватости (где сравниваются выраженные в процентах относительные величины) позволяет в существенной степени

избежать влияния вариаций нарушенности у пород с разными прочностными свойствами. В предельном случае, когда плотности всех систем в более хрупких породах повышаются пропорционально, диаграммы должны быть полностью подобными, хотя размеры участков измерения одинакового количества трещин в разнотипных горных породах будут различны. По нашим данным это в принципе распространяется и на случай со сравнением массивов, характеризующихся аналогичным типом прочностной анизотропии (например, одноориентированной слоистостью). В породах с разной анизотропией прочностных свойств плотностные взаимоотношения между одинаковыми по ориентировке системами трещин могут усложняться, что необходимо учитывать при анализе путем отдельного исследования трещинных сетей в каждой из контактирующих разновидностей.

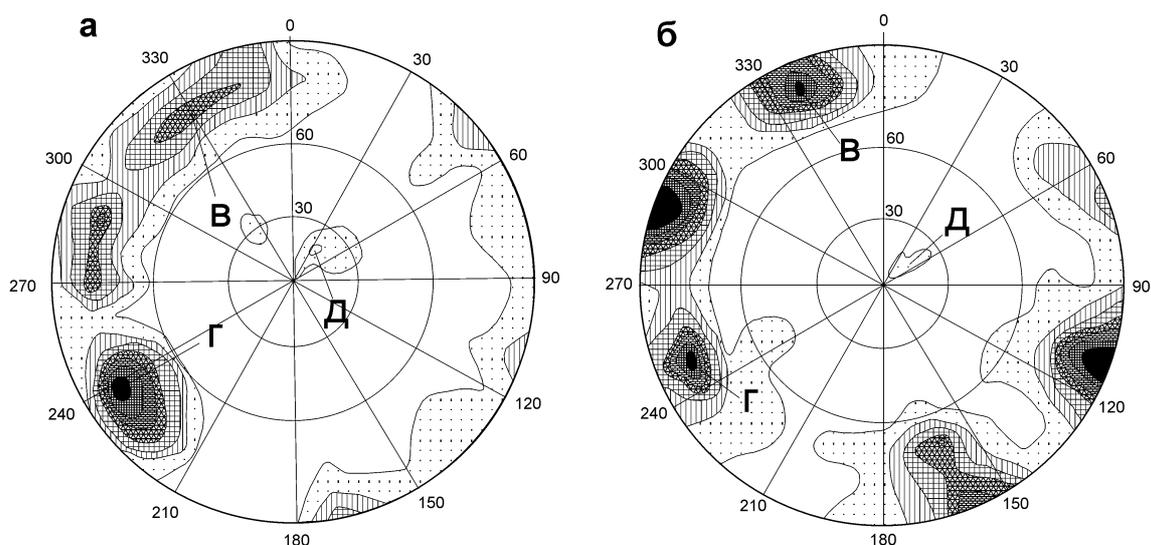


Рис. П.19. Круговые диаграммы (верхняя полусфера), свидетельствующие о подобии трещинных сетей в песчаниках неогена (а) и контактирующих с ними четвертичных базальтах (б), располагающихся вблизи одного из разломных сместителей на юге Индокитайского полуострова (соответственно, 100 и 67 замеров; уровни изолиний 0.5-2.5-...-12.5 %).

Буквами показаны главная (Г), второстепенная (В) и дополнительная (Д) системы трещин тройственного парагенезиса, положение каждой из которых испытывает поворот в азимуте падения на 100 против часовой стрелки при переходе из одной разновидности пород в другую.

Таким образом, влияние вещественного фактора при выявлении закономерностей развития тектонической трещиноватости может быть сведено к минимуму посредством отдельного документирования трещинных сетей в разнотипных горных породах и их последующего анализа на основе изучения диаграмм трещиноватости. Именно поэтому проведенные нами исследования приразломной трещиноватости в регионах с разной тектонической активностью [Семинский, 1994; Семинский, Гладков, 1991; 1997; Семинский и др., 2001а; Разломообразование в литосфере, 1994, глава 4], кратко описанные в части III данной работы, свидетельствуют, что особенности строения выделенных по трещиноватости разломных зон (в том числе вариации степени нарушенности и ширины) обуславливаются главным образом закономерностями развития разрывной деформации в определенной динамической обстановке. Зафиксированные усложнения структуры, как правило, связаны не с вещественными, а со структурными неоднородностями (часто с пересечением разломных зон), которые увеличивают количество систем на диаграммах трещиноватости, вызывая искажения плотностных взаимоотношений между максимумами.

Проблема влияния на процесс трещинообразования имеющихся в горной породе структурных неоднородностей не раз обсуждалась в литературе и сводится к оценке роли первичных нетектонических, а также древних тектонических трещин в последующем разрывообразовании. Первичные трещины должны априори присутствовать в любой горной породе, а значит в любом случае оказывать какое-то воздействие на формирование трещинных сетей под действием тектонических сил. Однако в свете последних данных это положение должно быть пересмотрено. Так, Ю.Г. Леонов [1995], обобщая материалы из публикаций некоторых российских исследователей, отмечал, что многие факты свидетельствуют о существенном влиянии тектонического поля напряжений на процесс формирования трещин в осадочном чехле кратонов, которые ранее большинством исследователей считались литогенетическими. Анализ более ранних работ П. Ханкока и Т. Инжельдера [Hancock, Engelder, 1989; Engelder, Gross, 1993], а также результатов собственных целенаправленных исследований на юге Сибирской платформы [Семинский, Гладков, 1997] не только подтвердили обусловленность рассмотренных трещинных сетей движениями в смежных с платформой мобильных поясах, но и доминирование в них троек-систем трещин. Кроме того, о прямой зависимости ориентировок мелких диагенетических разрывов (трещин синерезиса) от типа господствующей в ходе осадконакопления тектонической обстановки свидетельствуют наши специальные исследования разрывов в керне пробуренной со льда оз. Байкал глубоководной скважины BDP-98 [Семинский и др., 2001б].

Параллелепипедальная отдельность в интрузивах [Cloos, 1921], также состоит из трех систем взаимно перпендикулярных трещин. При этом установленные для внутренних частей батолитов отсутствие первичных трещин [Болк, 1946; Muller, 1963], с одной стороны, и однозначные признаки влияния окружающей массив динамической обстановки [Лукин, Сонюшкин, 1958; Николаев, 1992], – с другой, свидетельствуют о значительной роли внешних (в том числе и тектонических) к массиву сил при образовании тройственного структурного парагенезиса. Существование систематических сетей трещин (на основе троек) в базальтах, остывающих вблизи разломов, иллюстрировалось выше на рис. II.19, а также отмечалось К. Ле Пишоном в одной из трансформных зон Срединно-Атлантического хребта, наряду с проявлением сфероидальной отдельности на соседних участках (см. монографию С.Н. Чернышева [1983], рис. 35). Таким образом, систематические трещинные сети в осадочных или магматических породах формируются под существенным влиянием внешнего давления и, следовательно, могут анализироваться на общих основаниях с тектонической трещиноватостью. При этом случаи с явно выраженной контракционной отдельностью, хорошо выделяющиеся по визуальным признакам, обычно не создают трудностей при проведении структурных исследований.

Вопрос степени активизации древних тектонических трещин в новом поле напряжений является более сложным. Однако нам представляется, что их роль в большинстве природных ситуаций может быть установлена и учтена на базе анализа тройственных структурных парагенезисов. Как было показано выше, последние составляют основу сетей первичных трещин в случае их системной организации. В трещиноватости собственно тектонического происхождения, кроме описанных ранее приразломных сетей, тройственные парагенезисы отчетливо выделяются среди набора соскладчатых разрывных систем [Чарушин, 1960; Рац, Чернышев, 1970; Hancock, 1985]. Наконец, развивающиеся под действием внешних к Земле сил планетарные трещины [Шульц, 1971; Гришкян, 1972] также образуют тройственные парагенезисы, если две пары сопряженных систем диагональной (СВ-ЮЗ, СЗ-ЮВ) и ортогональной

(С-Ю, З-В) ориентировок рассматривать вместе с повсеместно распространенными субгоризонтальными разрывами, обусловленными расслоенностью верхней оболочки Земли.

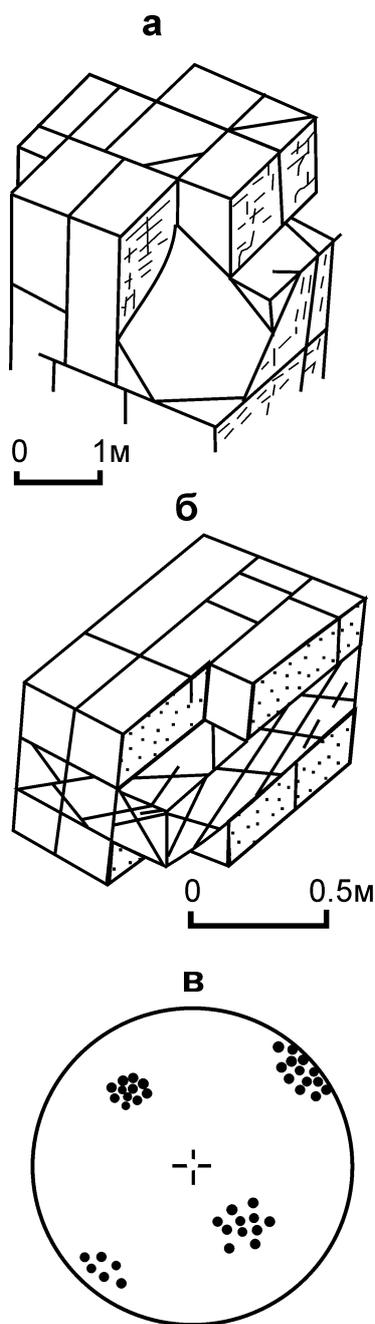


Рис. 11.20. Зарисовки в гранитах (а) и песчаниках (б) системной трещинной сети и ее схематическое отражение на круговой диаграмме (в) (по [Чернышев, 1983]).

нимались многие известные специалисты [Freund, 1974; Ramsay, 1980; Watterson et al., 1998].

Образование тройственных структурных парагенезисов под действием сил существенно разной природы и направленности открывает возможность успешной интерпретации трещинных сетей, сформированных в горном массиве в том числе и в

Таким образом, можно сделать вывод о доминировании трех примерно перпендикулярных систем трещин при разрушении горных массивов под действием внешних сил различного происхождения. Именно поэтому во многих публикациях по тектонофизическим закономерностям формирования разломов [Проблемы..., 1960], внутреннему строению конкретных разломных зон [Данилович, 1961; Гладков, 1966; Плешанов, Чернов, 1968; Бондаренко, 1976; Fukuchi, 1989], структурам рудных полей [Вопросы..., 1955; Крейтер, 1956] на диаграммах трещиноватости отчетливо выделяются тройственные парагенезисы, несмотря на то, что измерения разрывов проводились различными исследователями для решения разнотипных структурных задач. Именно этим и объясняется выявленная А. Шейдеггером [1987] при статистических исследованиях феноменологическая особенность трещиноватости к образованию “основного трещинного параллелепипеда”. Он вычленяется в массиве одной горизонтальной системой трещин (положение которой контролируется литологическими факторами) и двумя субвертикальными сопряженными сколовыми системами, двугранный угол между которыми составляет 80-90°. То же касается и представлений С.Н. Чернышева [1983] о системной трещинной сети, основу которой, согласно рис. 11.20в, составляет все тот же тройственный парагенезис, образующийся в большинстве случаев под воздействием тектонических сил, причем без жесткой, как у А. Шейдеггера, связи с литологией (см. рис. 11.20а, б).

Следует отметить, что полученные эмпирическим путем закономерности согласуются с общетеоретическими представлениями. Так, по З. Ричу [Reches, 1978] при неравенстве величин главных нормальных напряжений образуется всегда больше двух систем трещин, так как последние могут удовлетворять лишь плоскому напряженному состоянию. Действительно, перемещения, хотя и минимальные, по двум направлениям разрывов (что допускается при принятом в работе понятии “трещина”) невозможны без наличия третьей системы, так как в противном случае возникает проблема “дефицита пространства”, разрешением которой за-

результате наложения разновозрастных полей напряжений. При этом необходимыми элементами методики проведения исследований являются следующие.

Документирование единичных коренных выходов должно быть заменено их массовым изучением в пределах участка исследований, т. е. картированием в необходимом для решения поставленных задач масштабе. Основой такого картирования является статистический замер трещин в каждом коренном выходе. Он позволяет в ходе обработки строить диаграммы и затем анализировать относительные плотностные характеристики систем, максимально снижая, тем самым, влияние вариаций прочностных характеристик деформируемых горных пород.

Анализ диаграмм дает возможность выделить тройки-системы трещин и далее путем сравнения их характеристик в смежных коренных выходах, проследить в пространстве границы участков однородного напряженно-деформированного состояния. При этом необходимо учитывать, что различия в ориентировках тройственных парагенезисов для разнотипных горных пород могут составлять 5-10°. Полученные для отдельных точек наблюдения сведения о возрастных взаимоотношениях систем, характере перемещений и т. п. по правилам картирования могут переноситься на весь участок распространения одноориентированного парагенезиса. Такой переход от уровня обнажений к более крупным, часто линейно вытянутым зонам развития однотипных трещинных сетей обеспечивает возможность качественной интерпретации особенностей их происхождения, в том числе и с учетом влияния древних структурных неоднородностей.

Из приведенного описания становится очевидным, что картирование должно осуществляться специалистом структурного профиля, так как сбор статистической информации необходимо сопровождать качественной характеристикой тех особенностей коренного выхода, без которых последующая интерпретация может быть ошибочной. Большинство элементов такой характеристики направлено на учет влияния структурно-вещественных неоднородностей при трещинообразовании. Прежде всего, должны документироваться особенности составляющих коренной выход горных пород. Целенаправленное изучение трещиноватости необходимо проводить отдельно в каждой их разновидности, причем массовые замеры нецелесообразно производить в мелких прослоях, дайках, жилах, если это не входит в задачи исследования. То же относится и к участкам развития явно выраженной нетектонической трещиноватости, обычными признаками которой является изогнутость и шероховатость плоскостей, бессистемность и т. п.

Кроме того, общая оценка коренного выхода должна отражать степень влияния гипергенных процессов на состояние трещиноватости. Анализ диаграмм трещин в большинстве случаев предохраняет от связанных с гипергенным фактором ошибок, так как при выходе на земную поверхность меняется лишь густота трещин в уже существующих системах [Чернышев, 1983]. Однако это может быть не характерно для разрывов, параллельных экспозиции обнажения, что и необходимо фиксировать при документации. Решение о степени влияния данного фактора, как и ряда описанных выше вещественных и структурных неоднородностей, окончательно принимается после сравнения диаграмм с располагающихся рядом точек наблюдения. При установлении “аномальности” полученной в рассматриваемом коренном выходе информации, она может быть исключена из дальнейшего рассмотрения или использована с низкой степенью достоверности после корректировки в соответствии со сделанными в поле наблюдениями.

Итак, существующее влияние структурных и вещественных неоднородностей на формирование тектонической трещиноватости может быть в необходимой мере

учтено при методологически правильном подходе к проведению исследований. Описанные в данном разделе основные принципы этого подхода объединены в методе спецкартирования разломной структуры природных регионов на основе анализа повсеместно распространенной трещиноватости [Семинский, 1994]. Однако прежде, чем перейти к описанию его практического применения к изучению зон влияния крупных разломов, необходимо объяснить с теоретических позиций закономерности формирования в разломных зонах троек-систем трещин, исследование которых составляет основу специального картирования.

Глава II.3. Тектонофизические закономерности формирования трещинных сетей в разломных зонах разного морфогенетического типа

Как было показано в предыдущем разделе, парагенезис из трех ортогональных систем трещин встречается в самой широкой гамме структурных ситуаций. Он далеко не исчерпывает все возможные реакции горного массива на приложенные нагрузки, но уверенно лидирует по распространенности. Особенно часто парагенезис образуется при тектоническом давлении, но и под действием иных поверхностных и объемных сил три взаимно перпендикулярных системы трещин также могут играть ведущую роль в реализации возникающих напряжений. Один и тот же результат создает приложение к горному массиву сил совершенно различной природы и направленности. Следовательно, возникновение тройственного структурного парагенезиса является одной из наиболее общих закономерностей разрушения горных пород земной коры. В связи с этим необходимо рассмотреть, во-первых, механизм его возникновения с позиций механики разрушения горных пород, находящихся в верхних частях земной коры в условиях неравномерного объемно-напряженного состояния и, во-вторых, особенности его формирования в ходе развития разломных зон разного морфогенетического типа.

II.3.1. Механизм формирования трех взаимно перпендикулярных систем тектонических трещин

Нестандартность выявленного парагенезиса трещин заключается в двух основных моментах: примерной ортогональности главной и второстепенной (классических сопряженных) систем и наличии дополнительного направления разрывов. Их последовательное рассмотрение с точки зрения законов механики разрушения позволяет предложить механизм формирования парагенезиса, как основы разрывной структуры мелких разломных зон земной коры.

3.1.1. Интерпретация угловых соотношений между основными системами трещин в тройственном парагенезисе

Согласно испытаниям на прочность различных материалов [Надаи, 1954], предельные по теории Мора значения угла между сопряженными разрывами 0° и 90° характерны, соответственно, для хрупких твердых тел (разрушающихся, например, с образованием трещин растяжения) и идеально пластических веществ (разрушающихся, например, с образованием линий Чернова-Людерса). Эти наблюдения были восприняты многими геологами как свидетельство однозначности соотношений между углом скалывания и типом поведения материала под нагрузкой [Choukroune et al., 1987; Garais et al., 1987] и, правило “чем больше угол скалывания, тем выше пла-

стичность” до сих пор используется в публикациях по трещинной тектонике. При этом количественным пределом, используемым в геологии для отделения областей хрупкого и пластического поведения горных пород, чаще всего, является значение двугранного угла между сопряженными разрывами в 60° [Marshak et al., 1982; Hancock, 1985; Шейдеггер, 1987].

В соответствии с этими представлениями близкий к прямому угол между главной и второстепенной системами тройственного парагенезиса свидетельствует о пластическом поведении горных пород, что противоречит пониманию трещин, как продуктов в существенной степени упругой деформации. Однако нам представляется, что о прямой связи между углом скалывания и характером поведения материалов при разрушении можно говорить лишь в самом общем виде и в рамках однотипных условий деформации. Земная же кора как раз и отличается многообразием напряженно-деформированных состояний, совместное рассмотрение которых свидетельствует о неправомерности прямого сопоставления угла скалывания и типа деформационного поведения горной породы.

Последний тезис подтверждают результаты обобщающих исследований П. Ханкока [Hancock, 1985] и Ф.А. Доната [Donath et al., 1971a], суть которых сводится к тому, что “пластические” разломы часто образуют угол в 30° с осью σ_1 как и некоторые “хрупкие” трещины растяжения. В частности, проведенный нами анализ свидетельствует о наличии больших 60° углов между сопряженными системами разрывов, иногда образующихся при землетрясениях [Шамина, 1981; Чернышев, 1983] и при заведомо хрупком (необратимая деформация до 3 %) поведении экспериментальных материалов [Lajtai, 1971; Звягинцев, 1978; Бабичев и др., 1981; Wong, Bilgel, 1985]. В то же время меньшие 60° углы между аналогичными разрывами и зонами скалывания формируются при однозначно установленном пластическом поведении природных массивов [Lamouroux et al., 1991; Dietrich, 1989] или глинистой пасты в эксперименте, причем последний случай можно проиллюстрировать более подробно на основе собственных исследований.

Общая методика тектонического моделирования подробно описывалась ранее [Разломообразование..., 1991]. Здесь лишь необходимо отметить, что условия деформации модели из глинистой пасты (длина – 1 м, ширина – 40 см, толщина – 9 см) в проведенной серии из 25 опытов варьировали в следующих пределах: вязкость 10^5 - 10^9 Па·с; скорость деформирования 10^{-5} - 10^{-3} м/с. Угол между сколами Риделя (закрывающий в себе ось σ_1) измерялся в момент их образования в сдвиговой зоне, чтобы избежать влияния последующих пластических деформаций на величину данного параметра. Полученные результаты (рис. П.21) свидетельствуют об увеличении рассматриваемого угла с возрастанием вязкости модели и скорости ее деформирования, т. е. с приобретением материалом все более и более хрупких свойств. Тенденция со скоростью деформирования согласуется с приблизительной ортогональностью сейсмогенных разрывов, формирование которых может рассматриваться как предельный случай увеличения скорости приложения нагрузки.

Таким образом, приведенные выше природные и экспериментальные данные однозначно показывают, что угловые взаимоотношения между сопряженными разрывами прямо не связаны с “хрупкостью-пластичностью” деформационного поведения. Следовательно, нет противоречия между наличием углов скалывания, близких к 45° , и существенно упругим поведением локальных объемов горных пород в процессе трещинообразования. Данный факт объясняется ниже, исходя из теоретических представлений, принятых как в структурной геологии, так и в механике разрушения.

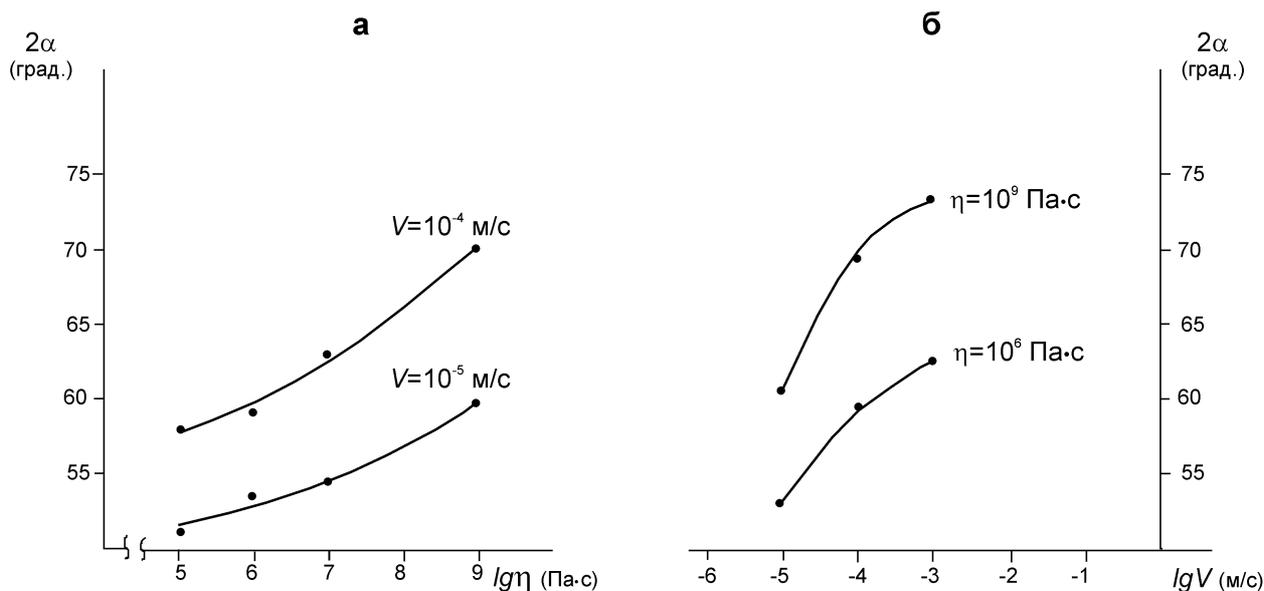


Рис. П.21. Вариации угла между сопряженными сколами Риделя (2α) при изменении вязкости материала модели (η) (а) и скорости деформирования (V) (б) в экспериментах при простом скалывании (толщина модели – 9 см).

Согласно литературным данным, существует несколько возможных, в разной степени аргументированных объяснений ортогональности сопряженных систем трещин скола. Следует сразу отметить, что незначительная остаточная деформация, имеющая место при трещинообразовании в массивах горных пород, не позволяет считать ее наличие главным фактором ортогональности сопряженных систем трещин. Она способна привести лишь к небольшому развороту трещин в направлении оси растяжения, который по нашим данным (см. рис. П.13) будет максимален в зонах сжатия и минимален в зонах растяжения. Именно поэтому А.Е. Шейдеггер [1987] и С. Маршак с соавторами [Marshak et al., 1982] не привлекали данное явление для объяснения ортогональности во взаимоотношениях сопряженных систем трещин, считая последнюю первичной.

А.Е. Шейдеггер феноменологически объяснял взаимную перпендикулярность трещин, как реакцию горной породы на мгновенный крип, вызванный кратковременно действующими тектоническими напряжениями. С. Маршак с коллегами считали, что скольжение по взаимно перпендикулярным трещинам подчиняется линейному закону вязкого течения, вступающего в силу в условиях повышенной флюидонасыщенности горных пород. Несмотря на разные исходные предпосылки гипотез, обе они приводят к констатации образования трещин в плоскостях действия максимальных касательных напряжений, т. е. в принципе исходят из существенно податливого поведения горного массива под нагрузкой. Кроме того, при 15-тилетней истории существования они не вышли за ранг предположений, так как не получили дальнейшего развития в исследованиях авторов или их последователей. Значит упомянутые гипотезы, имеющие, по-видимому, в отдельных случаях право на существование, не способны успешно конкурировать с более разработанной теорией Мора, которая в представленном ранее (см. главу I.2) виде (и без упомянутых в начале данного раздела не всегда оправданных “геологических” следствий) привлекается нами для объяснения рассматриваемого явления.

Следует отметить, что в данном случае обсуждаются лишь общие тенденции изменения угла скалывания, а не его конкретные величины. Это позволяет пренебречь тем, что в ряде напряженно-деформированных состояний параметры разруше-

ния, предсказанные теорией Мора (например, значения угла внутреннего трения, прочности), немного отличаются от установленных экспериментально [Byerlee, 1967; Mogi, 1974]. Несмотря на то, что эти отличия в определенной степени связаны с влиянием напряжений по оси σ_2 , мы не считаем целесообразным введение в критерий разрушения данного параметра (также как и использование октаэдрических напряжений). Это затрудняет анализ, но не объясняет единоактного формирования трех взаимно перпендикулярных систем трещин. Кроме того, минимальные воздействия на процесс разрушения вариаций напряжений по оси промежуточного напряжения учитываются на качественном уровне с использованием закономерностей, выявленных К. Моги [Mogi, 1972] для взаимоотношений параметров α и σ_2 .

Как было показано ранее при кратком изложении теории Мора, угол скалывания α (удвоенное значение которого соответствует величине двугранного угла между сопряженными системами трещин при σ_1) определяется коэффициентом внутреннего трения (μ). Параметр μ , как мера наклона кривой разрушения $\tau = f(\sigma_n)$, при характерной для реальных материалов параболической форме последней (см. рис. I.1) является величиной переменной, зависящей от состава, структуры материала, скорости деформирования, температуры и давления [Хэндин, 1969]. При этом даже в условиях постоянства скорости и температуры огибающая Мора у одного и того же материала сохраняет криволинейность. Именно поэтому в работах, посвященных физическим закономерностям разрушения горных пород [Гзовский, 1963; Райс, 1982; Николаевский, Шаров, 1986], не что иное, как давление фигурирует в качестве определяющего фактора вариаций угла скалывания.

В соответствии с криволинейной формой графика $\tau = f(\sigma_n)$ (см. рис. I.1) коэффициент внутреннего трения уменьшается (а угол скалывания, соответственно, возрастает) по мере увеличения кругов Мора, т. е. при возрастании всестороннего давления. Это подтверждается конкретными зависимостями угла скалывания от различных характеристик напряженного состояния (всестороннего давления, главных нормальных напряжений σ_2 и σ_3 , разновидностей напряженного состояния), полученными экспериментальным путем М. Патерсоном [Paterson, 1958], А.Н. Ставрогиным [1969] и К. Моги [Mogi, 1972].

Подобные выводы следуют из анализа формул, приведенных С.А.Ф. Мюррелем [Murgell, 1977] и аналитически описывающих параболическую форму кривой разрушения при помощи критерия Гриффитса (см. формулу I.1). В отличие от критерия Кулона (см. формулу I.2), здесь имеет место увеличение угла скалывания от нуля (при $\sigma = K'$) до 45° при стремлении к бесконечности абсолютного значения нормального напряжения в соответствии с формулой:

$$\operatorname{ctg} 2\alpha = - (1 - \sigma_n / K')^{-1/2}. \quad (\text{II.2})$$

Достоинством выражений, вытекающих из критерия Гриффитса, является либо отсутствие коэффициента внутреннего трения (как в приведенной выше формуле), либо его замена коэффициентом внешнего трения на поверхностях трещин Гриффитса (см. формулу I.3), физическая природа которого, в отличие от коэффициента внутреннего трения, общеизвестна. При этом и в последнем случае сохраняется доминирующее влияние давления на угол скалывания, так как коэффициент внешнего трения имеет экспериментально установленные зависимости от нормального напряжения на плоскости разрыва [Хэндин, 1969].

Из представленных выше аналитических выражений следует, что в условиях действия сжимающих напряжений по всем трем осям угол между наиболее благоприятной для прорастания нарушающей стабильность трещиной и осью σ_1 варьирует в

зависимости от величины σ_n в пределах 30-45° [Murrell, 1977]. При этом упругая реакция горной породы сохраняется вплоть до момента разрыва. Следовательно, существование больших углов скалывания при трещинообразовании находит теоретическое объяснение.

Так, в пределах интересующего нас верхнего слоя земной коры (примерно до 10 км) угловые соотношения между сопряженными системами трещин практически полностью определяются воздействием окружающего давления, градиент которого значительно превышает таковой для температуры и скорости деформации [Ломтадзе, 1970; Donath et al., 1971a, б]. Трещины растяжения, являющиеся общепринятой (крайней) формой проявления хрупкого разрушения формируются в плоскости $\sigma_1\sigma_2$ при минимальном окружающем давлении, что многократно воспроизводилось (при н. у. по температуре и давлению) и соответствует приповерхностным условиям залегания горных пород в природе [Hancock et al., 1984; Hancock, 1985; Hancock, Engelder, 1989]. Располагающийся ниже интервал распространения сопряженных трещин с малыми двугранными углами при σ_1 очень незначителен. Судя по наиболее распространенным формам кривых разрушения, с увеличением давления ситуация растяжения быстро трансформируется в обстановку трехмерного сжатия. Таким образом, конкретные значения углов скалывания в оставшейся большей части верхнего 10-километрового слоя земной коры определяются главным образом варьирующими от участка к участку величинами σ_{bc} , но во всех случаях превышают 30°.

Незначительная зависимость угловых соотношений между сопряженными трещинами скола от скорости деформирования в рассматриваемом слое земной коры перестает быть таковой в аномальных ситуациях, возникающих при высоких скоростях внешнего воздействия (V), которые имеют место, например, при землетрясениях или взрывах [Пешль, 1933; Шамина, 1981; Чернышев, 1983; Stein, 1978]. При этом существование прямой зависимости между параметрами V и α подтверждается не только результатами наших экспериментов на влажной глине (см. выше), но и данными последних опытов по разрушению горных пород в условиях, аналогичных обстановке их существования в земной коре [Ohnaka et al., 1997].

Следовательно, наличие полного спектра двугранных углов между сопряженными системами трещин (0-90°), возникающими в горных породах в результате существенно упругой деформации, хорошо объясняется в соответствии с теорией Мора вариациями давления. При этом образующиеся главным образом в приповерхностных условиях трещины растяжения (параллельные $\sigma_1\sigma_2$), с одной стороны, и возникающие в основном при землетрясениях взаимно перпендикулярные сколы (по плоскостям действия максимальных касательных напряжений), – с другой, являются крайними членами вариационного ряда по углам скалывания.

При пластическом поведении горных пород под нагрузкой, определяющемся в земной коре высокими давлениями и температурами, сопряженные структурные элементы скалывания (трещины, разломы, зоны) возникают в основном с прямыми двугранными углами при σ_1 , которые затем становятся тупыми в ходе последующей пластической деформации. Описанные в литературе (см. выше) сравнительно редко встречающиеся случаи расположения пластических зон скалывания под небольшими углами образуются в условиях аномально пониженных давлений при по-прежнему высоких температурах. В качестве предельного случая здесь, по-видимому, следует ожидать проявление пластического течения материала по плоскостям скольжения, совпадающим с направлением действия внешней силы. У поверхности близкие к 60° значения рассматриваемого угла имеют место в слабо литифицированных податливых породах, что, кроме низкого σ_{bc} , в значительной степени обуславливается влия-

нием обычно присутствующих в таких случаях флюидов. В наших экспериментах уменьшение угла скалывания с увеличением пластичности глинистой пасты объясняется снижением нормального напряжения на величину порового давления воды, повышающегося в глине при ее последовательном увлажнении.

Таким образом, неоднозначность взаимоотношений угла скалывания и “хрупкости-пластичности” горных пород объясняется различием степени зависимости этих двух характеристик от условий деформирования. Определяющим фактором для угла скалывания при хрупком и пластическом поведении является всестороннее давление, которое на степень пластичности воздействует в меньшей степени, чем, например, температура или скорость деформации. В результате этого в природных условиях и возникают описанные выше ситуации, когда изменение, например, температуры приводит к развитию пластических деформаций, а низкое давление не позволяет образовываться разрывам и зонам скалывания под углами, близкими к 90° . С другой стороны, наличие прямой взаимозависимости угла скалывания и степени пластичности в какой-то степени обуславливается известным явлением увеличения хрупкости с падением всестороннего давления. Однако и эта зависимость не является однозначной ввиду обнаруженной К. Моги [Mogi, 1971] противоположности влияния на деформационное поведение величин σ_2 и σ_3 , которые являются слагаемыми всестороннего давления. Поэтому прямая зависимость пластичности и угла скалывания может быть верна лишь в самом первом приближении – в меру увеличения пластичности с ростом напряжения по оси σ_1 при перемещении круга Мора в правую часть диаграммы (см. рис. I.1).

Хотя давление и оказывает определяющее влияние на величину угла скалывания, для объективной оценки данного параметра необходимо знать вклад и других факторов, который в ряде случаев (особенно при низких давлениях) может выступать на первый план. Это не может быть сделано (как ранее для давления флюидов и скорости деформирования) с использованием установленной зависимости угла скалывания от давления, так как физическая природа последнего и интересующих нас факторов (температура, структура, размеры деформируемого объема) существенно отличается. Кроме того, их связи изучены слабо или ввиду действия разных механизмов деформации неоднозначны, о чем, к примеру, в случае с температурой можно судить по публикациям [Handin, Hager, 1958; Handin et al., 1963; Wong, 1982]. Выходом из создавшегося положения является установление такой интегральной характеристики процесса деформации, по которой можно оценивать изменения угла скалывания, хотя бы на уровне тенденций. Результаты исследований, предпринятых нами в данном направлении, свидетельствуют, что для этой цели (взамен степени “хрупкости-пластичности”) подходит прочность, т. е. максимальное значение напряжения, которое способен выдержать деформируемый в данных условиях материал, не теряя несущей (в терминах механики разрушения) способности.

Прочность легко определяется по кривой “напряжение-деформация” и имеет четкий физический смысл, чем и объясняется его широкое применение с различными целями в работах самого разного профиля (в том числе и чисто геологических). Использование прочности для оценки тенденций в изменении угла скалывания было предложено Л.Д. Кноррингом [1969] в связи с массовым изучением складчатой трещиноватости, но, возможно, из-за отсутствия достаточного обоснования не получило должной оценки у специалистов по разрывообразованию в земной коре. Вместе с тем, о прямой пропорциональности прочности и угла скалывания свидетельствуют экспериментальные данные Дж. Хандина [Handin, Hager, 1958; Handin et al., 1963], а также теоретический анализ на основе теории Мора.

Так, на диаграмме Мора (см. рис. I.1) за прочность отвечает величина касательного напряжения, откладываемая по оси ординат. Она увеличивается для одного и того же деформируемого материала по мере смещения круга напряжений вправо, т. е. с возрастанием всестороннего давления. Эта известная [Гзовский, 1963; Kirby, 1980] зависимость обусловлена тем, что из двух величин, по которым вычисляется касательное напряжение $((\sigma_1 - \sigma_3)/2)$, определяющей является первая, так как по К. Моги [Mogi, 1972] воздействие напряжений по двум другим осям на угол скалывания противоположно: он увеличивается с σ_3 и уменьшается с σ_2 . Кроме того, определяющую роль при разрушении материала по мере увеличения всестороннего давления (например, с глубиной) все в большей и большей степени будут играть сжимающие напряжения по оси σ_1 , которые увеличиваются сильнее, чем напряжения в других направлениях [Надаи, 1954; Егер, 1961; Ярошевский, 1981]. Поэтому не случайно исследователи полей напряжений [Осокина, Цветкова, 1979] констатировали преобладание в реальных условиях земной коры обстановки, близкой к одноосному сжатию.

Следовательно, прямая пропорциональность между прочностью и углом скалывания вытекает из показанной выше прямой зависимости прочности от давления и однозначно установленной [Paterson, 1958; Mogi, 1972] прямой пропорциональности между давлением и углом скалывания. Справедливость данного вида зависимости косвенно подтверждается и удовлетворительным объяснением с ее помощью вариаций угла между сколами Риделя при изменении условий проведения наших экспериментов (см. рис. II.21, рис. II.22). Так, увеличение прочности модели из глинистой пасты с уменьшением ее влажности или с возрастанием скорости деформирования обуславливает зафиксированное в опытах увеличение угла между сопряженными системами разрывов. Широко известное превосходство прочности на скалывание над величиной данного параметра на отрыв также хорошо объясняет близкое к плоскости $\sigma_1\sigma_2$ положение разрывов с преобладающей растягивающей компонентой смещения и, соответственно, значительное отклонение от данной плоскости разрывов сколового типа.

Доказательство правомерности использования прочности для оценки вариаций угла скалывания позволяет, используя имеющиеся экспериментальные материалы по изменению формы кривой $\sigma = f(\epsilon)$ в разных условиях деформирования образцов (рис. II.23), сделать заключение о качественных тенденциях вариаций углов скалывания в зависимости от определяющих деформацию факторов. Рассматриваемый параметр увеличивается с повышением давления, скорости деформирования, монолитности массива и уменьшается с увеличением давления флюидов, температуры, размеров массива, что по большей части параметров согласуется с представленными в данной работе материалами.

Таким образом, сложные вариации в природных условиях такого важного в практическом отношении параметра разрушения, каким является угол скалывания, можно, по крайней мере, на качественном уровне объяснить, исходя из положений теории прочности Мора и гипотез, хорошо с ней согласующихся. Данная величина в подавляющем большинстве случаев определяется значением всестороннего давления. Изменения угла скалывания на уровне тенденций достаточно быстро могут быть оценены по параметру прочности, которая, как интегральный показатель, аккумулирует в себе воздействие давления, а также других менее значимых для угла скалывания характеристик условий деформации.

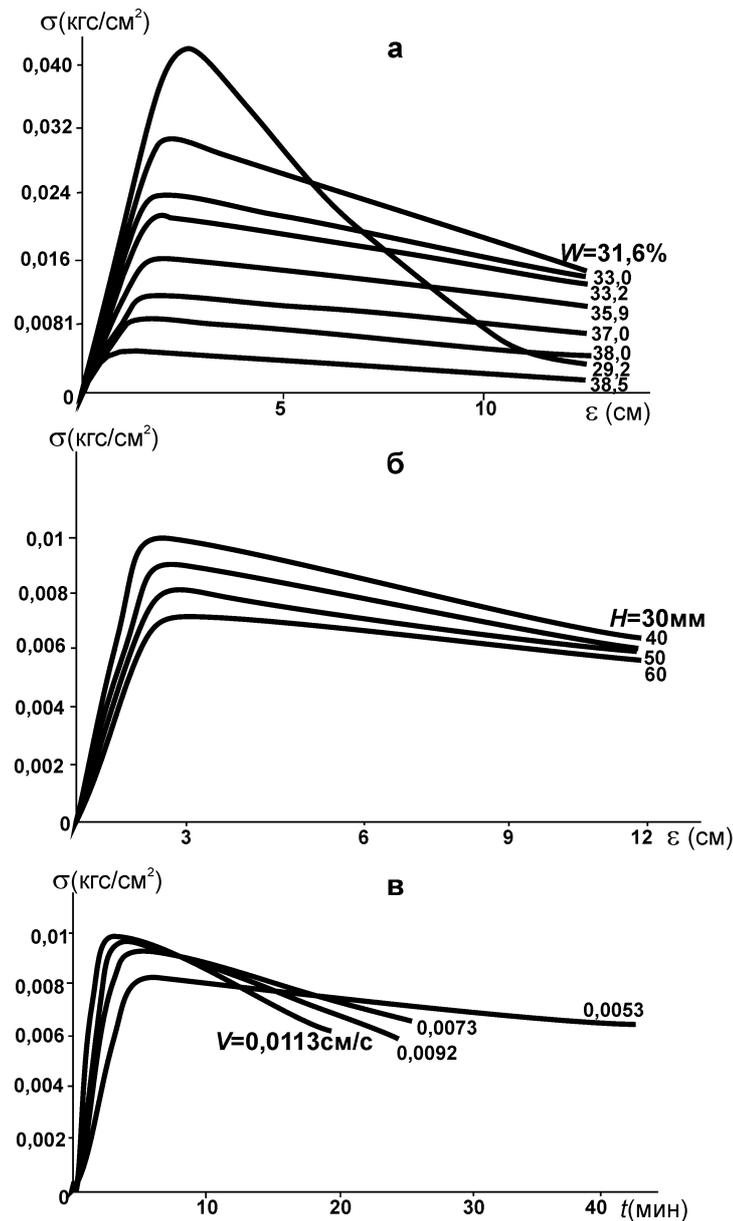


Рис. П.22. Наиболее характерные кривые “напряжение сдвига (σ) – деформация или время (ε или t)”, полученные при простом скалывании для моделей из упруго-пластического материала (глинистая паста) в различных условиях деформирования:

- а** – при вариациях влажности пасты (W) (толщина модели – 20 мм, скорость деформирования – 6 мм/мин);
- б** – при вариациях скорости деформирования (V) (толщина модели – 20 мм, влажность пасты – 40,2 %);
- в** – при вариациях толщины модели (H) (влажность пасты – 39,3 %, скорость деформирования – 0,01 см/сек).

Отсутствие прямой связи степени пластичности деформационного поведения и угла скалывания снимает противоречия в эмпирически обнаруженной в экспериментах и природе примерной ортогональности сопряженных трещин скалывания при хрупком поведении горной породы. В применении к тройственному парагенезису трещин это означает, что близкий к 90° угол между главной и второстепенной системами может иметь место вследствие существенно упругой деформации локальных объемов горных пород при относительно большом (в сравнении с приповерхностными горизонтами) всестороннем давлении. Значительная роль упругой реакции мате-

риала вплоть до момента разрыва в таких условиях деформации подтверждается экспериментальными данными [Павлова, Шрейнер, 1964]. Они свидетельствуют о значительном росте прочности при разрушении горных пород после минимальной пластической деформации, проявляющейся под действием динамического нагружения при достаточно высоких давлениях и температурах.

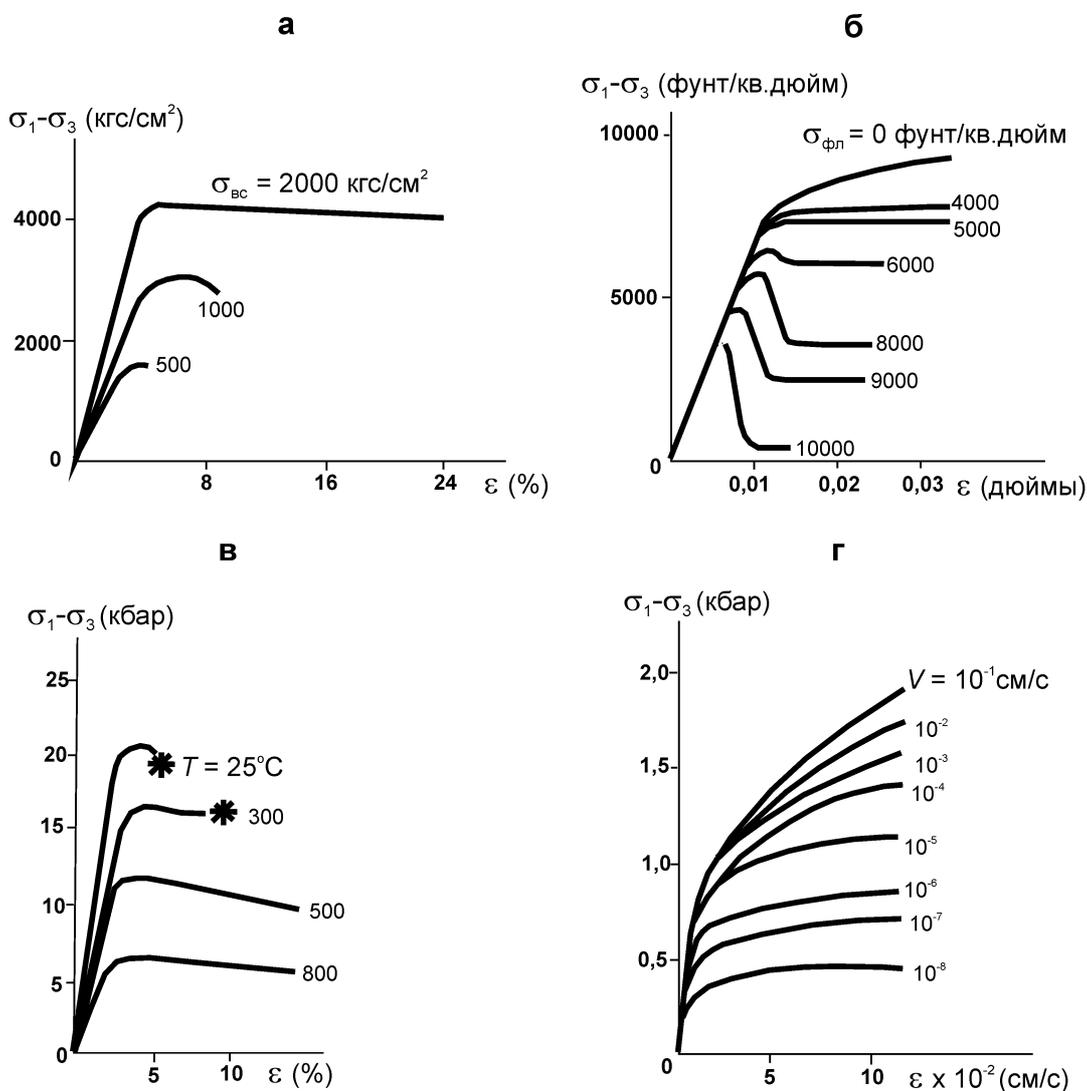


Рис. П.23. Наиболее характерные кривые “дифференциальное напряжение ($\sigma_1-\sigma_3$) – деформация (ε)”, полученные предыдущими исследователями в экспериментах с различными условиями деформирования образцов:

- а** – при вариациях окружающего давления ($\sigma_{вс}$) в опытах на сжатие глинистого сланца (по [Handin, Hager, 1957]);
- б** – при вариациях порового давления ($\sigma_{пл}$) в опытах на сжатие известняка при окружающем давлении 10000 фунтов/кв.дюйм (по [Robinson, 1959]);
- в** – при вариациях температуры (T) в опытах на сжатие гранита при окружающем давлении 5 кбар (по [Griggs et al., 1960]);
- г** – при вариациях скорости деформирования (V) в опытах на сжатие мрамора при окружающем давлении 5 кбар и температуре $500^\circ C$ (по [Heard, 1963]).

Интервал глубин проявления тройственного парагенезиса может быть оценен по величине угла скалывания, соответствующего моменту образования главной и второстепенной систем трещин. Наиболее характерное для всех динамических обстановок минимальное значение данного параметра при возникновении разрывов равно

35° (см. рис. П.13). Это, согласно данным С.А.Ф. Мюрреля [Murrell, 1977], соответствует величине дифференциального напряжения примерно в 150 МПа или по данным Р.Г. Сибсона [Sibson, 1998] среднему значению глубины в 3 км при вариациях 0.5-5 км для разных режимов деформирования. Большие величины угла скалывания и дифференциального напряжения будут соответствовать глубинам до 10 км, где по В.Н. Николаевскому [1996] всестороннее давление и температура приблизительно равны 3 кбар и 300°C. При этом из глубинного интервала формирования троек-систем трещин должен быть исключен приповерхностный слой земной коры, где слишком низкое давление не позволяет образовываться трещинам со значительными углами скалывания.

Из определяющих условия трещинообразования факторов (температура, давление, скорость деформации, давление флюидов и т. д.) главную роль в пределах рассматриваемого интервала глубин играет всестороннее давление. При этом установленные пределы изменения угла скалывания (30-45°) соответствуют условиям трехмерного сжатия с доминированием напряжений по оси σ_1 . Выявленное увеличение углов в ряду “зоны растяжения – зоны сдвига – зоны сжатия” обусловливается отличием в данном случае вида деформации от простого скалывания и увеличением напряжений по оси σ_1 за счет небольшого транспрессивного эффекта. Именно это и приводит в силу известных различий углов скалывания в истинных обстановках сжатия, сдвига и растяжения [Надаи, 1954; Ставрогин, 1969; Mogi, 1972; Спенсер, 1981] к небольшим изначальным отличиям данного параметра у трещин в зонах надвигов, сдвигов и сбросов, которые затем могут еще больше усилиться в ходе прогрессирующей пластической деформации.

Итак, угловые соотношения между системами трещин в тройственном парагенезисе не противоречат основным принципам механики разрушения и находятся в соответствии с напряженно-деформированным состоянием горных пород в зонах разломов, развивающихся в верхних частях земной коры. При этом главной особенностью природных массивов при трещинообразовании является в значительной мере упругая (с небольшой остаточной компонентой) реакция на приложенную нагрузку, имеющая место в обстановке объемно-напряженного сжатия с существенным преобладанием напряжений по оси σ_1 .

3.1.2. Механизм разрушения локальных объемов горных пород тремя примерно ортогональными системами трещин

Наряду с закономерностями угловых соотношений между сопряженными разрывами и спецификой напряженно-деформированного состояния локальных объемов горных пород при трещинообразовании, большое значение для понимания механизма образования тройственного парагенезиса имеет проблема происхождения нетрадиционно включенной в его состав дополнительной системы. Ключом к решению данного вопроса является поперечное положение и двойственная (сколово-отрывная) морфология трещин, которые могут быть объяснены только за счет вариаций напряженного состояния горного массива при разрывообразовании под однонаправленно действующей внешней нагрузкой. При этом по М.В. Гзовскому [1960], кроме перераспределения напряжений вокруг отдельных разрывов, одной из форм влияния последних на напряженное состояние является изменение относительной величины главных нормальных напряжений при сохранении пространственного положения направлений их действия. Ниже это явление для краткости мы будем называть переиндексацией осей главных нормальных напряжений.

Несмотря на то, что явление переиндексации не было представлено в окончательном варианте теории разрывообразования [Гзовский, 1963], ее существование подтверждается широкой гаммой примеров деформации горных пород в различных структурных ситуациях. Это образование двух систем крупных взаимно перпендикулярных вертикальных трещин осадочного чехла платформ [Михайлов, 1956; Hancock, 1985] и пирамид скалывания в областях с активными проявлениями тектонических деформаций [Гзовский, 1963; Расцветаев, 1987а; Сим, 1987]. Смена индексов осей напряжений на окончаниях разрывов сколового типа была доказана экспериментальным путем при их воспроизведении на упругих [Осокина, Цветкова, 1979] и пластических [Гзовский, 1963; Стоянов, 1977] моделях.

Наиболее характерны вариации абсолютных значений главных напряжений при сохранении их пространственного положения для сейсмических проявлений в разных регионах мира. Так, А.Е. Шейдеггер [1987] с учетом данных измерения напряжений *in situ* показал, что для Европы вариации напряженного состояния обычно связаны с переменами мест лишь двух из осей напряжений, тогда как σ_1 сохраняет свою ориентировку постоянной. А.А. Тресков [Сейсмотектоника..., 1968] не только зафиксировал это явление для Байкальской рифтовой зоны, но и предложил для обстановки растяжения механизм переиндексаций, который, по нашему мнению, не потерял актуальности и в настоящее время. При растяжении по всем трем главным осям (рис. II.24а) движение блоков по образовавшемуся при землетрясении разрыву вызывает уменьшение напряжений вдоль оси σ_3 , а также их возрастание по оси σ_1 , так как сопротивление окружающих рассматриваемый локальный объем горных масс в этом направлении усилится. Если напряжения по оси σ_1 превысят напряжения по оси σ_2 (которые в результате подвижки останутся практически на одном уровне), то оси σ_2 и σ_1 поменяются местами. Следующее сейсмическое событие произойдет в изменившемся поле напряжений, причем образующийся сколовый разрыв будет ориентирован как биссекторная плоскость к осям напряжений σ_3 и σ_2 (в первоначальной индексации).

Приведенные примеры однозначно свидетельствуют о существовании такой формы изменения трехосного напряженного состояния в ходе формирования различных деформационных структурных элементов (в том числе и разломов), когда наблюдается смена индексации осей напряжений при сохранении их пространственной ориентировки. Степень выраженности и результат данного явления в земной коре зависят от конкретных условий деформации, из которых наиболее благоприятными для его реализации будут осесимметричность напряженного состояния и существенно упругая реакция среды при нагружении. Поскольку, согласно проведенным исследованиям, эти условия в значительной степени свойственны процессу формирования в горных породах троек-систем трещин, смена индексов осей напряжений неизбежно должна играть определяющую роль при их образовании, что и отражено в предлагаемом ниже механизме.

Трещинообразование начинается в локальном объеме горной породы после достижения напряжениями некоторого предельного значения и выражается в образовании под углом при σ_1 примерно в 70° разрывов главной и второстепенной систем, т. е. классической пары сопряженных сколов. Процесс протекает на фоне преобладания упругой деформации, что приводит к быстрой смене напряженного состояния массива. Характер подвижек по трещинам в обстановке трехмерного сжатия, по аналогии с построениями А.А.Трескова (см. рис. II.24б), обуславливает, уменьшение напряжений по оси σ_1 и их увеличение по оси σ_3 . При этом сброс напряжений, как правило, приводит к переиндексации осей с сохранением их пространственной ориенти-

ровки. При близком к осесимметрическому типе напряженного состояния оси σ_2 и σ_3 меняются местами, а ось σ_1 сохраняет свое первоначальное положение.

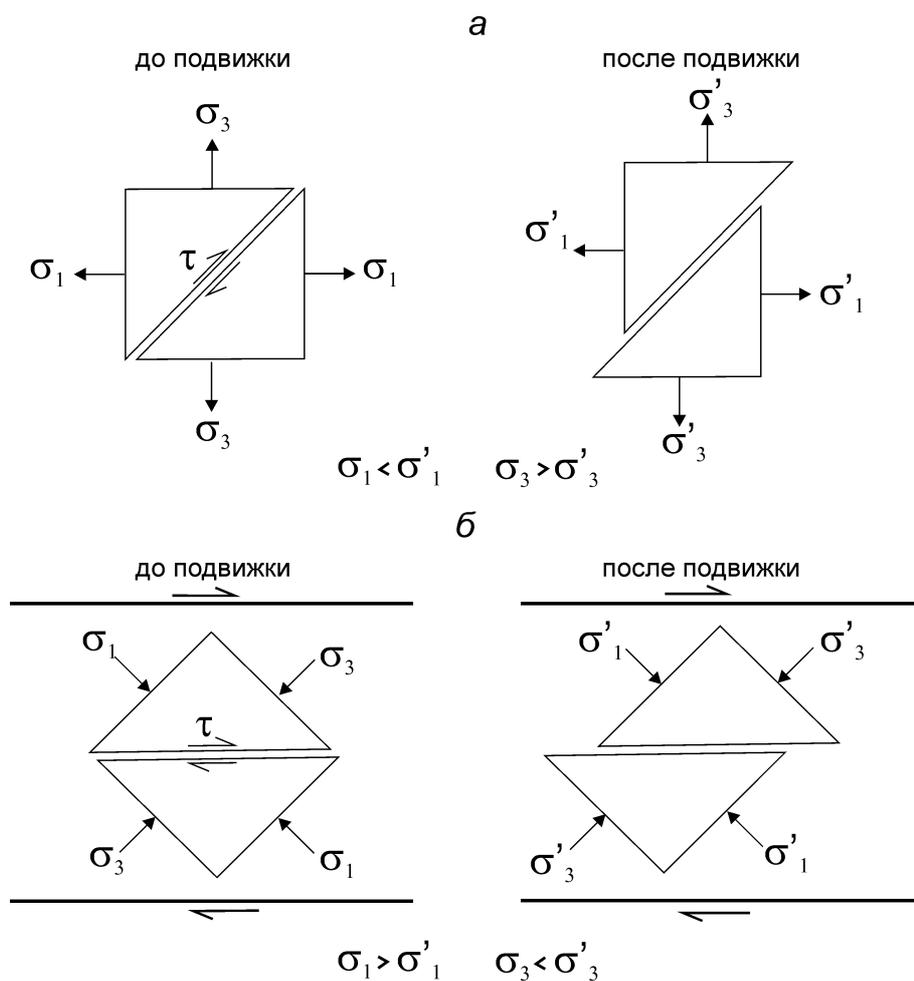


Рис. П.24. Вариации напряженного состояния в нагруженном объеме (показано его сечение) после подвижки по имеющемуся в нем разрыву скола:

- а** – для условий трехмерного растяжения (по [СейсмоTECTоника..., 1968] с соответствующими данной работе обозначениями);
- б** – для условий трехмерного сжатия в приложении к зоне скалывания: τ – касательное напряжение; σ_1 и σ'_1 – наибольшее главное нормальное напряжение, соответственно, до и после подвижки; σ_3 и σ'_3 – наименьшее главное нормальное напряжение, соответственно, до и после подвижки.

В результате образования серии сколовых трещин главной и второстепенной систем горный массив теряет прочность, а всестороннее давление уменьшается [Гзовский, 1963; Николаев, 1992]. Окончательная разрядка упругих напряжений происходит, таким образом, в новых условиях нагружения за счет нарушения горного массива серией трещин дополнительной системы. Они возникают при относительном растяжении вдоль оси σ_2 (в первоначальной индексации), которое, согласно Г.А. Соболеву и О.Г. Шаминой [1975] из-за низкой прочности на разрыв может иметь место даже при высоком всестороннем давлении. В результате образования серии трещин растяжения (отрывов) дополнительной системы напряженное состояние возвращается к первоначальному виду, но при меньших значениях действующих по трем осям напряжений.

Через определенное время при условии постоянства действия внешних сил в

горном массиве вновь накапливаются напряжения в соответствии с первоначальным полем напряжений. Частично они будут сниматься за счет перемещений по сети возникших трещин тройственного парагенезиса, причем для разрывов дополнительной системы характер смещений будет не раздвиговым, а сколовым, так как их ориентировка совпадает с направлением транспорта вещества при унаследованном движении по трещинам главной и второстепенной систем. Таким образом, находит объяснение двойственная природа третьего направления разрывов в парагенезисе. Суммарный эффект перемещений описанного типа выразится в появлении у массива небольшой остаточной деформации, которая, в частности, проявляется в увеличении двугранного угла при σ_1 между трещинами главной и второстепенной систем.

Если размеры разрывов и их количество не способны удовлетворить сравнительно быстро нарастающую нагрузку, то напряжения на новом этапе достигают предела прочности уже нарушенного трещинами локального объема горной породы. Этот уровень будет превышать предыдущий за счет упрочнения массива из-за действия известных факторов (“запирание” трещин при их пересечении; расширение области деформации и др.). Затем вновь вступает в действие описанный выше механизм, в результате чего плотность трещин в составляющих тройственный парагенезис системах увеличится, а напряжения в массиве уменьшатся. В условиях продолжающегося однонаправленного внешнего воздействия процесс будет продолжаться в виде циклов, пока плотность примерно одноранговых дислокаций в одной из систем (обычно главной) не достигнет критического значения. Тогда начнется их объединение с образованием магистральной трещины, полностью разрушающей деформируемый массив.

Характерно, что по мере развития трещинообразования угол скалывания для каждого нового этапа возникновения разрывов главной и второстепенной систем будет увеличиваться, что и создает выявленный П.Н. Николаевым [1977; 1992] направленный разброс у максимумов, соответствующих на структурных диаграммах данным направлениям трещин. Последующие пластические деформации смещают максимумы, не меняя формы разбросов, что и позволяет их использовать для выявления сопряженных систем и последующего восстановления осей напряжений. При объяснении происхождения данного явления П.Н. Николаев справедливо исходил из вариаций всестороннего давления в ходе трещинообразования. Следует лишь добавить, что возрастание угла скалывания для каждого нового этапа формирования трещин главной и второстепенной систем подтверждается увеличением прочности, так как в рассматриваемый период времени имеет место упрочнение горных пород под действием динамической внешней нагрузки.

Следует отметить, что образование трещин дополнительной системы – лишь один из путей развития процесса, который наиболее характерен для интересующего нас глубинного интервала деформирования локальных объемов горных пород. В зависимости от типа исходного поля напряжений, величины всестороннего давления, а также деформационного поведения горного массива в целом сценарий развития трещинной сети после появления трещин главной и второстепенной систем может быть существенно различен. Так, по мере уменьшения величины спада напряжений после образования первых двух систем трещин (что, в частности, может быть связано с более податливыми условиями деформации) разброс в ориентировках трещин дополнительной системы будет увеличиваться, пока не появятся две сопряженные системы разрывов. Примером в этом случае является пирамида скалывания, у которой угловые соотношения между двумя попарно сопряженными системами примерно равны.

Однако наибольшее влияние на характер развития трещинных парагенезисов

при деформации горного массива оказывает тип исходного поля напряжений, так как соотношения между характером и величиной действующих по трем главным осям напряжений обуславливают угловые соотношения между трещинами. Широкий набор вариантов определяется как разнообразием комбинаций в переиндексациях всех трех осей, так и задержками разной длительности в наступлении моментов перемены местами главных нормальных напряжений.

Например, спецификой близповерхностных условий трещинообразования является хрупкое поведение горных массивов при слабом всестороннем давлении, когда растяжение по двум горизонтально ориентированным осям σ_2 и σ_3 сочетается с небольшим сжатием по вертикальной оси σ_1 . При достижении напряжениями прочности породы на растяжение в массиве образуется серия трещин, перпендикулярных оси σ_3 . Поскольку растяжение было не относительным, а истинным, напряжения снижаются в этом направлении, что приводит к образованию второй системы трещин растяжения перпендикулярно оси σ_2 , напряжения вдоль которой в новых условиях стали наибольшими из растягивающих. Переиндексация в данных условиях напряженного состояния приводит к образованию давно известного [Михайлов, 1956] парагенезиса из двух взаимно перпендикулярных систем трещин отрыва. Если процесс протекает в горизонтально залегающих осадочных породах, наличие слоистости (как существенной неоднородности) может способствовать формированию третьей системы трещин срезового типа, необходимой для расширения массива в горизонтальных направлениях после образования разрывов двух первых систем.

Очевидно, что формирующиеся подобным образом парагенезисы имеют лишь внешнее сходство с тройками системами трещин, являющимися главными объектами исследований в настоящей работе. Углы между главной и второстепенной системами трещин у “истинных” парагенезисов, образующихся в описываемых близповерхностных условиях с малым всесторонним давлением (но большим, чем в случае образования вертикальных отрывов), будут существенно отличны от ортогональности [Hancock, 1985].

В заключение необходимо в качестве одной из широко распространенных в самой верхней части коры ситуаций рассмотреть разрушение горного массива без переиндексации осей. Так, в случае действия напряжений сжатия по осям σ_1 и σ_2 и напряжений растяжения вдоль оси σ_3 подвижки по первоначально возникшим трещинам вызовут ослабление обоих (наибольшего и наименьшего) главных напряжений. Напряженное состояние при этом останется прежним при меньшем всестороннем давлении. Дальнейший ход трещинообразования будет зависеть от величины падения напряжений по разным направлениям или от режима их дальнейшего накопления, но в подавляющем большинстве случаев выразится в образовании трещин растяжения в плоскости $\sigma_1\sigma_2$, описанных во всех учебных пособиях по структурной геологии.

Итак, конкретный вид формирующегося в длительно действующем поле напряжений 1-го порядка разрывного парагенезиса определяется, с одной стороны, характером постоянно действующего внешнего силового поля, а с другой, – общими закономерностями его эволюции при разрывообразования. Главным свойством динамики поля напряжений является сохранение пространственного положения направлений действия главных нормальных напряжений при изменении их абсолютных значений в циклическом режиме. В зависимости от характера и величины главных нормальных напряжений поля 1-го порядка, а также типа деформационного поведения горных пород временные вариации поля напряжений могут стать причиной развития в горном массиве, как правило, трех-четырех систем трещин скола или растяжения.

Формирование структурного парагенезиса из трех примерно перпендикулярных систем трещин, преобладающего по распространенности в земной коре по крайней мере до глубин 10 км, происходит в одном исходном поле напряжений одноосного сжатия и объясняется в свете изложенного механизма переиндексацией осей σ_2 и σ_3 на фоне существенно упругого поведения горного массива под нагрузкой. Попеременное возникновение трещин в трех ортогональных системах и согласованное дальнейшее развитие в ходе продолжающейся деформации свидетельствуют о их парагенетичности в самом “жестком” смысле этого термина, что позволяет использовать тройственные системы в качестве основы для расшифровки широкого комплекса природных разрывных деформаций.

II.3.2. Динамика трещинообразования в разломных зонах земной коры

В предыдущих разделах данной главы было показано, что в разломных зонах земной коры преобладающим парагенезисом являются тройки взаимно перпендикулярных систем трещин. Теперь необходимо, учитывая выявленный механизм возникновения троек-систем трещин в верхних горизонтах земной коры, рассмотреть процесс их развития в разломных зонах и, тем самым, объяснить эмпирически установленные закономерности структурообразования. Прежде всего, следует установить, к опережающим или оперяющим трещинам относится парагенезис, хотя анализ литературных и собственных материалов не позволил выявить однозначного признака, по которому это можно сделать. В связи с этим была составлена таблица косвенных отличий опережающих и оперяющих трещин (табл. II.1), совокупный анализ которых позволяет принять необходимое решение.

Таблица II.1

Отличительные особенности проявления опережающих и оперяющих трещин в разломных зонах земной коры

№	Признаки	Опережающие трещины	Оперяющие трещины
1	Период образования	до появления магистрального сместителя (последний может отсутствовать в зоне)	после появления магистрального сместителя
2	Причина образования	прорастание активного края сместителя в ненарушенные породы	торможение в скольжении по сместителю
3	Степень нарушения субстрата образовавшимися ранее трещинами	может быть не нарушен	нарушен опережающими трещинами и магистральным сместителем
4	Присутствие в зоне	присутствуют всегда и повсеместно	могут отсутствовать, но обычно присутствуют у изгибов сместителя
5	Характер распределения интенсивности вдоль зоны	неравномерный (определяется неоднородностью исходного поля напряжений)	неравномерный (определяется формой поверхности сместителя)
6	Характер распределения интенсивности поперек зоны	полимодальный тип распределения	неравномерное увеличение плотности разрывов к сместителю

7	Характер распределения и ориентировка в контактирующих участках крыльев	одинаковы	обычно различны
8	Ориентировка и состав главных парагенезисов по зоне в целом	в принципе одинаковы	обычно различны (зависят от формы и размеров изгибов на сместителе)

Присутствие одноориентированных троек-систем трещин и их повсеместное распространение во всех изученных разломных зонах (иногда, даже без явно выраженного главного сместителя), полимодальность интенсивности распределения в продольном и поперечном направлениях, аналогичность (в качественном отношении) парагенезиса в контактирующих по сместителю крыльях позволяют в соответствии с табл. П.1 считать, что охарактеризованные в данной главе парагенезисы сформировались до появления в зоне разлома магистрального сместителя и, таким образом, являются опережающими. На представленном в качестве примера рисунке (рис. П.25а) отчетливо видно несовпадение положений составляющих тройственный парагенезис трещин в блоках, разделенных зоной дробления. При этом на рис. П.25б единство разрывной сети до перемещения устанавливается однозначно, если совместить фрагменты кварцевой жилы, сброшенные по сместителю.

Исходя из этого заключения и основываясь на результатах проведенного исследования, ниже в обобщенном виде описываются условия и закономерности трещинообразования в разломных зонах земной коры.

Рассматриваемые в работе разломы независимо от их морфогенетического типа с механической точки зрения являются зонами скалывания с небольшим транспрессивным эффектом, существенную роль в формировании которых играет упругая реакция среды на возникшие напряжения. Эти два фактора имеют определяющее значение для трещинообразования в мелких разломных зонах земной коры. Первый из них, согласно данным А.М. МакКосса [McCoss, 1986] (рис. П.26), существенно приближает условия деформации горных пород в разломных зонах к осесимметрическим, что в свою очередь влечет за собой возможность переиндексации осей напряжений в ходе трещинообразования. Второй фактор предопределяет характерный для субстрата разломных зон вид кривой $\sigma = f(\epsilon)$, подобный схематичному графику, предложенному В.Н. Николаевским [Райс, 1982; Николаевский, 1996] для хрупкого поведения горных массивов на основе комплексного анализа экспериментальных материалов (рис. П.27). Период ослабления субстрата разломной зоны существенно сокращается, но не исчезает совсем, так как фиксируется даже в ходе разрушения с возникновением землетрясений [Мячкин и др., 1975; Соболев, Шамина, 1975; Мячкин, 1978]. В то же время, очевидно, что наибольшие остаточные деформации, имеющие место до образования магистрального сместителя, приурочены к периоду упрочнения. Следовательно, тройки-системы трещин, составляющие основу внутренней структуры разломных зон, возникают и развиваются в основном в течение этого периода, что и отражено в представленной ниже последовательности трещинообразования (рис. П.28).

После приложения к деформируемому объему направленной тектонической нагрузки его поведение определяется законами упругости (см. рис. П.28б) и может быть охарактеризовано на основе имеющихся публикаций [Scholz, 1968; Павлова, 1970; Donath, 1971a; Lajtai, 1971; Olsson, 1974; Звягинцев, 1978; Райс, 1982; Wong, Bilgel, 1985; Cox, Scholz, 1988a, б; Никола, 1992].

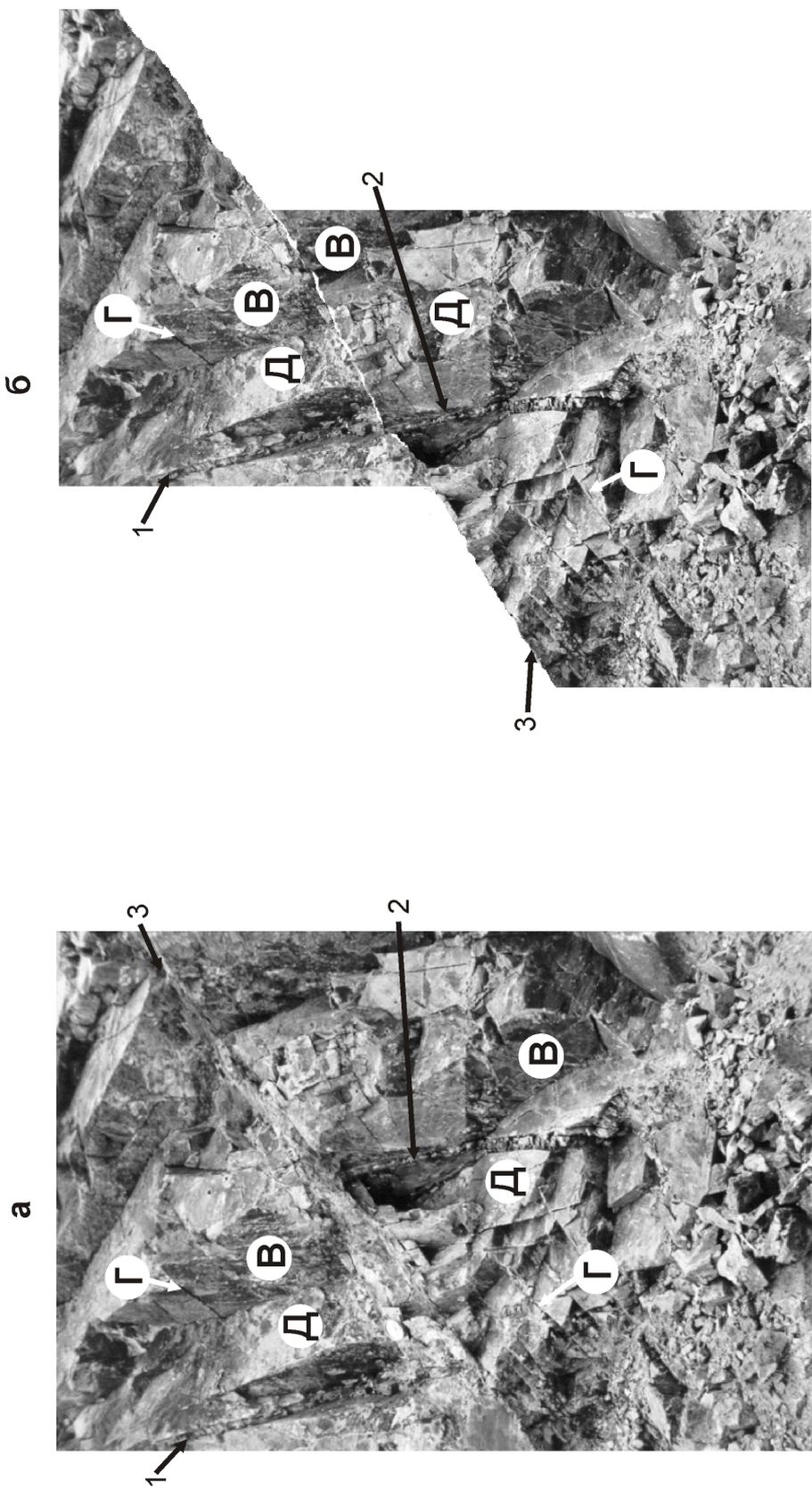


Рис. 11.25. Смещение по сбросовому сместителю сети опережающих трещин, основу которой составляет тройственный структурный парагенезис (Г – главная; В – второстепенная; Д – дополнительная системы).

а – Фотография коренного выхода, в котором фрагменты жилы кварца сброшены по зоне дробления.

б – Реконструкция положения блоков до смещения.

Обозначения: 1-2 – фрагменты кварцевой жилы в висячем (1) и лежащем (2) крыльях сброса; 3 – зона дробления.

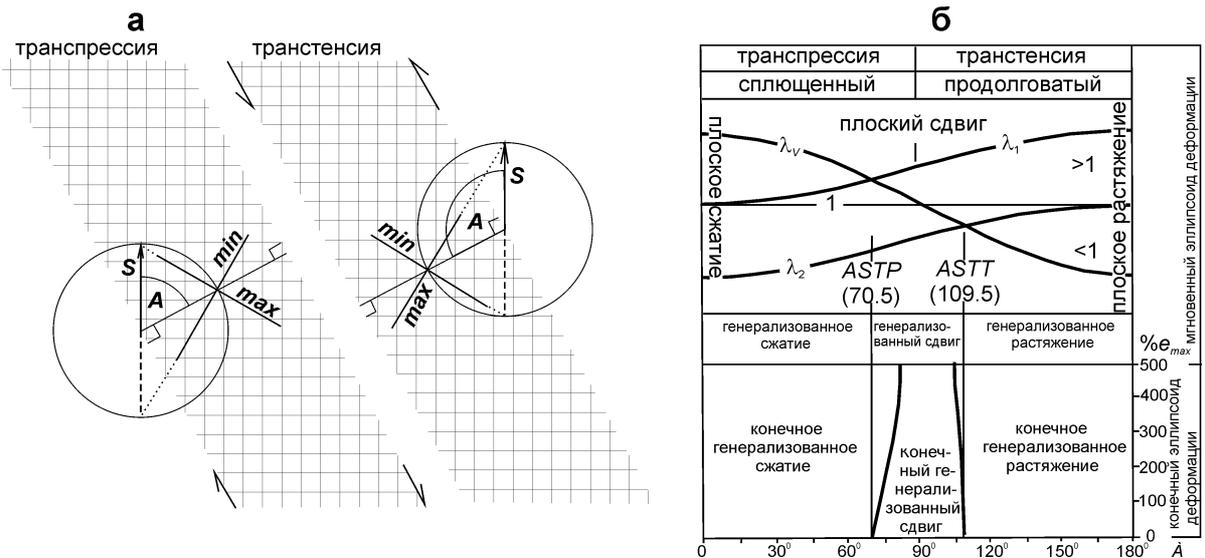


Рис. П.26. Соотношения между характеристиками деформации субстрата разломных зон, имеющее место при различном направлении действия внешних сил (по [McCoss, 1986]).

- а** – Геометрические соотношения между ориентировками максимальной (*max*) и минимальной (*min*) осей мгновенного эллипсоида деформации, вектором смещения границы разломной зоны (*S*) и углом между нормалью к границе зоны (*A*) и вектором *S* для условий транспрессии и транстенсии.
- б** – Графическое решение для характеристик мгновенного и конечного эллипсоидов деформации: *ASTP*, *ASTT* – ориентации, при которых имеют место осесимметрические транспрессия и транстенсия, соответственно; λ_v – вертикальное главное квадратическое удлинение; λ_1 , λ_2 – горизонтальные главные деформации; e_{max} – максимальное конечное растяжение.

Главными структурными элементами в этот деформационный этап являются микротрещины растяжения, формирующиеся у неоднородностей (например, контактов зерен) или имеющих в любой горной породе дефектов (пор, пустот и т. п.). Они локализируются в широкой зоне, ориентированной диагонально по отношению к направлениям действия главных нормальных напряжений. Микротрещины почти не снижают нарастания в материале напряжений, так как ориентируются в основном субпараллельно оси σ_1 . Линейную пропорциональность связи напряжения и деформации не нарушают и появляющиеся на данной стадии процесса пластические структурные элементы: микросколы, образующиеся при слиянии дислокаций, а также двойники, изгибы пластинчатых минералов и т. п.

По мере деформирования количество и размеры описываемых структурных элементов увеличиваются, что в отдельных полосовидных участках центральной части зоны будущего разлома приводит к их взаимодействию друг с другом. Эти полосы чаще всего состоят из эшелонов микротрещин растяжения, но могут формироваться и из наклоненных обычно под меньшими углами к общему простиранию микросколов. Далее происходит объединение микроразрывов в пределах каждого эшелона в трещины, поверхности которых в зависимости от предыстории развития будут иметь различную скульптуру. Вследствие такой структурной перестройки, происходящей в зоне за довольно короткий промежуток времени, роль необратимых деформаций значительно возрастает. Это находит свое отражение на кривой “напряжение-деформация” в нарушении линейности, что свидетельствует о переходе массива в следующее деформационное состояние.

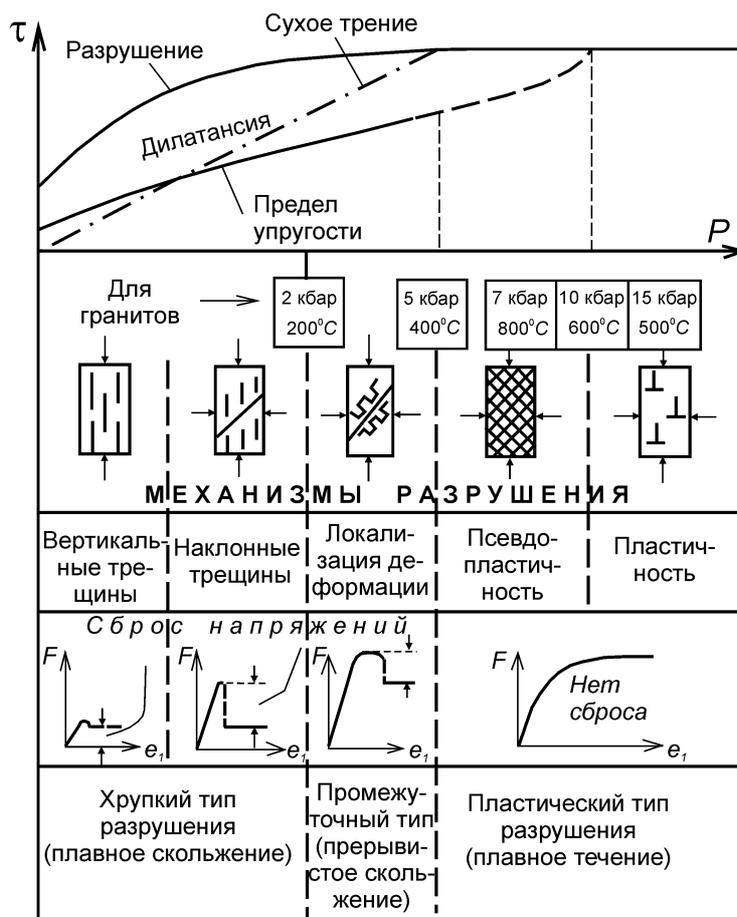


Рис. П.27. Типы поведения горных пород при различных условиях деформации, выявленные В.Н. Николаевским (по [Райс, 1982]) на основе анализа результатов испытаний образцов в лаборатории.

Обозначения: τ – касательное напряжение; P – среднее давление; F – усилие; e_1 – деформация.

В связи с возрастанием остаточной деформации трещины растяжения перестают выступать в качестве главных разрывных элементов, так как не могут обеспечить усиливающуюся потребность в больших перемещениях, необходимых для реализации нарастающих напряжений. Лишь в случае существования истинно растягивающих напряжений по оси σ_3 главную роль в формировании внутренней структуры разломной зоны могут играть сравнительно крупные трещины растяжения (e -типа), располагающиеся под углом примерно 45° к ее оси. В условиях же трехмерного сжатия механизм растяжения в формировании трещинной структуры рассматриваемого этапа деформации постепенно уступает ведущее место сколовому. Образовавшиеся ранее микроразрывы растяжения переходят в скрытую форму существования или играют активную роль в качестве составных элементов сколовых нарушений.

Наиболее распространенный в небольших разломных зонах парагенезис сколовых разрывов 2-го порядка (см. рис. П.28а) состоит из трех примерно перпендикулярных систем трещин, из которых главная и второстепенная представлены сколами Риделя, а дополнительная характеризуется поперечной ориентировкой (на рисунке она лежит в плоскости чертежа). Положение в зоне двух первых систем определяется ориентировкой осей вторичного поля напряжений и условиями деформирования, а наличие дополнительной системы – переиндексацией в ходе разрывообразования осей σ_2 и σ_3 , обусловленной осесимметричностью напряженного состояния, как следствия небольшой транспрессии. Формирование трещинной сети происходит в соответствии с ранее описанным для тройственных парагенезисов механизмом, который характеризуется некоторыми важными особенностями, связанными с их эволюцией в зоне скалывания.

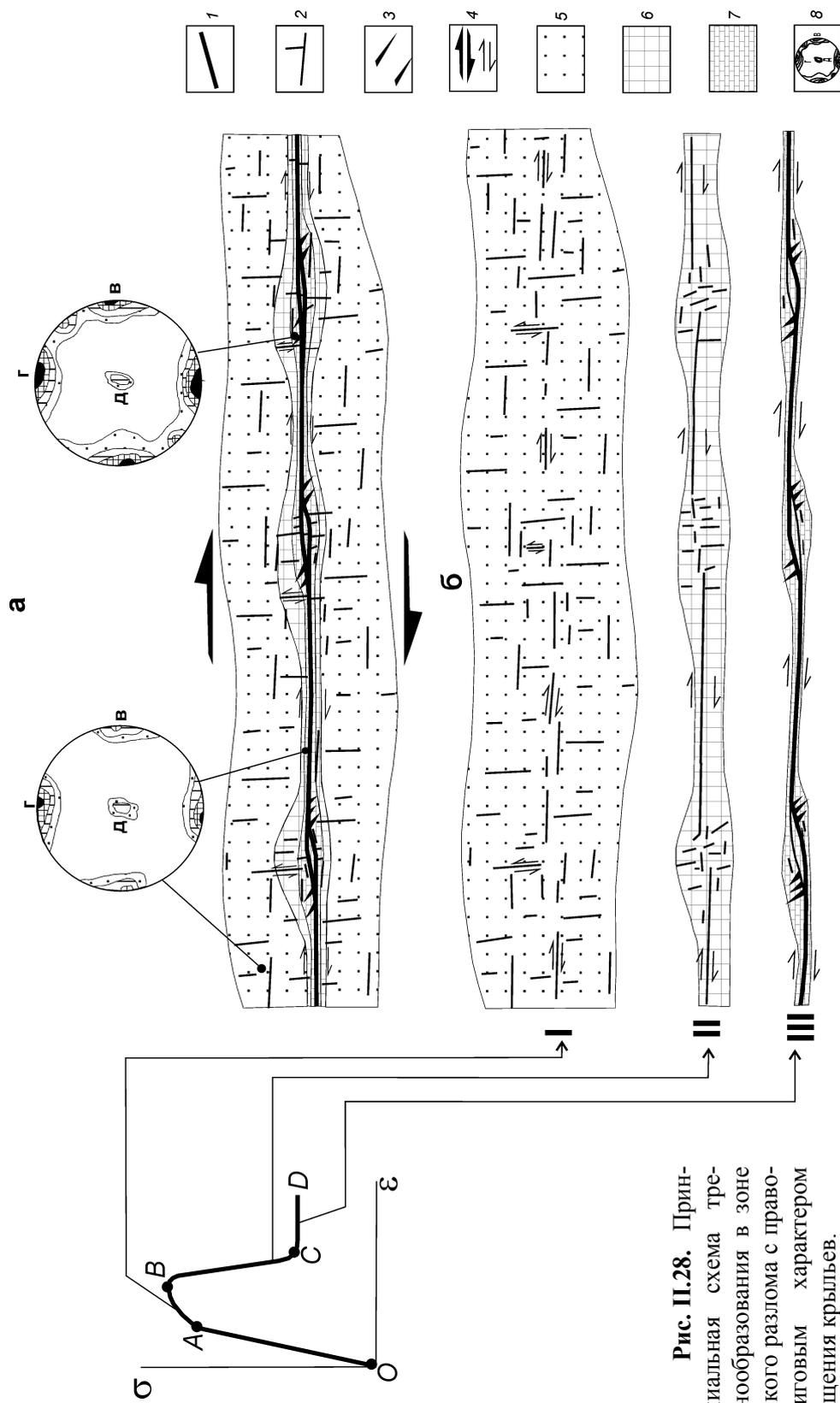


Рис. 11.28. Принципиальная схема трещинообразования в зоне мелкого разлома с правым сдвиговым характером смещения крыльев.

а – Внутренняя структура полностью сформировавшегося разлома со схематическими круговыми диаграммами, отражающими строение трещинных сетей на участках разломной зоны, развивающихся по-разному.

б – Схемы активной трещинной структуры на этапах упрочнения (I), ослабления (II) деформируемого субстрата в разломной зоне и на этапе скольжения блоков по магистральному сместителю (III), каждому из которых соответствуют характерные участки кривой $\sigma = f(\epsilon)$.

Обозначения: 1 – опережающие трещины скола; 2 – опережающие трещины растяжения; 3 – опережающие трещины сдвига; 4 – характер смещения крыльев по разломной зоне в целом и составляющим ее трещинам скола; 5 – разломная зона на этапе упрочнения; 6 – то же на этапе ослабления; 7 – то же на этапе скольжения по сместителю; 8 – принципиальный вид круговых диаграмм, основу которых составляет парагенезис из главной (г), второстепенной (в) и дополнительной (д) систем трещин.

Интегральные характеристики нарушенности субстрата разломной зоны увеличиваются как за счет повышения плотности трещин в каждой из систем тройственного парагенезиса, так и за счет увеличения размеров отдельных трещин. В то же время в горном массиве происходит упрочнение, и девиаторные напряжения продолжают увеличиваться. Все эти изменения имеют однонаправленное воздействие на величину угла скалывания, чему есть экспериментальное подтверждение, например, для случая трещин с преобладающей растягивающей компонентой [Olsson, 1974]. В интересующих нас условиях формирования сколов возникают характерные разбросы у главной и второстепенной систем трещин тройственного парагенезиса. При этом увеличение абсолютных значений угла при σ_1 интенсифицируется за счет пластической деформации, которая протекает в течение периода упрочнения параллельно с разрывной, все более и более уступая последней по значимости.

Описанные процессы приводят к тому, что, несмотря на неизменное во времени пространственное положение осей главных нормальных напряжений, вновь образующиеся трещины системы R' -сколов занимают практически поперечное положение к простиранию разломной зоны. Это в совокупности с антитетичностью смещений является главной причиной прекращения их развития. Как показывают экспериментальные данные [Гзовский, 1963; Стоянов, 1977; Борняков, 1981], R' -сколы возникают в разломной зоне одновременно с R -сколами (или даже предваряют появление последних), но короче их, имеют большую густоту и сравнительно рано теряют активность. В свою очередь различие в ориентировках оси разломной зоны и новообразованных разрывов главной системы (здесь - это R -сколы) постепенно исчезает, что обеспечивает им режим наибольшего благоприятствования в формировании магистрального сместителя.

Интенсивное развитие в начале периода упрочнения системы R' -сколов, а к ее концу - R -сколов является одним из факторов существования у разломных зон сжатия и растяжения зональности внутреннего строения (см. рис. II.10), позволяющей отличать их друг от друга по пространственному проявлению главной и второстепенной систем тройственного парагенезиса трещин. Вторым фактором служит наличие направленной миграции фронта опережающих разрывов под давлением активно действующей внешней силы, особенно наглядно проявляющейся при моделировании зон сжатия и растяжения (в отличие от сдвиговых). Например, из экспериментов по сбросо- и надвигообразованию в упруго-пластичной среде [Разломообразование..., 1992; 1994], следует, что зона активного разрывообразования мигрирует от тыловых частей к фронтальным. Совместное воздействие двух перечисленных факторов приводит к тому, что при повсеместном распространении разрывов обеих систем у взбросов (надвигов) подзона с наиболее развитой системой R' -сколов будет приурочена к тыловой части висячего крыла, тогда как у сбросов она занимает краевую часть лежащего крыла. Следовательно, подзона с наибольшим распространением R -сколов будет располагаться во фронтальных частях обоих типов разломных зон. Нетрудно заметить, что в тройственных структурных парагенезисах данный тип зональности выглядит именно так, как это представлено на рис. II.10.

Интенсивность проявления в разломной зоне тройственного парагенезиса в целом, независимо от ее положения в пространстве, характеризуется полимодальностью. Существование последней в первую очередь обусловлено рассеянным характером деформации в течение периода упрочнения, когда еще не начался процесс сгущения трещин в области будущего магистрального сместителя. В результате этого увеличение интенсивности проявления троек-систем трещин от периферии к сместителю разломной зоны фиксируется лишь при вычислении этой количественной ха-

рактические по достаточно большому интервалу осреднения. Уменьшение последнего приводит к обособлению серии максимумов, один из которых приурочен к самому сместителю, а другие располагаются в его крыльях. Еще большей неравномерностью характеризуются продольные вариации интенсивности проявления тройственного парагенезиса, которые характеризуются чередованием по простиранию разломной зоны максимумов и минимумов данной величины независимо от выбранной площади осреднения.

Кардинальные изменения внутренней структуры разломной зоны происходят, когда горный массив достигает предела прочности, выражающегося пиком на кривой $\sigma = f(\varepsilon)$, после которого начинается ослабление материала. Отражением процесса локализации деформации является сужение зоны активного трещинообразования, сопровождающееся падением напряжений в нагруженном массиве. В структурном отношении содержанием ослабления является разрушение перемычек из сравнительно ненарушенного материала между наиболее крупными трещинами (R -сколами) с образованием магистрального сместителя. У мелких разломов этот процесс протекает сравнительно быстро (а при хрупком разрушении – мгновенно), так как к моменту ее начала синтетические трещины занимают положение, субпараллельное оси зоны. Разрушение перемычек связано с ростом наиболее крупных R -сколов способом II (выражающемся в некоторой переориентации удлиняющегося разрыва или его расщеплением) и с трещинообразованием в областях их сочленения.

Трещины в данном случае также являются опережающими и могут образовывать тройственные парагенезисы. Однако ориентировка последних отличается от той, которая имела место ранее. Она определяется характером поля напряжений, возникшего на концах сравнительно крупных трещин R -типа. Согласно исследованиям Д.Н. Осокиной [Осокина, Цветкова, 1979], положение осей главных нормальных напряжений соответствует полю 1-го порядка, но их количественные соотношения подвержены резким вариациям в связи с быстро меняющейся динамикой области сочленения. В результате этого в ее пределах образуются пояса, конуса трещиноватости или внешне хаотические трещинные сети, состоящие из двух различно ориентированных тройственных парагенезисов. Интерпретация структурной картины в этом случае наиболее затруднена, хотя и здесь она может быть проведена на основе анализа описанных в данной главе закономерностей приразломного трещинообразования.

У мелких разломов описанные структурные ситуации имеют резко подчиненное распространение ввиду небольших размеров перемычек. Тоже является причиной практически полного отсутствия в мелких разломных зонах опережающих трещин. Плоскость магистрального сместителя в этом случае имеет лишь незначительные неровности, которые быстро сглаживаются за счет перетирания и дробления, не вызывая трещинообразования.

С другой стороны, изгибы сместителя в разломных зонах больших размеров (являющихся объектом рассмотрения в следующей части работы) тоже провоцируют формирование разрывов 2-го порядка в виде трещин. Типы их парагенезисов и характер распространения целиком определяются формой и размерами неровности сместителя, а также интенсивностью и направлением подвижки. В связи с этим в каждом конкретном случае будут формироваться строго характерные сочетания образующихся систем трещин. Несмотря на действие тех же закономерностей разрывообразования, что и в случае опережающих трещин, вид парагенезиса опережающих нарушений трудно предсказать теоретически. Значительное влияние на его состав оказывает присутствие в разломной зоне магистрального сместителя и опережающих трещин. Новообразованные трещины в этих условиях не будут создавать тройственных пара-

генезисов, так как механизм их возникновения (особенно дополнительной системы) очень чувствителен к наличию структурных неоднородностей.

Наиболее реальной является ситуация, когда при сохранении однонаправленности внешнего воздействия под влиянием сил трения активизируется часть сети опережающих трещин, находящихся в непосредственной близости от неровности сместителя. Образующиеся при этом пояса активизированных опережающих трещин приобретают новые черты (“размытость” максимумов, нечеткость разбросов), что создает трудности при их отличии от поясов “истинно” опережающих трещин, формирующихся при волочении материала крыльев вблизи крупных сместителей.

Таким образом, рассмотрение динамики приразломных трещинных сетей во времени показало, что процесс в качественном и количественном отношении имеет различную выраженность на отдельных этапах деформации горного массива, несмотря на неизменный характер поля напряжений 1-го порядка. Вследствие этого главные особенности каждого периода развития трещиноватости отражаются во внутреннем строении разломной зоны, прошедшей весь цикл развития в виде различных структурных парагенезисов 2-го порядка. Принципиальное строение такой зоны показано на рис. II.28а для небольшого сдвига. Внутреннее строение разломных зон сжатия и растяжения в главных чертах аналогично представленному на данном рисунке, но отличается большей сложностью. Она обусловлена появлением продольных подзон с различным падением главной и второстепенной систем трещинного парагенезиса, а также явно выраженной асимметрии в поперечном распределении плотности трещин, как следствия локализации сместителя вблизи одной из границ (фронтальной) зоны.

Итогом трещинообразования является поперечная зональность в проявлении парагенезисов разрывов 2-го порядка. Самая внешняя часть зоны характеризуется присутствием образующейся вследствие упругой деформации микротрещиноватости и, несмотря на сравнительно большие размеры, обычно имеет наименьшее значение в практических исследованиях. Собственно зона мелкого разлома начинается там (см. рис. II.28а), где по мере продвижения к сместителю микротрещины уступают место трещинам, развивающимся по трем взаимно перпендикулярным направлениям. Интенсивность распространения тройственного парагенезиса характеризуется продольной и поперечной полимодальностью.

Более разнообразным внутренним строением отличается ближняя к сместителю подзона, так как образованная ранее сеть троек-систем трещин здесь может быть осложнена трещиноватостью, сформировавшейся при ослаблении субстрата разломной зоны и скольжении по магистральному разрыву. Отмечающаяся в данном случае неравномерность обусловлена чередованием в продольном направлении узких участков, представленных единичной поверхностью скольжения (более крупная трещина из состава уже описанного основного тройственного парагенезиса), и широких областей сочленения последних, где разноориентированные тройки-системы трещин в совокупности с опережающими разрывами (если таковые имеются) могут образовывать разнотипные пояса трещиноватости или хаотические трещинные сети. Степень сложности в строении этих областей зависит от ранга дизъюнктива, характера деформационного поведения горного массива под нагрузкой и в наиболее простом случае (мелкие разломы) может отличаться от располагающихся рядом участков лишь большими размерами полосы истирания горных пород.

Если ввиду прекращения действия тектонических сил процесс формирования разлома не завершен, последний проявлен в виде зоны повышенной трещиноватости. Ее внутренняя структура в отсутствии магистрального сместителя представлена главным образом трещинами основного тройственного парагенезиса, а горный мас-

сив не потерял устойчивости.

Сравнивая значимость опережающих и опережающих трещин, можно констатировать, что последние занимают большие объемы разломных зон и развиваются в течение всего времени их образования, включая и заключительный этап, когда они активизируются у неровностей сместителя. Следовательно, внутренняя структура небольших разломных зон сжатия, растяжения и сдвига обусловливается эволюцией опережающих разрывов 2-го порядка. Основные закономерности ее внутренней организации, выявленные эмпирическим путем и объясненные с тектонофизических позиций, являются основой для исследования природных разломов, что позволяет определять их размеры (в трещиноватости), динамические обстановки формирования, степень зрелости и главные особенности нарушенности деформируемого субстрата.

Таким образом, исследование мелких зон сжатия, растяжения и сдвига на основе анализа трещин, являющихся разрывами 2-го порядка, имеет высокую эффективность. В противоположность этому прямое перенесение выводов, сделанных при изучении трещиноватости в отдельных точках, даже если она сформировалась в одном с разломом поле напряжений 1-го порядка, на дизъюнктивы существенно более крупного ранга, а тем более на всю разломную зону (что предусматривается некоторыми методами обработки массовых замеров), операция с методической точки зрения не корректная. С другой стороны, обычно в распоряжении геолога в достаточном количестве имеются данные лишь только по трещиноватости. Полученные нами закономерности позволяют наметить методически правильный путь перенесения выводов, сделанных по мелким разрывам, на генетически связанные с ними структуры существенно более крупного ранга. Он связан с массовым характером изучения трещиноватости и последующим анализом полученных материалов на основе выявленных в ходе работ особенностей формирования трещиноватости вблизи крупных сместителей.

Прежде всего, следует отметить, что трещиноватость в данном случае в большей мере характеризует сам сместитель, а не всю зону крупного разлома в целом, о многих характеристиках (особенно количественных) которой можно судить только в результате изучения разломов 2-го порядка. В то же время трещинные сети, окружающие крупные сместители, внешне мало чем отличаются от имеющих место в зонах небольших разломов, однако характеризуют они существенно иные закономерности структурообразования. Так, у крупных сместителей значительно чаще встречается поясовое расположение систем трещин, однако они, как правило, не состоят из троек-систем трещин и имеют серию характерных особенностей на структурных диаграммах (“шлейф” полюсов, однонаправленность разбросов). Последние свидетельствуют о их формировании за счет опережающих трещин при волочении материала крыльев по сместителю, которое может возникать в том числе и на его спрямленных участках [Данилович, 1961; Стоянов, 1977].

Что касается опережающих трещин, то они и здесь образуют тройственные системы. Однако присутствие на диаграммах одного структурного парагенезиса является достаточно редким случаем. Чаще из хаотичного, казалось бы, расположения максимумов полюсов трещин на структурных диаграммах могут быть выделены 2 или 3 ведущих тройственных парагенезиса, соответствующих разломам, поранговая эволюция которых в разломной зоне привела к формированию сместителя 1-го порядка. При этом одна из троек-систем трещин (как правило, наиболее распространенная) находится с магистральным сместителем в тех же взаимоотношениях, что и основной тройственный парагенезис в мелких разломных зонах. Это позволяет оконтурить зону трещиноватости, определить динамические условия ее формирования и не-

которые особенности внутреннего строения. Однако поперечные размеры определенной таким образом зоны не соответствуют рангу изучаемого сместителя и для разломов любого масштаба редко превышают 10 км. Следовательно, этот тройственный парагенезис принадлежит сравнительно мелкому разлому, который, наряду с множеством других ему подобных опережающих тектонических нарушений, составляет магистральный сместитель и имеет сходные с ним кинематические характеристики.

Таким образом, изучение трещиноватости вблизи сместителей крупных разломов, при знании описанных выше особенностей ее образования, не только правомерно, но и имеет большое значение для определения многих важных черт их возникновения и развития. Так, при массовом характере изучения трещиноватости по тройственным структурным парагенезисам может быть установлена не только динамическая обстановка образования крупной разломной зоны, но и парагенезис составляющих ее разломов более мелкого ранга. В свою очередь, исследование поясов опережающих трещин позволяет определять характер движения по сместителю на этапе активизации.

Итак, структура мелких разломных зон разного морфогенетического типа формируется последовательно по мере перехода нагруженного объема из одного деформационного состояния в другое, причем каждое из них характеризуется существованием различных парагенезисов разрывов, что позволяет сделать вывод о наличии стадийности процесса. Стадии упругой деформации и разрушения практически не проявляются в трещиноватости, так как на первой из них из пор и пустот возникают микротрещины, а на последней – происходят смещения по единому разломному сместителю. Стадия ослабления деформируемого объема в структурном отношении выражается локально: на участках сочленения сегментов будущего сместителя происходит наложение нескольких полей напряжений с образованием хаотической сети трещин или их наиболее сложных парагенезисов (поясов вращения, конусов скалывания).

Большая часть зоны влияния мелкого разлома формируется на стадии упрочнения, предшествующей потере горным массивом устойчивости, когда происходит наибольшая необратимая деформация с интенсивным изменением свойств субстрата за счет возникновения и развития упорядоченной трещинной сети. Ее основу составляют три примерно перпендикулярные системы опережающих трещин, главная и второстепенная из которых в терминах зон скалывания являются сколами Риделя, а дополнительная занимает к ним поперечное положение. Ввиду известной специфики развития зон скалывания R' -сколы отличаются большей распространенностью на первых этапах существования тройственного парагенезиса, а трещины R -типа доминируют в конце стадии упрочнения, формируя сегменты будущего магистрального сместителя. Данная особенность развития структуры имеет большое значение для зон сжатия и растяжения земной коры. Она в совокупности с миграцией зоны активного трещинообразования из тыловой к фронтальной части создает неравномерность распространения R' - и R -сколов в разных участках сбросовых и взбросовых (надвиговых) зон, позволяя отличать их друг от друга (и от сдвигов) по пространственным взаимоотношениям главной и второстепенной систем тройственного парагенезиса трещин. Границы пространственного распространения троек-систем трещин оконтуривают зону влияния разлома, а интенсивность его проявления свидетельствует о продольной и поперечной неравномерности нарушенности субстрата разломных зон высшего иерархического уровня.

Установленные эмпирическим путем и подтвержденные теоретически закономерности делают правомерным и эффективным исследование внутренней структуры

разломных зон земной коры на основе статистических наблюдений за “немой” тектонической трещиноватостью, что отражено в методе спецкартирования, результаты применения которого в природных регионах сжатия, растяжения и сдвига представлены в следующей части монографии.

Часть III.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА КРУПНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН РАСТЯЖЕНИЯ, СЖАТИЯ И СДВИГА

Рассматриваемые в данной части работы зоны сжатия, растяжения и сдвига 1-го порядка отличаются от охарактеризованных ранее мелких дизъюнктивов, прежде всего, тем, что составляющие их внутреннюю структуру разрывы 2-го порядка являются разломами. В связи с этим необходимо, как это было сделано для трещин, предварить описание разрывных сетей в крупных зонах сжатия, растяжения и сдвига рассмотрением общих вопросов разломообразования в литосфере на основе имеющихся литературных материалов.

Глава III.1. Общие вопросы формирования крупных разломных зон литосферы

III.1.1. Условия крупномасштабного разломообразования

Характер деформационного поведения верхних слоев Земли при разломообразовании в общих чертах описан во вводной части работы. Здесь необходимо акцентировать внимание на тех особенностях процесса, которые свойственны ему при формировании крупных разломов.

Размер неоднородностей субстрата, которые могут оказывать влияние на характер разрывообразования, увеличивается в соответствии с увеличением деформируемого объема, нарушаемого более крупными разрывами. При этом степень их влияния с возрастанием ранга разломов будет, по-видимому, уменьшаться в связи с отмеченным ранее относительным увеличением роли остаточной деформации, которая менее чувствительна к влиянию неоднородностей, чем упругая. Это несколько облегчает выявление наиболее общих закономерностей разрывообразования в зонах сжатия, растяжения и сдвига.

При увеличении в крупномасштабном разломообразовании роли остаточной деформации меняются соотношения в длительности существования характерных состояний деформируемого объема, хотя упруго-пластический характер его поведения под нагрузкой в целом сохраняется. Продолжительность протекания процесса в ряду “упругость-упрочнение-ослабление” с ростом масштабов при прочих равных условиях увеличивается, т. е. формирование внутренней структуры крупных зон сжатия, растяжения и сдвига все в большей и большей мере будет происходить в ходе прогрессирующей локализации деформации.

Основные типы нагружения деформируемого объема, при которых в нем образуются зоны сжатия, растяжения и сдвига были представлены на рис. I.2. Однако их реализация при крупномасштабном разломообразовании в условиях континентальной литосферы существенно различна, что позволило выделить наиболее значимые типы нагружения для анализа в рамках данного исследования. Последние представлены на рис. I.2а, в, причем в настоящее время механизмы формирования по крайней мере са-

мых крупных зон сжатия, растяжения и сдвига, как известно, все больше и больше связываются не с чистым, а с простым скалыванием.

Кроме того, сдвиговые зоны, образующиеся при соосной деформации, должны встречаться в природных условиях реже, чем образующиеся при простом скалывании, так как, согласно экспериментальным данным [Шерман и др., 1983], при отклонении размеров деформируемого объема от определенных соотношений формируются не сдвиговые, а надвиговые зоны. Однако нам не было необходимости специально исследовать дизъюнктивы, образующиеся при соосной деформации, так как в обеих сопряженных зонах осуществляется скалывание способом III. Именно поэтому результаты анализа разнотипных природных [Тевелев, 1997] и экспериментальных [Шерман и др., 1983] зон сдвига показали подобие их структуры, по крайней мере, на макроуровне. Это облегчает задачу их исследования в данной работе по сравнению с зонами сжатия и растяжения, структура которых в зависимости от механизма формирования может приобретать определенные специфические черты.

Так, особенностями зон сжатия и растяжения, формирующихся при простом скалывании, являются существование плоскости срыва на глубине и, как следствие этого, возможность реализации больших горизонтальных перемещений. В отличие от соосной деформации (так называемого “чистого” скалывания), когда заложение разломных зон происходит во всем деформируемом объеме сразу [Белоусов, 1985; Eisenstadt, De Paor, 1987], в данном случае имеет место постепенное проникновение фронта разрывообразования в ненарушенный объем от инициирующей структурной неоднородности. При этом в связи с наличием свободной поверхности зона разрушения одновременно начинает разрастаться и от свободной поверхности, т. е. сверху вниз. В итоге одна из сопряженных сбросовых (или надвиговых) зон получает большее развитие по отношению к другой, что и создает асимметрию внутреннего строения зон сжатия (или растяжения), которая считается одним из главных отличий от зон аналогичного типа, образующихся при соосной деформации. Однако, как уже упоминалось выше, асимметрия внутреннего строения может иметь место и в последнем случае при условии приложения односторонней нагрузки или отличия по величине двух противоположно направленных внешних сил, не говоря уж о первичных неоднородностях деформируемого субстрата.

Поскольку большая часть деформации укорочения или удлинения земной коры при рассмотренных выше различных способах нагружения реализуется в надвиговых (взбросовых), сбросовых или сдвиговых разломных зонах, именно они, как главные элементы разрывной структуры, являлись основными объектами исследований, описанных в данной главе. Деформация в их пределах в наиболее общем случае протекает при скалывании с небольшим дополнительным сжатием. Это приводит к возникновению в разломных зонах напряженного состояния, близкого к осесимметрическому, что создает благоприятные условия для переиндексации осей напряжений в ходе формирования разрывной структуры.

Закономерностям внутренней организации разнотипных разломных зон посвящены отдельные главы третьей части работы, материалом для выявления которых служили природные (глава III.2) и экспериментальные (глава III.3) данные. В главе III.4 проводится обобщение полученных результатов с точки зрения механики, что позволяет выделить наиболее общие закономерности процесса разрывообразования в крупных разломных зонах, независимо от их морфогенетической принадлежности. При этом они представляются в трех определяющих процесс аспектах: 1) тип деформации в разломной зоне, рассматриваемый на основе анализа парагенезиса разрывов 2-го порядка, 2) интенсивность деформации, изучаемая посредством анализа про-

странственного распределения плотности разрывных нарушений (и смещений по ним) и 3) эволюция деформации, рассматриваемая на основе исследования развития сети разрывов во времени. Однако, перед изложением результатов собственных исследований, необходимо остановиться на закономерностях общего плана, установленных ранее.

III.1.2. Современное состояние изученности парагенезисов разрывов 2-го порядка в крупных разломных зонах

Магистральный сместитель, составляющий вместе с опережающими и опережающими разрывами внутреннюю структуру разломной зоны, почти всегда характеризуется волнистостью [Буртман и др., 1963; Sylvester, 1988]. В принципе, согласно экспериментальным исследованиям М.В. Гзовского [1963], она не связана с первичными структурными и вещественными неоднородностями в деформируемом субстрате. Однако для разломов со смещением крыльев по падению горизонтальная расщепленность, имеющая сходную морфологию в зонах сжатия и растяжения [Gibbs, 1984; 1990], способствует образованию сместителей, состоящих из чередующихся горизонтальных (*flat*) и наклонных (*ramp*) сегментов (так называемая лестничная траектория). Кроме частных изгибов, сместители разломов могут иметь дугообразную форму в целом как в плане, так и в разрезе. У крупных дизъюнктивов это определяется, прежде всего, изменениями реологии горных пород с глубиной, ориентацией действующих внешних сил и степенью податливости деформируемого субстрата.

Опережающие и опережающие разрывы составляют зону разлома и формируются, соответственно, до и после магистрального сместителя. Наиболее полный парагенезис опережающих разрывов 2-го порядка, формирующихся в разломной зоне при скалывании способом III, показан на рис. II.2. Он был составлен П. Ханкоком [Hancock, 1985] для сдвигов путем обобщения результатов многих исследований строения разломов данного типа, формирующихся как в природных условиях, так и в экспериментах. В парагенезисе представлены разрывные нарушения с разным характером перемещений, но преобладают системы левых и правых сдвигов. Это свидетельствует о возможности существования различных полей напряжений 2-го порядка в течение формирования внутренней структуры одной разломной зоны.

Первое поле напряжений в плоскости рис. II.2 характеризуется горизонтальным и диагональным по отношению к простиранию зоны положением осей σ_1 и σ_3 при субвертикальной ориентировке оси σ_2 . Оно практически всегда имеет место на ранних этапах формирования разломных зон, в результате чего их внутренняя структура проявляется в виде эшелонов отдельных или встречающихся совместно складок (*f*-тип), а также разрывов *R*-, *R'*- и *e*-типов [Гзовский, 1963; Skempton 1966; Tchalenko, 1970; Wilcox et al., 1973; Freund, 1974; Harding, 1974; Friedman et al., 1976; Стоянов, 1977; Bartlett et al., 1981; Борняков, 1981; Шерман и др., 1983; Naylor et al., 1986; Семинский, 1986б; Hempton, Neher, 1986; Григорьев и др., 1987б; Mandl, 1988; Vorhynkov, Adamovich, 2000]. Доминирующую роль в структурообразовании обычно играют *R*-сколы, которые фиксировались в большинстве цитированных исследований, хотя некоторые специалисты придают достаточно большое значение и *R'*-сколам [Стоянов, 1977; Braun, 1994]. В наиболее общем, отраженном на принципиальных схемах [Harding, 1974; Sylvester, 1988; Park, 1997] случае угол между системами сопряженных сколов Риделя составляет $60 \pm 10^\circ$. Занимающая положение его биссектрисы ось σ_1 обычно ориентируется под углом $50 \pm 5^\circ$ к общему простиранию зоны скалывания, что обуславливается небольшим, характерным для разломов транспрессивным эффектом.

Сравнивая углы между сопряженными сколами Риделя в крупных и мелких разломных зонах, следует отметить, что в наиболее общем случае у первых он на 10-15° меньше, чем у вторых, где R' - и R -сколами являются трещины главной и второстепенной систем тройственного парагенезиса. При этом последующий разворот разрывных систем в результате пластичности позволяет говорить о их примерной ортогональности в случае трещин (см. часть II), тогда как исследователями внутренней структуры крупных разломов она, естественно, не отмечается.

Описанная особенность не оказывает существенного влияния на проявление в разломной зоне разрывов R' -, R - и e -типов (за исключением небольшого разворота по или против часовой стрелке), но, как было показано нами ранее, свидетельствует о приближении напряженного состояния к осесимметрическому. Это, в свою очередь, благоприятствует переиндексации осей напряжений и, тем самым, возникновению в разломной зоне еще двух разновидностей полей напряжений 2-го порядка. Если субгоризонтальная ось σ_3 меняется местами с субвертикальной осью σ_2 (см. рис. II.2), в зоне образуются наклоненные в разные стороны надвиги и взбросы (t -тип), которые в природе часто осложняют крылья эшелонированных складок [Sylvester, 1988]. Если становится вертикальной ось σ_1 , то формируются эшелонированные сбросы (n -тип), причем в литературе описаны случаи, когда только этими разрывными нарушениями и представлены достаточно крупные зоны скалывания [Pease, 1969; Стоянов, 1977; Ярошевский, 1981].

Происхождение оставшихся в парагенезисе разрывов 2-го порядка элементов типа P и X (см. рис. II.2) большинством специалистов объясняется существенным изменением характера полей напряжений 2-го порядка при прогрессирующей деформации скалывания, когда происходит объединение друг с другом ранее сформировавшихся разрывов R -типа [Bartlett et al., 1981; Naylor et al., 1986; Mandl, 1988] и в конечном итоге – магистрального сместителя (Y -тип).

Ввиду специфики природных ситуаций проявление описанных выше полей напряжений в каждом конкретном случае бывает различным, что вызывает формирование разных наборов структурных элементов 2-го порядка даже в сравнительно простых условиях лабораторных экспериментов [Naylor et al., 1986]. В связи с этим одной из задач данного исследования являлось выделение устойчивого парагенезиса разрывов 2-го порядка для наиболее общего случая образования крупных природных разломов. Принадлежность к нему того или иного типа разрывов из показанного на рис. II.2 парагенезиса позволит далее сделать заключение о специфике природных условий, в том числе степени осесимметричности напряженного состояния, медленных или сравнительно быстрых (переиндексация) вариациях полей напряжений в ходе структурообразования и т. д. Особенно актуален подобный анализ для взбросов (надвигов) и сбросов, так как, несмотря на мнение многих исследователей о их формировании при одинаковом виде деформации (простом скалывании), единый подход к изучению разрывной структуры разломов разного морфогенетического типа на практике используется в основном для мелких тектонических нарушений в обнажениях.

Разрастание разломного сместителя от его края, перпендикулярного вектору подвижки (способ II), также приводит к формированию зоны скалывания. Ее внутреннее строение имеет ряд специфических особенностей [Qidong, Peizhen, 1984; Mitra, 1986; Wrench..., 1984; Thrust tectonics, 1991; Копп, 1997], но в целом определяется развитием разрывов типа Y , e , R и R' , составляющих общий для способов прорастания II и III парагенезис [Стоянов, 1977; Шерман и др., 1983; Mandl, 1988; Николая, 1992]. При этом широко распространенная чешуйчатая структура разломных зон мо-

жет рассматриваться как отражение процесса развития крупного срыва способом II: в случае надвигов она представлена *P*-сколами, а у сбросов – *R*-сколами.

В отличие от рассмотренных выше опережающих разрывов, для оперяющих крупные разломы тектонических нарушений в литературе не приводится устойчивых парагенезисов. Для них, по-видимому, в первую очередь должны сохраняться особенности проявления оперяющих разрывов, описанные ранее для более мелких разломов. Эти особенности (густота, ориентация и т. п.) будут определяться, прежде всего, местоположением, формой и типом неоднородности на магистральном разломе, тормозящей смещение крыльев. В то же время при крупномасштабном разломообразовании происходят значительные пластические деформации, что, согласно С. Стоянову [1977], может вызвать появление оперяющих разрывов “вязкого” типа даже без наличия тормозящих неоднородностей на сместителе. Следовательно, в ходе настоящего исследования было необходимо сделать попытку установить наличие таких оперяющих разрывов, а в случае ее успешного осуществления – выявить их парагенезисы.

Теперь следует остановиться на характеристике дизъюнктивных структур, которые также локализуются в разломных зонах, но по разным причинам не фигурируют в обобщенных парагенезисах опережающих и оперяющих разрывов 2-го порядка, составленных, например, П. Ханкоком, С. Стояновым, Д.Н. Осокиной или другими исследователями. Это, прежде всего, дуплексы, которые, в отличие от единичных разрывов, входящих в рассмотренные выше парагенезисы, представляют комплекс взаимосвязанных нарушений и выделены для надвиговых [Dahestrom, 1970], сбросовых [Gibbs, 1984] и сдвиговых [Woodcock, Fischer, 1986] разломных зон. В настоящее время можно дать общую для разнотипных дизъюнктивов характеристику дуплексов, как наиболее дислоцированных участков разломных зон, возникающих при изгибе (1-ый вид) или сочленении (2-ой вид) самых крупных из составляющих их разрывных нарушений.

Дуплексы изгиба, как классические, были описаны для разломов со смещением крыльев по падению, где они часто образуются ввиду наличия большого количества изгибов-рампов, обусловленных реологической расслоенностью деформируемого субстрата. Внутренняя структура дуплексов этого вида обусловлена процессом прогрессирующей миграции активного разлома в одно из крыльев, иногда трактуемым как разрушение рампов [Woodcock, Fischer, 1986]. Главным фактором, определяющим стиль деформации (сжатие или растяжение) в дуплексах сочленения является взаимоотношение направления скольжения в разломной зоне и вида уступа между наиболее крупными из второстепенных разломов. Дуплексы растяжения (в зонах сдвига – впадины “*pull-apart*”) нас интересуют в меньшей степени, так как в нормально эшелонированной структуре зон скалывания они не могут образовываться во 2-ом порядке и характерны для активизации уже существующих разломных сместителей [Segall, Pollard, 1983; Rodgers, 1980; Granier, 1985; Hempton, Neher, 1986; Swanson, 1988; Martel, 1990]. Внутренняя структура дуплексов сжатия (в зонах сдвига – поднятия “*push-up*”) в первом приближении [McDonald, Sempere, 1984; Woodcock, Fischer, 1986; Gamond, 1987; Reches, 1987; Копп, 1997] представляет собой результат наложения парагенезисов дислокаций, возникающих на окончаниях двух взаимодействующих кулисообразных разрывов более низкого порядка. Детали строения в каждом конкретном случае определяются расстоянием между этими главными разрывами и величиной перекрытия. В ходе деформации главные разрывы, увеличиваясь в размерах, изгибаются по направлению друг к другу, пока не происходит полное замыкание дуплекса сочленения. Его дальнейшая эволюция может быть связана с ус-

ложением разрывной структуры внутренней области или ее расширением за счет миграции в крылья обоих или, чаще всего, одного из замыкающих разрывов, т. е. так, как это происходит для дуплексов изгиба. В итоге все смещение реализуется по одному из разрывов дуплекса, который, как правило, имеет более пологий наклон по отношению к главным разрывам, чем первоначальный рамп.

Таким образом, дуплексы характерны для достаточно поздних этапов формирования внутренней структуры разломных зон, когда в узком по ширине участке происходит трансформация сравнительно больших амплитуд смещения между двумя располагающимися кулисообразно наиболее крупными разломами [Woodcock, Fischer, 1986; Swanson, 1988]. Одной из частных задач наших исследований являлось установление внутренних, объективно существующих связей представленных ранее разрывных парагенезисов с дуплексами, как структурами, также имеющими повсеместное распространение в разнотипных разломных зонах.

Второй структурный элемент крупных разломных зон, существование которого не отражено в представленных ранее обобщенных парагенезисах разрывов 2-го порядка – это разрывные нарушения, которые удобно называть трансформационными. Для континентальных зон сжатия и растяжения они описаны как трансферы [Harding, Lowel, 1979; Gibbs, 1990], а в океанах, как трансформы [Wilson, 1965]. По морфогенетическому типу это сдвиги, которые обычно занимают поперечное положение к простиранию зон растяжения или сжатия и служат для кинематического согласования достаточно крупных перемещений по отдельным сместителям сбросового или взбросового (надвигового) типов, проникая в глубину до общей поверхности срыва. Трансформационные разломы могут компенсировать различия как скоростей, так и направлений перемещений на главных сместителях. Размеры активных участков, вариации в направлениях и величинах смещений и другие параметры этих разломов могут быть сложны для определения, но согласуются с движениями по магистральным сместителям и обусловлены характером деформаций конкретного участка разломной зоны [Тевелев, 1997].

Разломы описываемого типа обычно маркируют направление тектонического транспорта в зонах сжатия и растяжения. Такое направление образования сдвиговых дизъюнктивов не согласуется с теорией Мора, но может быть обусловлено появлением деформации простого скалывания в условиях противоположного или разноскоростного движения субстрата в достаточно узкой зоне [Freund, 1974; Шерман, 1981]. При этом существенную роль в заложении трансформационных разломов играют первичные структурные и вещественные неоднородности. По свидетельству ряда исследователей [Хренов и др., 1977; Гришкян и др., 1977; Казьмин, 1987] в континентальных рифтах поперечные разломы часто наследуют скрытые тектонические нарушения фундамента, выраженные обычно зонами повышенной трещиноватости, которые в процессе рифтогенеза активизируются как сдвиги. В океанах, согласно экспериментальным и натурным исследованиям Р. Френда и А. Мерзера [Freund, Merzer, 1976], направления трансформных разломов могут наследовать продольную анизотропию субстрата, возникающую при спрединге.

Таким образом, разломы трансформационного типа должны являться обязательными членами структурного парагенезиса разрывов 2-го порядка в зонах сжатия и растяжения. Однако наличие их аналогов и роль в формировании внутренней структуры зон сдвига потребовало дополнительного исследования.

Заканчивая рассмотрение описанных в литературе разновидностей разрывов, существующих в крупных разломных зонах, следует остановиться на результатах исследований Л.М. Расцветаева [1987а, б], который представил сводку типовых параге-

незисов тектонических нарушений, встречающихся на геологических картах и схемах (рис. III.1). Видно, что они либо принадлежат к дуплексам или трансформам (III, VIII, IX, X), либо образовались при двух рассматриваемых в работе видах деформации: соосной (I, II, IV, XI, XII) или несоосной (V, VI, VII). Следовательно, эти типовые парагенезисы также могут объясняться в рамках законов структурообразования в разломных зонах земной коры. Последующий анализ позволил установить, какие из представленных на рис. III.1 парагенезисов и в какой мере характерны для природных зон сжатия, растяжения и сдвига.

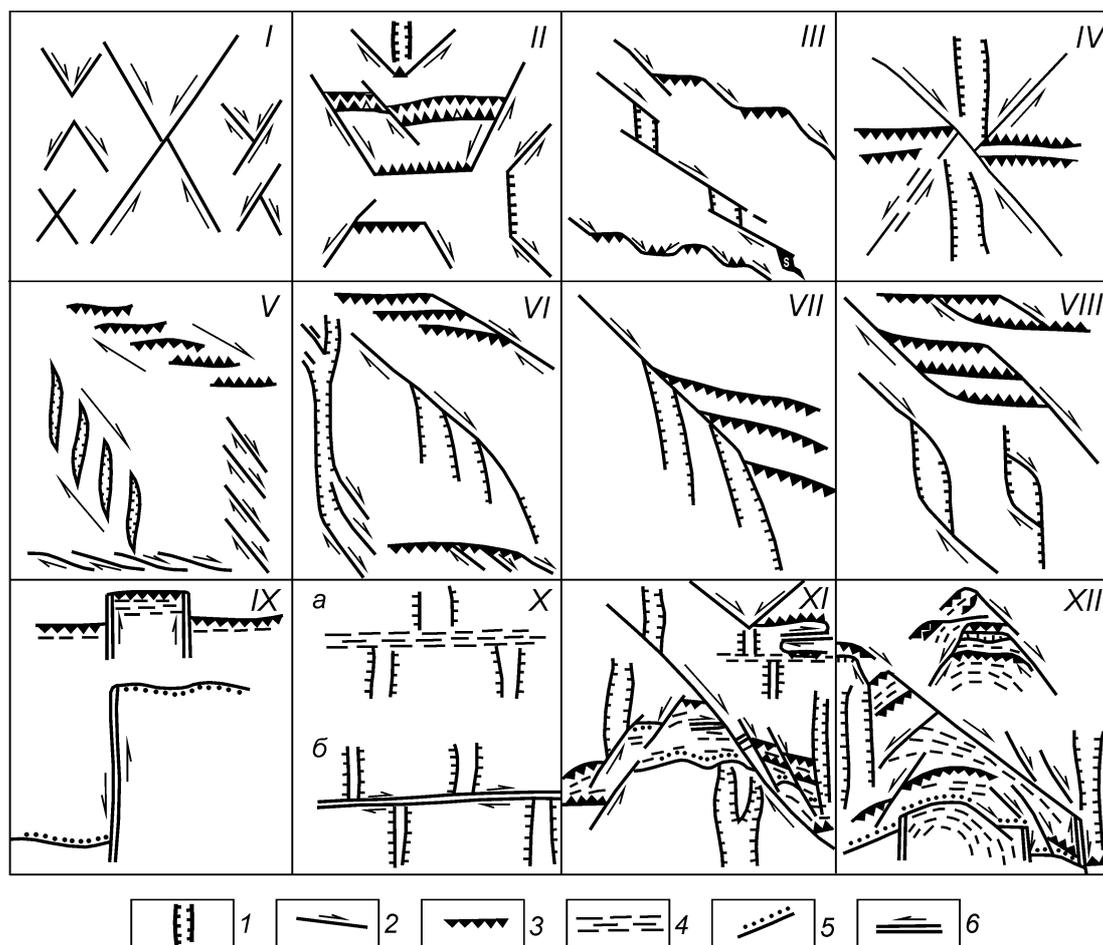


Рис. III.1. Структурные рисунки некоторых типовых парагенезисов тектонических нарушений (по [Расцветаев, 1987а]).

I-IV – сопряженные сколы и отрывы: X-образный (*I*), трапециевидный (*II*), ступенчатый (*III*), Ж-образный (*IV*); *V-VIII* – типовые сочетания зон сжатия, сдвига и растяжения (по А.В. Лукьянову): “эшелон” (*V*), “конский хвост” (*VI*), “елочка” (*VII*), “миндалевидная виргация” (*VIII*); *IX-XII* – некоторые более сложные сочетания систем тектонических нарушений: *IX* – сочетание зон скольжения (сдвиги, покровы) с зонами сплющивания и скалывания в структурах покровно-надвигового типа, *X* – сочетание зон раздвижения с зонами сплющивания (а) и скольжения (б) в структурах трансформного типа, *XI* – сочетание зон скалывания, скольжения и сплющивания в складчатых областях альпийского типа, *XII* – то же, с участием вторичных разрывов (λ -образные рисунки).

Обозначения (с упрощениями): 1 – зоны раздвижения; 2 – зоны скалывания сдвигового типа; 3 – зоны скалывания надвигового типа; 4 – зоны сплющивания; 5 – зоны скольжения покровного типа (точки по краю аллохтона); 6 – зоны скольжения сдвигового типа (стрелка указывает направление относительного перемещения крыльев).

Итак, проведенный в соответствующем ключе обзор предыдущих исследований свидетельствует, что внутренняя структура крупных разломных зон, даже в обобщенных условиях деформирования, характеризуется большим разнообразием. Ее

сложность, с одной стороны, определяется присутствием систем разрывов разной ориентировки, а, с другой, – наличием нарушений с резко отличающимся характером перемещения крыльев. Именно поэтому под разломными системами надвигания, растяжения и сдвига за рубежом [The encyclopedia..., 1993; Park, 1997] понимается вся совокупность разломов, смещения по которым дают чистые сжатие, растяжение или сдвиг по системе в целом, а присутствие тектонического нарушения определенного морфогенетического типа еще не означает, что изучаемый участок земной коры деформируется в режиме, соответствующем образованию подобных разломов. В связи с этим известные из работ предыдущих исследователей парагенезисы зон сжатия, растяжения и сдвига [Глубинные разломы..., 1990; Мигурский, 2000], где преобладают разрывные нарушения с соответствующим зоне в целом характером перемещения крыльев, на данном этапе исследований должны быть существенно дополнены на основе комплексного (полевого и экспериментального) изучения разломных зон сжатия, растяжения и сдвига в контексте рассмотренных выше парагенезисов опережающих и оперяющих разрывных нарушений.

III.1.3. Пространственно-временные закономерности вторичного разрывообразования по материалам предыдущих исследований

Поскольку выше были обобщены известные из литературы сведения о пространственных вариациях характера разрывообразования в разломных зонах (у их окончаний или на изгибах), здесь мы остановимся на результатах работ предыдущих исследователей, касающихся особенностей распределения интенсивности деформаций. Данный параметр в практике изучения природных разрывных сетей обычно оценивается по плотности нарушений и амплитудам перемещений, как наиболее доступным для измерений характеристикам. При этом для разрывов 2-го порядка (опережающих и оперяющих) могут оцениваться обе характеристики, тогда как для магистрального сместителя – лишь амплитуда перемещения.

Если рассматривать магистральный разрыв с теоретических позиций, то распределение амплитуды сдвига вдоль его простирания должно быть неравномерным и постепенно уменьшаться от центра к краевым частям, где нулевые значения параметра свидетельствуют о переходе к ненарушенному субстрату. Именно такой вид распределения амплитуды смещения был зафиксирован на многих разрывах магистрального типа [Буртман и др., 1963; Рац, Чернышев, 1970; Забродин и др., 1973; Ружич, Шерман, 1978; Muraoka, Kamara, 1983; Шерман и др., 1988]. В то же время существуют разломы, например, трансформного типа, для которых величина рассматриваемого параметра остается постоянной на всем протяжении сместителя [Wilson, 1965; Freund, 1974; Шерман, 1981]. И, наконец, в последнее время появились достаточно точные определения амплитуд смещения по простиранию разломов, вскрывшихся при землетрясениях [Стром, Никонов, 1997], которые свидетельствуют о значительных отличиях величин данного параметра в различных точках сместителя. Причины резких вариаций амплитуд сдвига на природных разломах магистрального типа, по видимому, различны. И, если существование первых двух видов распределения можно объяснить различием механизмов формирования тектонических нарушений, то последний случай потребует проведения дополнительных целенаправленных исследований на предмет наличия в данном явлении закономерностей общего плана.

Распределения амплитуды смещения по всей совокупности разрывов 2-го порядка в разломных зонах земной коры практически не рассматриваются в литературе из-за трудоемкости, а часто и невозможности сбора информации подобного свойства

о достаточно крупных дизъюнктивах. Исключение составляют редкие сейсмогеологические данные, свидетельствующие о зависимости распределения движений в разломных зонах от состояния их внутренней структуры, т. е. плотности и типов активизирующихся разрывов 2-го порядка. При этом обратная пропорциональность между плотностью возникших при землетрясении тектонических нарушений и амплитудой сдвига по разломной зоне в целом [Qidong, Peizhen, 1984; Имаев и др., 1990], в противовес обычно считающейся справедливой противоположной закономерности (см. ниже), свидетельствует о неоднозначности взаимоотношений этих двух параметров.

Переходя к рассмотрению продольных и поперечных к зоне вариаций густоты разрывов 2-го порядка, следует отметить, что разделить имеющиеся в литературе сведения между опережающими и опережающими нарушениями не представляется возможным. Можно лишь, исходя из уже описанных в работе количественных взаимоотношений этих типов разрывов, предположить, что большинство описанных ниже распределений относится к опережающим нарушениям.

Интенсивность деформаций поперек разломных зон, как зон действия скалывающих напряжений, нелинейно увеличивается от периферии к центру [Ramsay, 1980; Park, 1997]. Соответствующим образом при отсутствии осложняющих факторов должна изменяться не только плотность опережающих разрывов 2-го порядка, но и амплитуда смещений в разломной зоне, что и свидетельствует о прямой зависимости между этими двумя параметрами. В то же время в природе имеется множество свидетельств отклонений от этой закономерности (см., например, главы II.1 и II.2) и особенно для крупных разломных зон. Так, наибольшие деформации и магистральный сместитель в крупных сдвиговых [Гзовский, 1963; Стоянов, 1977; Wrench..., 1984], сбросовых [Park, 1997] и надвиговых [Thrust tectonics, 1991] зонах, располагаются вблизи одной из их продольных границ. Как показали результаты наших экспериментальных работ [Разломообразование..., 1991; 1994], это обусловлено динамикой структурообразования, так как проявляется даже при постоянной скорости нагружения и однородности деформируемого субстрата.

Закономерности продольного распределения плотности разрывов 2-го порядка, в отличие от рассмотренных выше вариаций данного параметра в поперечном направлении, не могут объясняться особенностями приложения нагрузки к деформируемому объему. В то же время давно известный факт проявления разломных зон в виде эшелонированных складок и/или разрывов (*e*- и *R*-типов) [Белоусов, 1985], отчетливо выражающийся и при их проращении способом II [Qidong, Peizhen, 1984], свидетельствует о существовании неравномерности распределения деформаций и в данном случае. Неравномерность в дислоцированности субстрата крупных разломных зон сжатия, растяжения и сдвига также вытекает из присутствия в их пределах описанных ранее дуплексных структур и так называемых деструктивных полей [Лобацкая, 1987], для которых характерна интенсивная нарушенность в отличие от располагающихся рядом участков, обычно представленных единым сегментом магистрального сместителя.

Проявления продольной неравномерности в распределении разрывов 2-го порядка, не зависящей от неоднородностей деформируемого субстрата разломных зон, объясняются предыдущими исследователями по-разному. В.В. Белоусов [1985] считал, что в однородно нагруженном слое разрывы возникают последовательно, но появление одного вызывает перераспределение напряжений и заложение следующего нарушения на определенном расстоянии от предыдущего. М.В. Рац и С.Н. Чернышев [1970] также связывали неоднородности в распределениях нарушений с перераспре-

делением напряжений, но, в отличие от В.В. Белоусова, считали появление их максимальных концентраций следствием случайного фактора. Л.М. Плотников [1991] объясняет наличие неравномерности описываемого типа волновым характером распространения напряжений, когда разрывы возникают в местах их максимальных значений, располагающихся на определенных расстояниях друг от друга, контролируемых длиной появляющейся в разломной зоне стоячей волны.

Каждой из перечисленных причин должны соответствовать определенные особенности в проявлении распределения плотностей разрывов в разломной зоне. Во втором случае трудно ожидать устойчивых закономерностей в проявлении неравномерности, тогда как в первом и последнем случаях максимальные значения плотностей разрывов должны в однородном субстрате располагаться с определенной периодичностью [Богацкий, 1986]. Однако при волновом распространении напряжений их максимальные величины (а значит и плотности разрывов) при прочих равных условиях должны быть примерно равны. Что же касается перераспределения напряжений, то здесь следует ожидать различий во времени появления неоднородностей, а также большей дифференциации в значениях данного параметра и в том числе закономерного уменьшения максимумов плотности от центральной части разломной зоны к ее окончаниям. В связи с этим дальнейшие исследования крупных разломных зон были направлены не только на подтверждение самого факта наличия продольной неравномерности в дислоцированности разломной зоны, но и на установление наиболее характерных форм ее проявления.

Таким образом, представленные материалы достаточно отчетливо свидетельствуют о неравномерности в дислоцированности субстрата разломных зон, имеющей место в различных условиях деформирования и выражающейся в распределениях амплитуды смещения и плотностей разрывов. Они не позволяют дать определенных ответов на вопрос о характере и причинах появления поперечной и, особенно, продольной (включая периодичность) неравномерностей в распределении разрывов 2-го порядка. Ввиду важности данного вопроса для выявления наиболее общих закономерностей разрывообразования в зонах сжатия, растяжения и сдвига стало необходимо осуществление дополнительного анализа материалов по природным и экспериментально воспроизведенным дизъюнктивам.

Переходя от пространственного к временному аспекту разрывообразования, следует отметить, что он уже затрагивался в вводной части монографии в связи с рассмотрением физической теории формирования тектонических разрывов М.В. Гзовского. Процесс разрывообразования протекает сравнительно медленно путем образования мелких разрывов, их дальнейшего объединения в более крупные нарушения и появления в конечном итоге единого магистрального сместителя, дальнейшее разрывообразование в окрестностях которого связано с трением между контактирующими крыльями. Таким образом, эволюция структурообразования по мере разрушения деформируемого объема идет по пути концентрации активных разрывов во все более и более узкой зоне, что позволяет в какой-то мере по поперечной зональности определить закономерности ее формирования во времени [Белоусов, 1985].

Существует ряд разломных систематик, в которых присутствие магистрального сместителя в явном [Шичжон, 1990; Gibbs, 1990] или неявном [Суворов, 1962] виде используется как основной классификационный признак, свидетельствующий, по нашему мнению, о временном этапе развития разломной зоны. Наиболее общей в этом плане является предложенное М.В. Гзовским [1963] деление на сосредоточенные разломы (“нормального” типа) и рассредоточенные, у которых существующий в глубине сместитель не проявлен в виде единого разрыва на поверхности, где имеет

место лишь сравнительно широкая зона повышенной плотности разноранговых тектонических нарушений. К последнему типу должны быть отнесены дизъюнктивы, фигурирующие в отечественной литературе как “скрытые” разломы [Хренов и др., 1977; Макаров, Щукин, 1979; Щукин, 1979], “сквозные системы нарушений” [Фаворская и др., 1985; Сквозные рудоконцентрирующие структуры, 1989], а также “зоны повышенной трещиноватости” [Радкевич и др., 1956; Рац, Чернышев, 1970], так как, несмотря на определенные отличия, все они трактуются как поверхностное выражение существующих на глубине разломов [Смирнов, 1969; Глубинные разломы..., 1990]. Перечисленные исследователи подчеркивают важность изучения дизъюнктивных элементов описываемого типа не только в связи с контролем ими важных в практическом отношении процессов (сейсмичность, рудообразование), но и из-за существенно большей распространенности в природе по отношению к “нормальным” разломам сосредоточенного типа, так как из множества зарождающихся на глубине разломных сместителей лишь некоторые достигают поверхности.

В то же время описание разнотипных разломов существенно отличаются у различных исследователей и имеют чисто качественный характер. Поэтому в литературе можно встретить противоположные суждения по данному вопросу, начиная от непризнания разломами дизъюнктивных элементов без магистрального сместителя (они именуется зонами скалывания, повышенной нарушенности и др.) [Park, 1997; Ramsay, Huber, 1987], до констатации того, что в деталях практически любой разлом не является единичной плоскостью, а выражен зоной вторичных разрывов [Qidong, Reizhen, 1984]. В нашей трактовке рассредоточенные разломы представляют зоны развития опережающих разрывов, и одной из частных задач данного исследования являлось установление границ применения термина “разлом” с точки зрения механики разрушения деформируемых объемов.

На фоне описанной выше общей тенденции разрывообразования М.В. Гзовский выделил три стадии. Первая из них связана с подготовкой разрывной сети к появлению магистрального сместителя, когда эволюционируют сравнительно мелкие (в нашем понимании – опережающие) разрывы. Во время второй стадии возникает магистральный сместитель, а на третьей происходит формирование (в нашем понимании – опережающих) разрывов при сглаживании его изгибов. Это разделение, несмотря на его качественный характер, объективно, так как основывается на четком структурном критерии – появлении магистрального сместителя. В то же время оно является слишком общим: весь процесс разрывообразования разделен практически на 2 стадии, так как возникновение магистрального шва – процесс кратковременный, особенно в сейсмогенерирующих разломах, в применении к которым М.В. Гзовский и разработал описанную выше схему.

Что же касается процесса крупномасштабного разломообразования, протекающего в течение десятков миллионов лет, то необходимость в детализации стадийности проявляется наиболее остро. Однако выделение стадий в последующих теоретических исследованиях разломообразования [Рац, Чернышев, 1970], в обобщающих работах, например, по сдвигам [Уткин, 1980; Роль..., 1997] и, особенно, в региональных исследованиях (многочисленные публикации с разделением процесса на стадии в соответствии с геохронологической шкалой) носило в большей или меньшей степени субъективный характер.

Данное обстоятельство в значительной степени связано с отсутствием для конкретных природных разломов информации об изменении структурно-механических свойств деформируемого объема при его постепенном разрушении. В связи с этим первые работы по объективному выделению стадий формирования разломных зон

основывались главным образом на моделировании природных объектов [Физика..., 1975; Wrench..., 1984], когда характер разрывообразования анализировался параллельно с кривой $\sigma = f(\varepsilon)$, отражающей вариации деформационного поведения нагруженного объема. Так, Дж.С. Чаленко [Tchalenko, 1970] выделил три главных стадии формирования разрывной структуры сдвиговых зон. Разрывообразование на первой стадии (допиковой) происходит на фоне увеличения нагрузки и связано с эволюцией R' - и R -сколов Риделя. Вторая стадия (постпиковая) характеризуется развитием P -сколов при снижении нагрузки в деформируемом объеме. На третьей стадии происходит появление Y -сколов при примерно постоянном значении остаточной нагрузки.

Наши дальнейшие исследования проводились в том же методическом ключе, так как он отражает тектонофизический подход к решению проблемы. При этом первоочередной задачей было проведение физического моделирования разломных зон сдвига, сжатия и растяжения, результаты которого позволили осуществить количественный анализ разрывных сетей, соответствующих отдельным временным этапам формирования структуры крупных дизъюнктивов, и, тем самым, более строго подойти к выделению стадий. Также стало необходимо комплексное исследование разновидностей разрывных систем 2-го порядка, соответствующих каждой из выделенных стадий, так как структурные парагенезисы в разломных зонах характеризуются большим разнообразием, чем это было показано Дж.С. Чаленко. Кроме того, диагностическая роль P -сколов для выделения второй стадии процесса потребовала уточнения в связи с существованием экспериментальных данных, свидетельствующих о их присутствии и в допиковую стадию развития разрывной структуры разломных зон [Bartlett et al., 1981; Naylor et al., 1986; Mandl, 1988]. Следовательно, одной из задач работы было выявление диагностических структурных признаков, позволяющих объективно определять существующие стадии развития внутренней структуры природных зон сжатия, растяжения и сдвига.

Глава III.2. Внутренняя структура крупных разломных зон растяжения, сжатия и сдвига по данным натурных исследований

Главной задачей описанных в данном разделе исследований являлось установление парагенезисов разрывов 2-го порядка, составляющих внутреннюю структуру крупных природных разломных зон растяжения, сжатия и сдвига. Сначала на примере одного из наиболее ярких представителей каждой из разновидностей зон осуществлялся углубленный парагенетический анализ на основе проведенного автором специального картирования природных территорий. Затем полученные результаты рассматривались совместно с собственными или литературными данными по другим (иногда неактивным в настоящее время) разломным зонам аналогичного типа с целью выделения наиболее общих особенностей разломной структуры, не зависящих от специфики региональной принадлежности.

III.2.1. Зоны растяжения

2.1.1. Парагенезис разломов зоны влияния Обручевского сброса (Байкальский рифт) на основе результатов спецкартирования

Байкальский рифт [Логачев, 2003] располагается в Центральной Азии и представляет зону растяжения литосферы, не входящую в существующие на Земле системы океанических или континентальных рифтов. Он начал развиваться на кристалли-

ческом фундаменте с начала кайнозоя и продолжает формироваться до настоящего времени, о чем свидетельствуют активные перемещения по разломам и высокая сейсмичность региона. Крупные разломы Байкальского рифта (рис. III.2) являются древними дизъюнктивами, которые были активизированы в результате кайнозойского

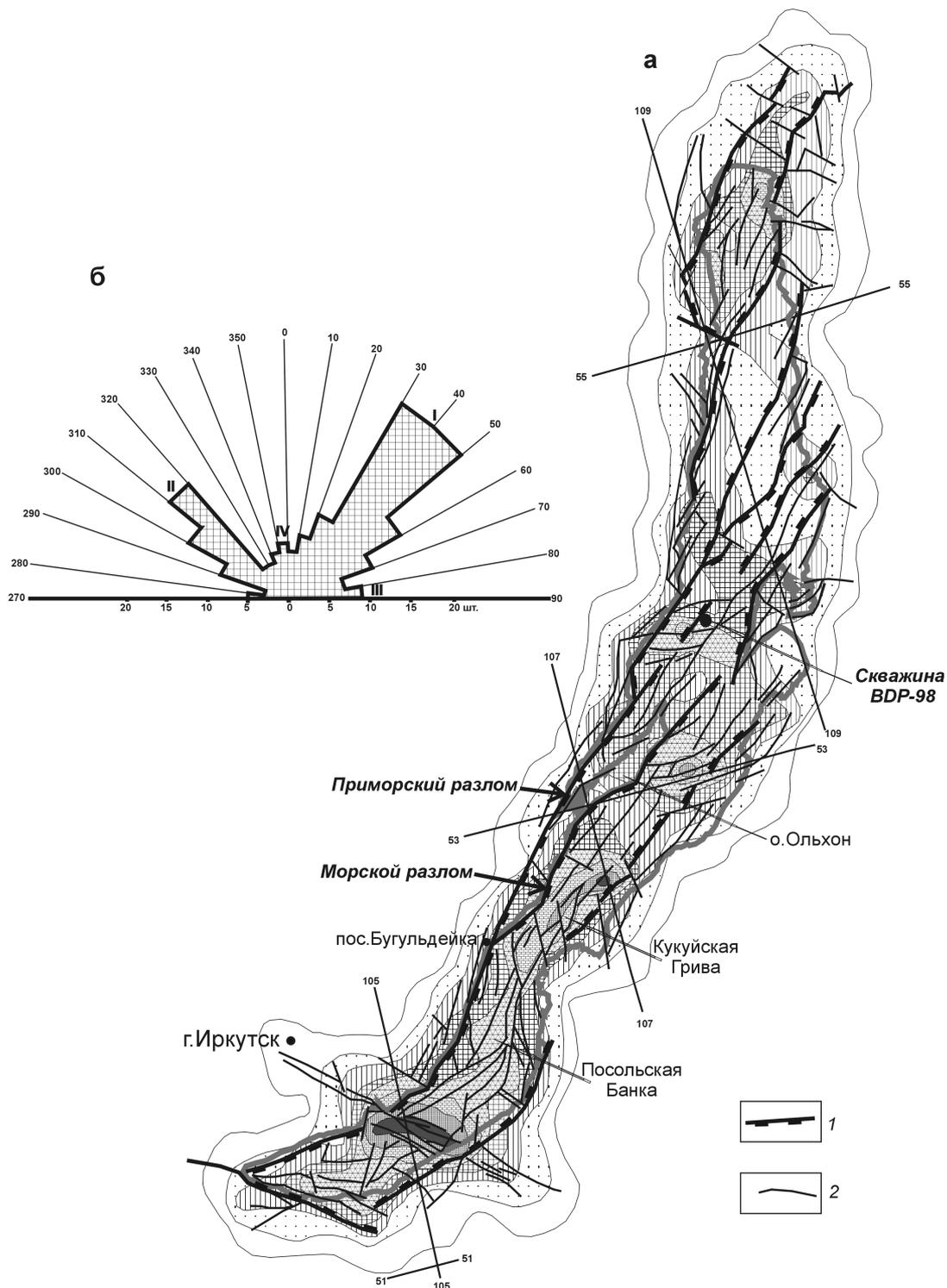


Рис. III.2. Разломная структура Байкальского рифта (по [Levi et al., 1997]) (а) и роза-диаграмма простираций составляющих ее тектонических нарушений (б).

Распределение плотности разломов показано в изолиниях (интенсивность штриховки пропорциональна плотности). Римскими цифрами на диаграмме обозначены главные максимумы.

Обозначения: 1 – главные рифтообразующие разломы; 2 – прочие разломы.

растяжения и с олигоцена до настоящего времени играют ключевую роль в структуре его бортов. Разломы, слагающие северо-западное плечо, характеризуются большей протяженностью и большими амплитудами перемещений, чем многочисленные дизъюнктивы юго-восточного плеча, что и создает асимметрию поперечного профиля рифта. Согласно исследованиям С.И. Шермана [1977], кайнозойским подвижкам по рассматриваемым разрывным нарушениям свойственна не только сбросовая, но и сдвиговая составляющая, причем их величины иногда соизмеримы друг с другом ($\approx 1.2-1.5$ км). Лишь для наиболее крупного из разломов – Обручевского сброса – характерно значительное преобладание вертикальной компоненты смещения ($\approx 6-7$ км) над горизонтальной ($\approx 1.0-1.2$ км), что и послужило одной из основных причин выбора его зоны влияния в качестве объекта описанных в данном разделе исследований.

Зона Обручевского сброса (см. рис. III.2) представляет северо-западное плечо Байкальского рифта в его центральной части. Она имеет минимальную ширину на юго-западе и расширяется к северо-востоку, особенно заметно, начиная от с. Бугульдейка, где главный сместитель расщепляется на две ветви. Первая из них – Приморский разлом – проходит у подножья одноименного хребта и формирует ярко выраженный сбросовый уступ в рельефе высотой до 600 м. Вторая – Морской (или Ольхонский) разлом – протягивается под водой вдоль северо-западного берега, включая и берег одноименного острова. Основная часть разломной зоны, по-видимому, располагается между этими крупными сместителями и наиболее пригодна для изучения геолого-структурными методами, так как принадлежит к достаточно хорошо обнаженным территориям Приольхонского плато и о. Ольхон.

Преыдушие исследователи Приольхонья [Плешанов, Чернов, 1968; Плешанов, Ромазина, 1981; Шерман, 1977] отмечали “клавишное” строение территории, сформированное в результате разноамплитудных вертикальных перемещений блоков по продольным сбросам 2-го порядка, имеющим главным образом юго-восточное падение. Кроме этих тектонических нарушений, в зоне влияния Обручевского сброса имеют место тектонические нарушения, ориентированные под различными углами к ее общему простиранию и приобретающие сдвиговую компоненту смещения: правую при отклонении к меридиану и левую – у субширотных нарушений. По распространенности эти разломы значительно уступают сбросам северо-восточного простирания, но вместе с последними обеспечивают растяжение земной коры региона в направлении СЗ-ЮВ.

Зона влияния Обручевского сброса изучалась путем проведения специального структурного картирования Приольхонья, как территории, наиболее доступной для непосредственных геолого-структурных наблюдений. Определяющая часть метода (этап I) основывается на теоретических закономерностях, описанных в части II данной работы. В качестве второго этапа в состав спецкартирования входили известные методические приемы работы с тектонической трещиноватостью и разломами, набор которых определялся задачами исследования данной территории. Ниже рассматриваются лишь основные операции спецкартирования, необходимые для выявления парагенезиса разломов территории Приольхонья, в то время как подробное описание метода приведено в специальной публикации [Семинский, 1994].

Работы по спецкартированию разломной структуры зоны влияния Обручевского сброса были проведены на участке прямоугольной формы (40×20 км), расположенном на побережье оз. Байкал между реками Анга и Харга. Хорошая обнаженность горных пород позволила осуществить исследования с детальностью, примерно соответствующей съемке масштаба 1 : 200 000. На рис. III.3 показано расположение в Приольхонье 86 точек наблюдения (№ 3-88), в которых были проведены массовые

замеры элементов залегания тектонических трещин и другие структурные исследования в соответствии с данным в разделе II.2.1 описанием. Отстроенные в программном комплексе “Структура” диаграммы трещиноватости, как основной фактический материал для анализа на первом этапе спецкартирования, свидетельствуют о повсеместном распространении в породах Приольхонья троек взаимно перпендикулярных систем трещин, т. е. парагенезисов, в которых отклонения от прямого угла между системами не превышают 20° (см. диаграммы на рис. III.3). Наибольшее количество структурных парагенезисов на одной диаграмме, как правило, не превышает десяти, а всего их в пределах рассматриваемого участка было выделено 516.

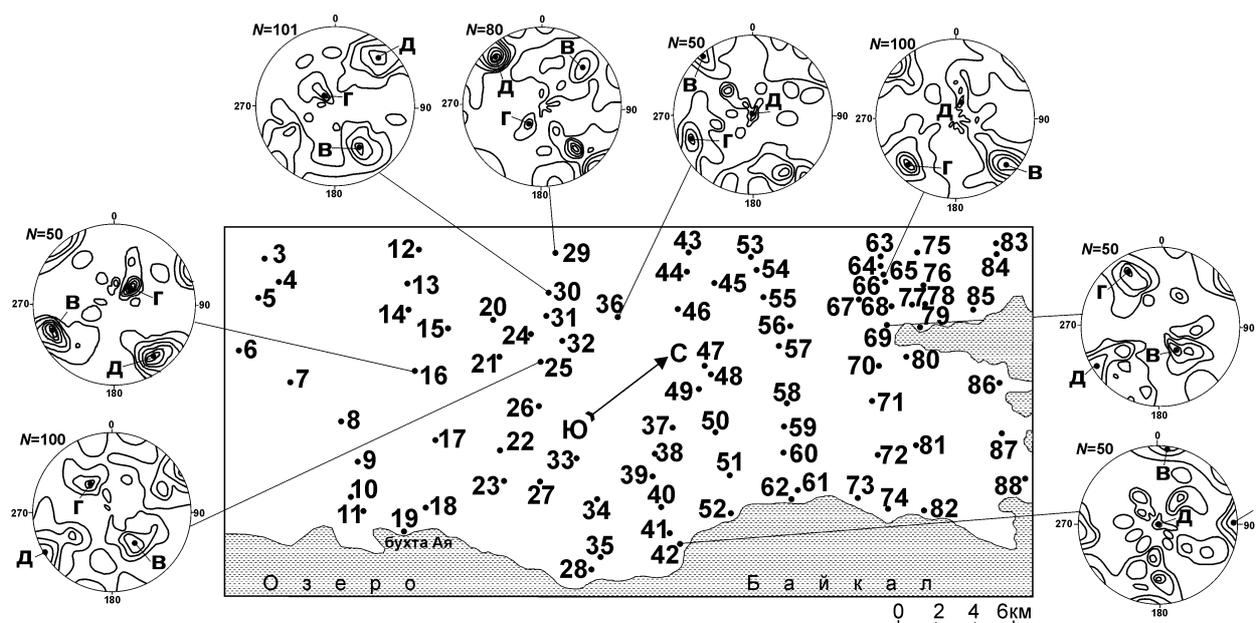


Рис. III.3. Схема расположения в Приольхонье точек наблюдения за трещиноватостью (и их номера), а также соответствующие некоторым из них круговые диаграммы (верхняя полусфера) с отчетливо выделяющимися тройками-системами трещин (Г – главная, В – второстепенная, Д – дополнительная системы), относящимися по ориентировке в пространстве к разным типам.

Точки наблюдения: 30 – тип 1; 25 – тип 2; 69 – тип 3; 29 – тип 4; 16 – тип 6; 65, 36 – тип 10; 42 – тип 11. Уровни изолиний на всех диаграммах соответствуют 0,5-2,5 - ... - 14,5 %; *N* – количество замеров.

Далее проводилась сортировка выявленных парагенезисов по пространственной ориентировке, причем вначале анализу подвергались не все тройки-системы трещин, а лишь те, которые характеризуются наибольшей распространенностью в изучаемом регионе. Это тройки с каждой точки наблюдения, имеющие максимальный показатель интенсивности (*I*), рассчитанный по формуле II.1. На рис. III.4 показана диаграмма, иллюстрирующая разделение 86 наиболее значимых для Приольхонья троек-систем трещин на 16 типов, согласно их ориентировке в пространстве. Аналогичный анализ вторых по интенсивности троек с каждой круговой диаграммы подтвердил существование всех 16 типов и позволил более точно определить их координаты: 1 (145°∠ 75° – 325°∠ 25° – 55°∠ 90°); 2 (145°∠ 40° – 325°∠ 50° – 55°∠ 90°); 3 (145°∠ 20° – 325°∠ 80° – 55°∠ 90°); 4 (55°∠ 65° – 235°∠ 25° – 145°∠ 90°); 5 (55°∠ 45° – 235°∠ 50° – 145°∠ 90°); 6 (65°∠ 30° – 245°∠ 80° – 155°∠ 90°); 7 (30°∠ 15° – 210°∠ 80° – 120°∠ 90°); 8 (175°∠ 60° – 355°∠ 25° – 85°∠ 90°); 9 (175°∠ 25° – 355°∠ 55° – 85°∠ 90°); 10 (50°∠ 90° – 145°∠ 90° – 90°∠ 0°); 11 (90°∠ 90° – 165°∠ 90° – 90°∠ 0°); 12 (25°∠ 90° – 100°∠ 90° – 90°∠ 0°); 13 (95°∠ 40° – 225°∠ 55° – 330°∠ 60°); 14 (60°∠ 55° – 200°∠ 45° – 300°∠ 55°); 15 (5°∠ 35° – 150°∠ 65° – 240°∠ 55°); 16 (40°∠ 50° – 150°∠ 60° – 285°∠ 55°).

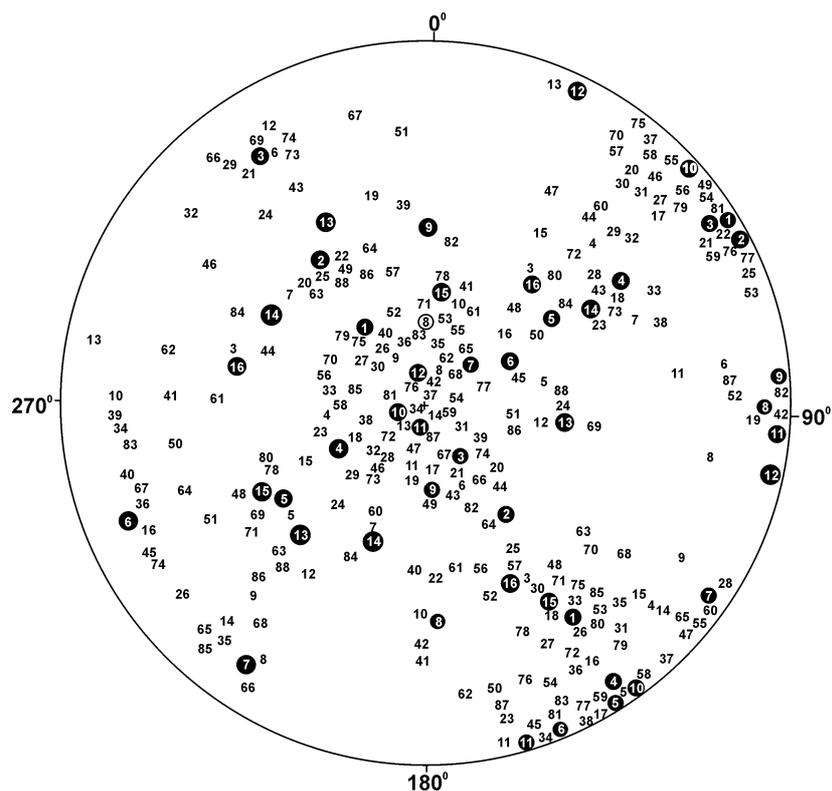


Рис. III.4. Диаграмма (верхняя полусфера), иллюстрирующая разделение наиболее значимых в пределах Приольхонья троек-систем трещин на типы согласно их ориентировки в пространстве.

Максимумы, составляющие тройственный парагенезис трещин из какой-либо точки наблюдения, обозначены на диаграмме одинаковыми цифрами, соответствующими номеру этой точки наблюдения. Цифрами в кружках показано положение выделенных типов, объединяющих следующие системы трещин: **1** – 26, 27, 30, 33, 36, 53, 70, 75, 79, 83, 85; **2** – 20, 22, 25, 44, 49, 56, 57, 63, 64; **3** – 6, 21, 43, 66, 67, 74; **4** – 4, 15, 18, 23, 28, 29, 32, 38, 46, 47, 60, 72, 7; **5** – 5, 48, 80; **6** – 16, 45, 50; **7** – 35, 65, 68; **8** – 10, 40, 41, 42, 52, 61; **9** – 19, 39, 82; **10** – 14, 17, 31, 37, 54, 55, 58, 59, 76, 77, 81; **11** – 11, 34, 62, 87; **12** – 8, 9, 13; **13** – 12, 24, 51, 69, 86, 88; **14** – 7, 84; **15** – 71, 78; **16** – 3.

Данная совокупность троек явилась эталонной для сортировки исходного массива, которая осуществлялась путем сравнения с приведенными выше координатами положения всех трех максимумов каждого из 516-и структурных парагенезисов (допустимое отклонение от эталона – 25°). Таким образом, подавляющее большинство выявленных для Приольхонья троек попало в дальнейший анализ в качестве составляющих одного из 16 типов. На заключительной стадии обработки данных строились карты встречаемости в породах региона взаимно перпендикулярных систем трещин, относящихся к каждому из выделенных типов в отдельности. О присутствии в точке наблюдения структурного парагенезиса определенного типа свидетельствовал поставленный в месте ее расположения традиционный знак, соответствующий элементам залегания главной системы трещин в тройке. Дальнейшей интерпретации подвергались лишь карты (рис. III.5), составленные для троек типа 1-4, 6, 8, 10 и 11 (наиболее показательные круговые диаграммы для этих типов были представлены на рис. III.3). Они составляют 80 % от общего числа троек и на территории Приольхонья имеют место в располагающихся рядом коренных выходах, т. е. позволяют оконтурить участки, где горные породы деформировались в одинаковых условиях. При этом степень нарушенности горных пород в пределах выделенных участков показана в изолиниях, проведенных по одинаковым значениям показателя интенсивности тройки.

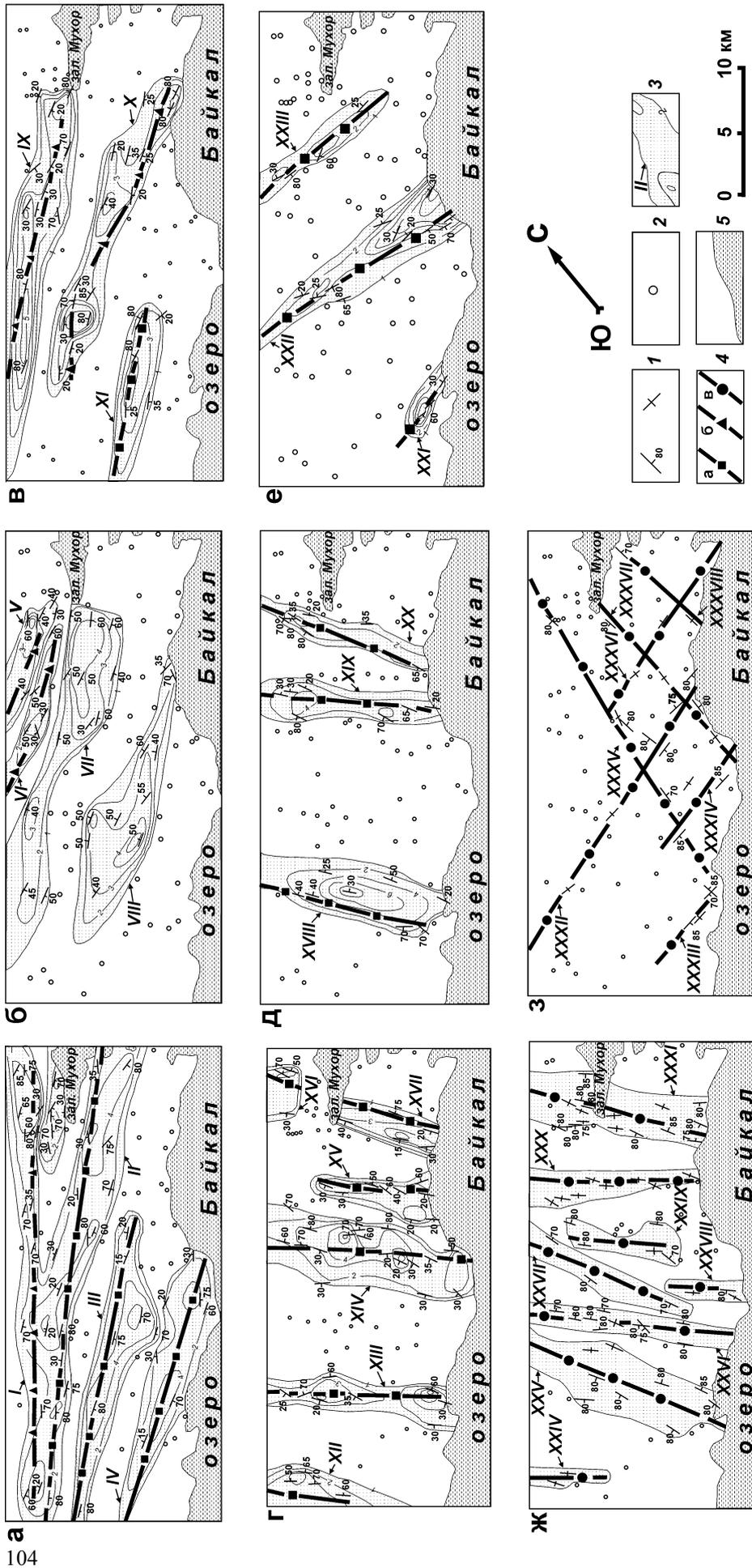


Рис. 3. Карты встречаемости в породах Приильхонья троек-систем трещин, составляющих различные по пространственной ориентировке типы: а – тип 1, б – тип 2, в – тип 3, г – тип 4, д – тип 6, е – тип 8, ж – тип 10, з – тип 11.

Обозначения: 1 – точка наблюдения, характеризующаяся присутствием структурного парагенезиса рассматриваемого на карте типа трещин; 2 – точка наблюдения, характеризующаяся отсутствием структурного парагенезиса рассматриваемого на карте типа; 3 – разломные зоны (и их порядковые номера), в пределах которых изолиниями показано распределение значений показателя интенсивности нарушения субстрата; 4 – оси разломных зон, сформировавшихся в условиях растяжения (а), сжатия (б) и сдвига (в); 5 – воды оз. Байкал.

Интерпретация материалов первого этапа спецкартирования сводится к выяснению происхождения и особенностей внутреннего строения выделенных на картах встречаемости участков распространения одноориентированных троек-систем трещин. Поскольку в Приольхонье все эти участки, характеризуясь линейно вытянутой формой и системным расположением в плане (см. рис. III.5), могут интерпретироваться как разломные зоны, последующие исследования были направлены на выяснение их геометрических характеристик, условий образования и особенностей внутреннего строения.

Судя по размерам 38-и показанных на картах разломных зон, практически все они относятся к достаточно крупным дизъюнктивам. Показатель интенсивности тройки испытывает в их пределах продольные вариации, причем для многих разломных зон максимумы нарушенности горных пород тремя системами взаимно перпендикулярных трещин располагаются примерно на одинаковых расстояниях друг от друга. Наиболее показательны в этом отношении зоны I, II, IX, X, XIII, XIV, тогда как в других случаях нечеткое проявление описываемой закономерности может быть объяснено недостаточно плотной сетью наблюдений.

По условиям образования среди выделенных дизъюнктивов Приольхонья выявляются зоны сжатия, растяжения и сдвига. В основу деления было положено сравнение для разных структурных элементов пространственных ориентировок как тройственного парагенезиса в целом, так и главной системы трещин в нем (см. раздел II.2.2). На рис. III.5 для каждой зоны отличающимися символами, в зависимости от динамической обстановки их образования, показаны осевые линии, отделяющие друг от друга подзоны (в случае сжатия или растяжения) с различным “падением” главной системы трещинного парагенезиса.

Анализ ориентировок и условий образования выявленных разрывных систем подтверждает существование двух известных из работ предыдущих исследователей этапов тектогенеза для изучаемого региона. Более ранний из них связан с тектоническим взаимодействием Сибирской платформы и Байкальской складчатой области, в результате которого рассматриваемая территория превратилась в зону сжатия северо-восточного простирания с широким развитием надвигов и взбросов [Мазукабзов, Сизых, 1987; Александров, 1990; Лобанов и др., 1990]. Разломы данного типа представлены на трех первых картах встречаемости одноориентированных троек-систем трещин (см. рис. III.5а-в), причем многие из них на территории, расположенной юго-восточнее сместителя Приморского шва, были впервые выделены нами при спецкартировании. Сам Приморский разлом, судя по полученным материалам (см. рис. III.5а, зона I), в рассматриваемую эпоху развивался как взбросовая зона, в которой магистральный сместитель, образовался в результате объединения серии мелких, кулисообразно подставляющих друг друга надвигов и взбросов. При этом часть из них выявляется в трещиноватости и показана на рис. III.5б-в (зоны V-VI, IX).

Вторым наиболее интересующим нас этапом тектогенеза является кайнозойское растяжение земной коры региона в направлении ЮВ-СЗ. В это время образовались выявленные по результатам спецкартирования зоны растяжения северо-восточной ориентировки (см. рис. II.5а, зоны II-IV; см. рис. III.5в, зона XI), а также активизировались, как сбросы, ранее сформированные взбросовые сместители. Последнее, прежде всего, касается Приморского разлома, характеризующегося максимальными для региона сбросовыми подвижками, величины которых, однако, не превысили взбросовой амплитуды, имевшей место в древние эпохи сжатия [Шерман, 1977].

Описанные выше северо-восточные тектонические нарушения играли опреде-

ляющую роль при структурообразовании в течение обоих этапов тектогенеза, так как по ориентировке и условиям образования полностью соответствовали таковым для зоны Обручевского сброса в целом. К ним относятся и были откартированы сместитель 1-го порядка (в данном случае – Приморский разлом) и субпараллельные ему разломные зоны 2-го порядка. К последнему рангу принадлежат и все остальные выявленные дизъюнктивные системы, что позволило для обеих динамических обстановок (древнего сжатия и современного растяжения) установить парагенезисы вторичных разломов.

Сдвиговые дизъюнктивы (см. рис. III.5ж-з), судя по описанным выше (раздел III.1.2) результатам работ предшественников, по-видимому, входят в оба парагенезиса. При этом у сдвигов, имеющих косое расположение по отношению к общему простиранию разломной зоны 1-го порядка, должен, в зависимости от характера деформации субстрата в ее пределах, изменяться лишь знак движения крыльев, тогда как у поперечных сдвигов и этого может не происходить. Они представляют собой разломы трансформационного типа, характер перемещения крыльев у которых зависит не от ориентировки внешних сил, а от механизма переноса движений с одного продольного сместителя к другому.

Особый интерес представляют зоны растяжения субширотной (см. рис. III.5е) и северо-западной (см. рис. III.5г-д) ориентировок, так как их присутствие в парагенезисах разрывов 2-го порядка зон сжатия или растяжения, судя по известным публикациям, не является традиционным. При этом, если субширотные дизъюнктивы имеют резко ограниченное распространение и могут рассматриваться как специфическая особенность Байкальского рифта [Шерман 1977], то северо-западные зоны растяжения распространены повсеместно и поэтому должны входить в парагенезис разрывов 2-го порядка для древнего сжатия или современного растяжения. Скорее всего, они принадлежат к последнему, так как интенсивность проявления составляющих их тройственных парагенезисов соизмерима с таковой для зон растяжения северо-восточной ориентировки. Тройки-системы трещин, отвечающие за зоны сжатия, проявлены значительно менее интенсивно, что свидетельствует о более древнем возрасте поля напряжений, результаты воздействия которого претерпели изменение в течение последующих эпох трещинообразования. Кроме того, наличие продольного растяжения согласуется с данными других исследователей [Ламакин, 1968; Golenetsky, Misharina, 1978; Соловьев и др., 1989; Мельникова, Радзиминович, 1998], которые выделили его существование при изучении геоморфологических и сейсмологических материалов.

Следует отметить, что спецкартирование в Приольхонье не выявило в качестве самостоятельного парагенезиса разрывов тот, который должен соответствовать позднепалеозойскому этапу сдвиговых перемещений, присутствие которых доказано В.С. Федоровским [1997]. Это связано с тем, что реализация напряжений в этот этап происходила путем активизации раннепалеозойской сети разрывов, которые не успели «залечиться» из-за непродолжительного периода покоя, разделяющего этапы сжатия и сдвига в палеозое. Сдвиговые перемещения произошли по крутопадающим взбросовым сместителям без образования опережающих сдвигов, зоны которых могли бы быть выделены при анализе троек-систем трещин.

Проведенный на первом этапе спецкартирования парагенетический анализ свидетельствует о существенной роли сдвиговых разломов 2-го порядка при деформации субстрата зоны растяжения. В этой связи встает вопрос о соотношении вкладов обстановок сжатия, растяжения и сдвига 2-го порядка в формирование внутренней структуры зон растяжения, сжатия и сдвига 1-го порядка. Материалы спецкарти-

рования позволяют провести такие оценки более точно, с использованием не просто подсчета самого присутствия разнотипных разломов (не учитывающего их размеров), но и путем несложных расчетов по их геометрическим характеристикам. В качестве руководящего параметра для Приольхонья использовалась ширина разломных зон, которая по Ю.С. Шихину [1991] при относительной простоте измерения, как и обычно трудно фиксируемая длина, позволяет учитывать в оценке ранг дизъюнктивов. Подсчеты начинались с измерения истинных значений ширины всех разломных зон, имеющих место на каждой карте встречаемости. Затем эти величины складывались отдельно для дизъюнктивов, образовавшихся в разных условиях деформирования, и полученные цифры переводились в проценты по отношению к общей сумме поперечных размеров всех закартированных на изучаемой площади разломных зон. Таким образом, для каждого типа были получены значения количественного показателя, не зависящего от размеров участка измерений, масштабов картирования и т. д., и отражающие вклады обстановок растяжения, сжатия и сдвига в формирование внутренней структуры изучаемого участка земной коры.

В итоге проведенных расчетов процентные соотношения вкладов обстановок сжатия, сдвига и растяжения для территории Приольхонья, соответственно, составили: 20/27/53. Первое значение в данной формуле должно быть существенно сокращено, поскольку зоны сжатия северо-восточного простирания в подавляющем большинстве были сформированы в эпоху древнего надвигообразования. Однако полное исключение их вклада в формирование разрывной структуры современной зоны Обручевского сброса, по-видимому, будет не совсем правомерным. Экспериментальные результаты по разрывообразованию в модели над субвертикально опускающимся блоком основания [Шерман и др., 1983] свидетельствуют о формировании продольных надвигов у подошвы поднятого блока в результате его гравитационного отседания.

Существенная роль сдвига, а также наличие обстановки сжатия подтверждается при анализе механизмов очагов землетрясений, определенных для Байкальского рифта российскими и зарубежными сейсмологами [Golenetsky, Misharina, 1978; Doser, 1991; Zobak, 1992; Мельникова, Радзиминович, 1998]. По данным Д.И. Досер до одной трети механизмов очагов землетрясений с $M \geq 5.5$ происходят здесь при подвижках сдвигового типа. Карта региональных полей напряжений мира, составленная М.Л. Зобак на основе главным образом данных о механизмах очагов землетрясений, позволяет (путем простого пересчета в проценты количества разнотипных землетрясений) определить для Байкальского рифта формулу вкладов сжатия, сдвига и растяжения: 3/19/78. Она отражает не только существенный вклад сдвига в современное структурообразование, но и присутствие обстановки сжатия, причем, судя по его ориентировке (см. “Карту полей напряжений мира” [Zobak, 1992]), разрывные плоскости имеют в основном северо-восточное простирание.

Полученные по геолого-структурным и сейсмологическим данным формулы отражают различные стороны процесса разрушения и должны использоваться для получения лишь весьма приближенной единой формулы. Она может быть представлена в виде 5/25/70, так как, несмотря на наличие землетрясений, происходящих при рифтообразовании в условиях сжатия, и упомянутых выше данных моделирования, вклад в разрывообразование активизированных в опущенном крыле Приморского сброса древних северо-восточных надвигов вряд ли будет превышать 5 %. В целом соотношения подобного типа, подкрепленные знанием состава парагенезиса разрывов 2-го порядка, являются более надежными для диагностики рассматриваемого тектонического режима в любом природном регионе, чем чисто качественные оценки.

Таким образом, в результате массового изучения “немой” трещиноватости на первом этапе спецкартирования Приольхонья было установлено, что парагенезис разломов 2-го порядка для зоны влияния Приморского сброса состоит из продольных и поперечных зон растяжения, косых и поперечных зон сдвига, а также, вероятно, и активизированных продольных зон сжатия. Впервые определены приближенные процентные вклады разнотипных динамических обстановок в формирование внутренней структуры зоны растяжения 1-го порядка. Для составляющих парагенезис разломных зон установлены пространственное положение, геометрические характеристики, а также некоторые особенности внутреннего строения, главными из которых являются поперечная структурная зональность и продольная (часто упорядоченная) неравномерность в нарушенности субстрата.

Несмотря на то, что работы первого этапа представляют собой законченное оригинальное исследование, наибольшая эффективность достигается при их совмещении со структурными наблюдениями традиционного типа, позволяющими уточнить и углубить полученные выводы. Эти наблюдения составляют второй этап спецкартирования и проводятся в обнажениях (ключевых точках) со специфическими структурными формами, которыми являются трещины со следами скольжения на плоскостях, разломные сместители, зоны дробления, расланцевания, повышенной трещиноватости, складки, будины и т. п. Работы, в отличие от ситуации с первым этапом, не являются предметом собственных разработок автора, а включают известные структурно-геологические приемы съемки [Ramsay, Huber, 1987; Родыгин, 1991] и специальные тектонофизические методы анализа [Данилович, 1961; Гзовский, 1963; Николаев, 1977; 1992; Гущенко, 1979; Парфенов, Парфенова, 1980; Reches, 1987; Angelier, 1984; 1989; Шерман, Днепровский, 1989; Zobak, 1992]. Полученная таким образом уникальная информация о структуре, полях напряжений и т. п. переносится с ключевой точки (или серии точек) на весь пространственно связанный с ней блок или зону, оконтуренную на картах встречаемости в ходе работ первого этапа.

При проведении спецкартирования в Приольхонье ключевыми точками являлись главным образом береговые обнажения и обнажения по долинам рек в Приморском хребте, так как остальные коренные выходы из-за интенсивно действующего процесса выветривания, как правило, не содержали специфических структурных форм. Главным итогом анализа обнажающихся в ключевых точках разломных сместителей и сопутствующей им трещиноватости стало подтверждение условий образования каждого из выявленных на первом этапе картирования типов разломных зон, что сделало установление их парагенезиса более обоснованным. Кроме того, было показано, что многие из оконтуренных на картах встречаемости (см. рис. III.5) разломных зон не содержат сместителей магистрального типа. Это “зарождающиеся” разломы [Рац, Чернышев, 1970], которые выделяются среди окружающей территории сгущением закономерно ориентированных трещин и разломов высшего иерархического уровня. Таким образом, к основным выводам о парагенезисе составляющих крупную разломную зону разрывов в результате проведения работ второго этапа добавилась оценка степени зрелости их внутренней организации, что затрагивает важный временной аспект разрывообразования.

Ввиду решения поставленных задач посредством проведения первого этапа спецкартирования работы второго этапа в Приольхонье производились в ограниченном объеме. Однако, отклоняясь от темы исследования, заметим, что лишь в результате проведения обоих этапов спецкартирования в распоряжении интерпретатора оказывается полная информация о разломно-блоковой структуре исследуемой площади: оконтурены сместители разломов и зоны их влияния, оконтурены блоки,

собраны данные о структурном заполнении и происхождении выделенных объемов. Полученных материалов обычно бывает достаточно не только для понимания пространственных взаимоотношений откартированных структурных элементов, но и для воссоздания истории их развития, что является ключевой проблемой любого тектонического исследования.

Еще большие возможности содержит не представляющее организационных трудностей (ввиду совпадения экономических стандартов) соединение спецкартирования с геологической съемкой, являющейся в настоящее время, по сути, картированием вещественных комплексов, так как они существенно более доступны для полевого изучения, чем традиционно документируемые элементы структуры. Трещины (главный предмет спецкартирования), как и горные породы (главный предмет геологической съемки), присутствуют в каждом коренном выходе, что позволяет получить сопоставимую по объему и значимости первичную информацию для изучения структуры и вещества одновременно. Последнее не только ликвидирует существующий “конфликт” между структурными и вещественными исследованиями, а, наоборот, объединит их в единое целое, что явится фундаментом качественно нового знания о природе того или иного участка земной коры.

Для более полного в пространственном отношении исследования зоны влияния Обручевского сброса проводилось изучение особенностей разломного строения регионов, располагающихся за пределами площади спецкартирования. Наземная территория исследовалась путем выделения и анализа троек-систем трещин в пределах поперечных к зоне профилей, проходящих по долинам рр. Зундук, Правая Иликта, Сарма, Бугульдейка, Голоустная, Ангара, Половинная, а подводная – посредством анализа данных сейсмопрофилирования и непосредственного исследования разрывов (совместно с Е.Б. Карабановым и М.И. Кузьминым) в керне глубоководных скважин, пройденных со льда озера в рамках проекта “Байкал-бурение”.

Главным результатом структурно-геологических исследований поперечных к зоне растяжения профилей, подробно описанных в монографии [Разломообразование..., 1994], является подтверждение для северо-западного крыла Обручевского сброса определяющих закономерностей, полученных по парагенезису разрывов 2-го порядка для Приольхонья. Основное отличие заключается в количественном преобладании северо-восточных разломных зон, сформировавшихся в результате сжатия земной коры. Сместитель Приморского сброса практически повсеместно, как и на Приольхонском полигоне, отражается в трещиноватости в виде зоны сжатия, что свидетельствует о современной активизации здесь древней, сформированной взбросовыми подвижками плоскости. Исключение составляет сарминский профиль (рис. III.6), где по результатам изучения тройственных парагенезисов вместо единого крупного сместителя были откартированы отдельные зоны сжатия, (например, зона II), которые не подходили в достаточной мере для реализации крупноамплитудных подвижек при растяжении. В этих условиях появилась необходимость в современном разрывообразовании, результатом которого стали две параллельные зоны растяжения, почти слившиеся в одну (см. рис. III.6д, зоны V, VI). Одна из систем трещин в образующем зоны тройственном парагенезисе по элементам залегания соответствует закартированным на данном участке сместителям [Карта разломов..., 1982]: собственно Приморскому сбросу и разлому той же генетической природы, пересекающему долину р. Сарма в районе водопада. Разрывообразование на описываемом участке продолжалось до самого последнего времени, о чем свидетельствует палеосейсмодислокация, выявленная в месте выхода р. Сарма из гор [Хромовских, 1965].

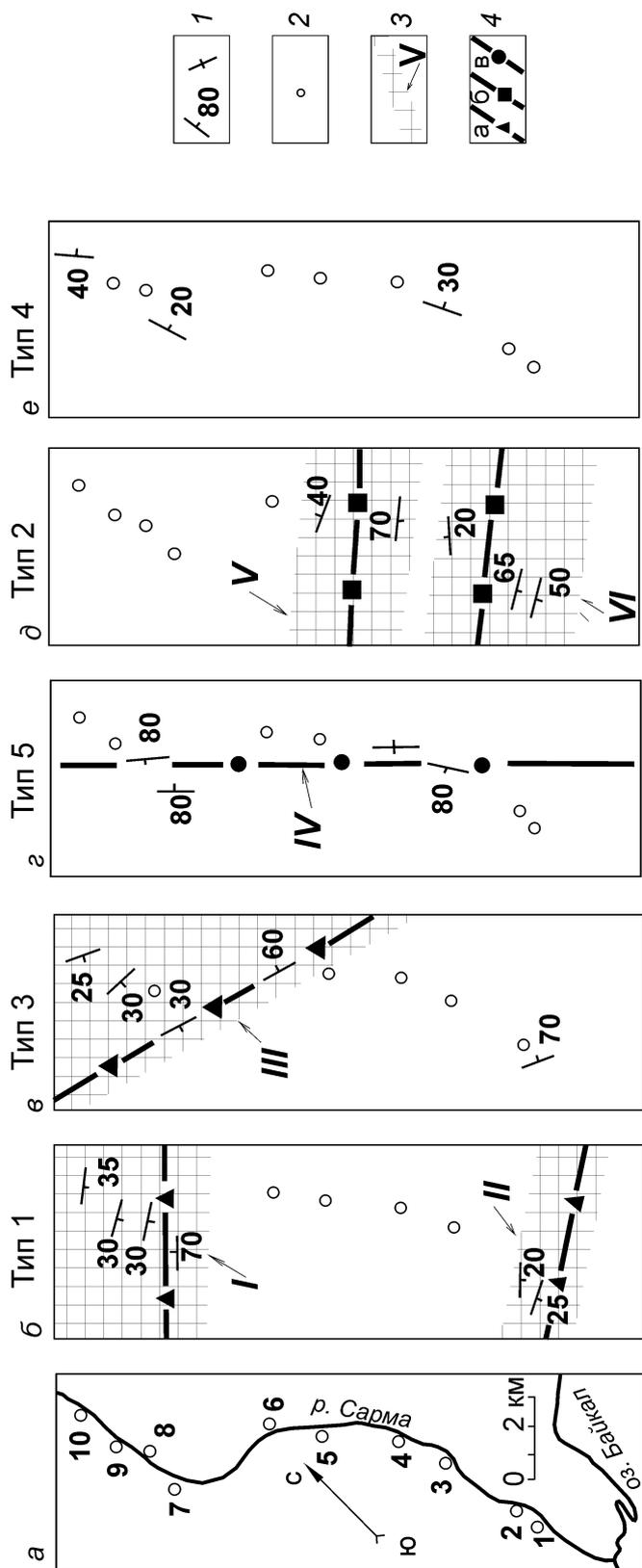


Рис. III.6. Карты встречаемости в породах сарминского профиля троек-систем трещин, относящихся по пространственной ориентировке к различным типам.

Обозначения: 1 – точка наблюдения характеризующаяся присутствием структурного парагенезиса рассматриваемого на карте типа, для которого традиционным знаком показаны элементы залегания главной системы трещин; 2 – точка наблюдения (и ее порядковый номер на схеме а), характеризующаяся отсутствием структурного парагенезиса рассматриваемого на карте типа; 3 – разломные зоны и их порядковые номера (участки распространения структурного парагенезиса рассматриваемого типа); 4 – оси разломных зон, сформировавшихся в условиях сжатия (а), растяжения (б) и сдвига (в) (в двух первых случаях они являются границами подзон с противоположным падением главной системы трещин структурного парагенезиса).

Ширина северо-западной части зоны Приморского сброса в трещиноватости практически повсеместно не превышает десятков метров. Лишь в тех местах, где наблюдается современное трещинообразование в связи с заложением зон растяжения северо-восточной ориентировки, значения рассматриваемого параметра возрастают до первых километров (например, 8 км в пределах сарминского профиля). В целом же поскольку все исследованные профили располагались в поднятом крыле Обручевского разлома, можно констатировать преобладание здесь разломных зон сжатия, в отличие от опущенного крыла, где доминируют молодые зоны растяжения.

В этой связи особый интерес представляет рассмотрение разрывной структуры подводных территорий, занимающих значительную часть зоны влияния Обручевского сброса. Осадочная толща дна оз. Байкал на удалении от склонов залегает субгоризонтально и по мощности в некоторых местах достигает 8 км [Семинский и др., 2000]. Изучение ее разрывной структуры, с одной стороны, открывает большие возможности по выделению особенностей собственно рифтогенного разломообразования, а с другой, – осложнено техническими трудностями проведения исследований.

Главная информация о состоянии разрывной структуры осадков оз. Байкал получена предыдущими исследователями при интерпретации данных вначале одноканального, а затем многоканального [Hutchinson et al., 1992; Scholz et al., 1993; Леви и др., 1995; Казьмин и др., 1995; Moore et al., 1997] сейсмопрофилеграфий. К настоящему времени построены схемы разломов дна озера в целом [Levi et al., 1997] (см. рис. III.2а) и его отдельных частей [Hutchinson et al., 1992; Казьмин и др., 1995]. Эти материалы, кроме известной проблематичности в трассировании разломных сместителей от одного профиля до другого, не дают возможности для оценки горизонтальной компоненты движения по сместителям. В связи с этим при анализе упомянутых схем на предмет выделения парагенезиса разломов 2-го порядка в зоне влияния Обручевского сброса достаточно уверенно можно опираться в основном на изучение простираний тектонических нарушений и лишь в некоторых случаях использовать определения их морфогенетического типа.

Общий анализ представленной на рис. III.2а схемы и материалов из цитированных выше публикаций свидетельствует, что достаточно сложная сеть разноранговых и разноориентированных нарушений осадков озера представляет собой неотъемлемую часть разрывной структуры изучаемого региона в целом. По латерали наиболее крупные разрывные нарушения трассируются с береговых территорий на дно озера также как и по вертикали разломы фундамента смещают вышележащие осадки, демонстрируя активность на современном этапе тектогенеза. Сравнительно мелкие разрывы нарушают отдельные слои в горизонтально залегающих осадках.

Построенная по схеме К.Г. Леви роза-диаграмма простираний разломов (см. рис. III.2б), деформирующих озерные осадки, свидетельствует о наличии трех, выделенных ранее групп нарушений: продольные (северо-восток 40°), поперечные (северо-запад 310°) и косоориентированные (север 350° и восток 90°). Соответствие обнаруживается и в морфогенетических типах разломов – отчетливое для северо-восточных сбросов и менее ясное для разрывных нарушений других ориентировок. Из рис. III.2а видно, что отмеченные для всей осадочной ванны закономерности строения разломной сети характерны и для наиболее интересующей нас зоны влияния Обручевского сброса.

В связи с проведением работ по международному проекту “Байкал-бурение” появилась возможность для непосредственного изучения разрывов в байкальских осадках. Результаты визуальных структурно-геологических исследований керна скважины BDP-98 (единственной из шести пройденных со льда озера скважины с

разрывами), описанные в специальных публикациях [Семинский и др., 2000; 2001б], показали, что осадок котловины оз. Байкал на участке проходки испытал незначительную деформацию удлинения в горизонтальном направлении под воздействием тектонических сил, что сопровождалось давлением поровых растворов и уплотнением осадочной толщи в ходе диагенеза. Главным результатом деформационного процесса стало образование в слабо литифицированном осадке разноранговых разрывов. Специфика проявления нарушений по отношению к обычно встречающимся на поверхности разрывным сетям заключается в их слабой выраженности из-за пластического состояния вмещающих осадков. В этих условиях даже активные трещины имеют латентный вид, а пассивные и вовсе ассимилируют в окружающем осадке в течение непродолжительного времени (рис. III.7в-л).

Наиболее нарушенный участок разреза (180-500 м) может быть представлен как наклонная разрывная зона (главный максимум на рис. III.7а, построенном по большому интервалу вычисления плотности разрывов), которая состоит из серии аналогичных зон 2-го порядка (пронумерованные максимумы на рис. III.7б, построенном с меньшим почти на порядок интервалом вычисления плотности разрывов). Внутренняя структура последних (см. рис. III.7и) на периферии представлена в основном трещинами отрыва, а в приосевой части – трещинами скола, которые ориентированы в соответствии с известными для зон скалывания закономерностями, свидетельствующими в данном случае о сбросовых перемещениях (см. рис. III.7м).

Судя по слабой дислоцированности осадка (в том числе практически повсеместному горизонтальному залеганию слоистости и отсутствию структур волочения), воздействие тектонических сил в данном случае было не настолько интенсивным и продолжительным, чтобы привести к возникновению единого, сравнительно крупного разломного сместителя для зоны растяжения 1-го порядка. Следовательно, она, как и описанные выше некоторые разломные зоны Приольхонья, является зарождающимся разломом. Нам представляется, что зоны разрывов описанного типа должны иметь существенно более широкое распространение в осадочной толще оз. Байкал, чем зоны с явно выраженными сместителями магистрального типа, фиксирующиеся по смещению слоев при интерпретации материалов сейсмопрофилирования. Амплитуда смещения в пределах каждой такой зоны невелика, однако суммарный эффект от наличия большого количества зарождающихся дизъюнктивов может давать существенный вклад в реализацию общего растяжения осадочной толщи.

Итак, описанные материалы позволяют достаточно полно охарактеризовать разрывную структуру центральной части северо-западного плеча Байкальского рифта, представленную зоной самого крупного в рассматриваемом регионе Обручевского сброса. Большое значение в характере кайнозойского разрывообразования в зоне сыграла древняя разломная сеть, сформировавшаяся под действием сжатия земной коры в направлении ЮВ-СЗ. Поскольку современное растяжение ориентировано аналогичным образом, многие направления древних разломов активизировались при рифтогенезе с обратным знаком перемещения крыльев. Это, прежде всего, касается магистрального сместителя Обручевского сброса, который, по-видимому, являлся крутопадающей корневой частью древней зоны сжатия, что и предопределило асимметрию поперечного профиля Байкальского рифта. В подобных структурных ситуациях для начала процесса разрывообразования достаточно небольшой внешней нагрузки. Это в совокупности с энергетически более выгодным разрушением путем отрыва (каким на мегауровне в первом приближении можно считать рифтообразование [Ружич, 1997]) является причиной широкого распространения в литосфере ситуаций, подобных обстановке в Байкальском рифте [Faccenna et al., 1995]. Например,

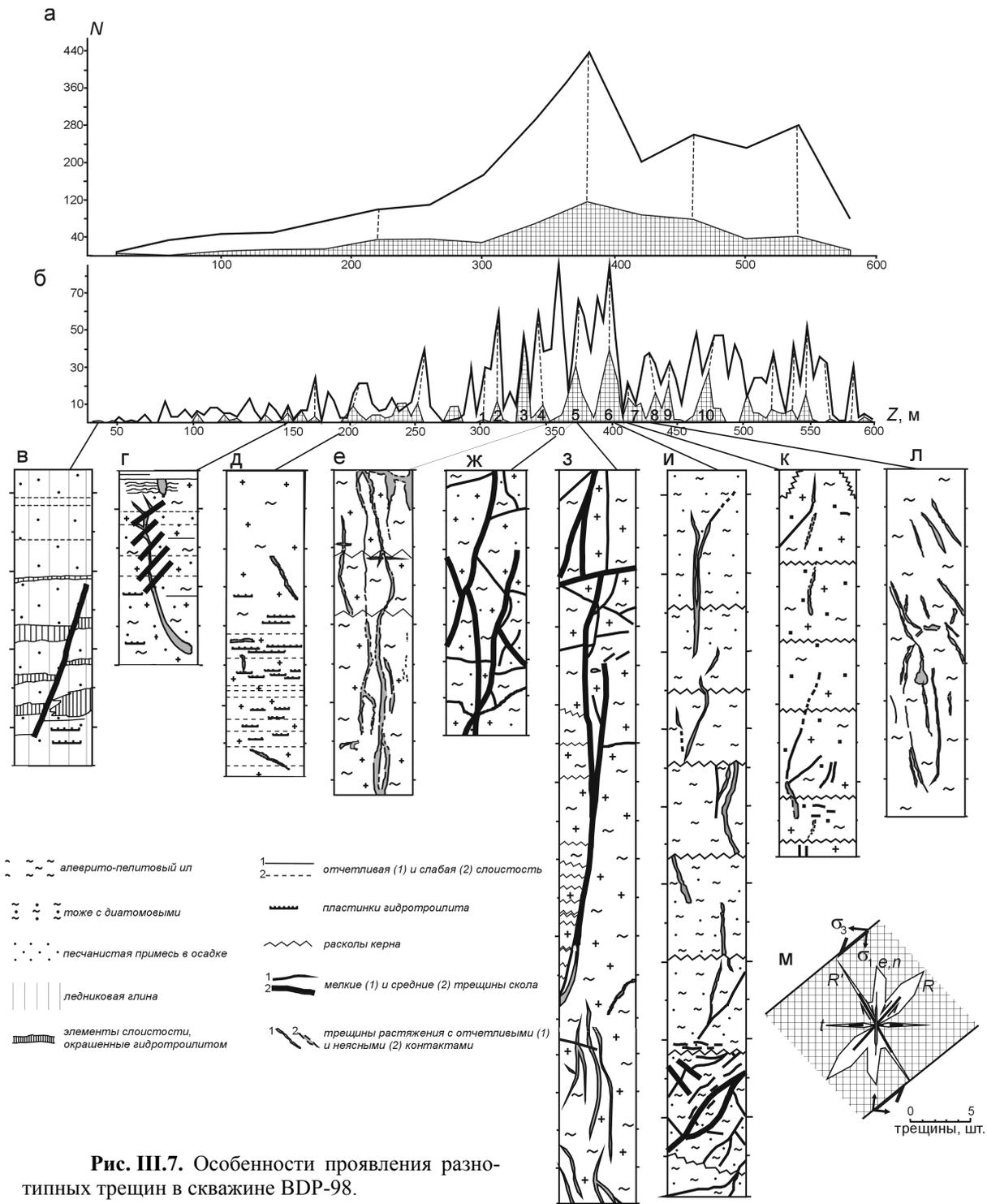


Рис. III.7. Особенности проявления разнотипных трещин в скважине BDP-98.

- а-б** – Графики изменения плотности (N) трещин растяжения и скола (заштрихован) с глубиной (Z), построенные для разных интервалов осреднения: а – 40 м; б – 5 м (пунктиром показаны совпадающие максимумы плотности трещин отрыва и скола).
- в-л** – Примеры характерных структурных ситуаций в керне на основе первичной документации, сделанной Е.Б. Карбанаевым, А.Н. Гвоздковым, К. Накамурой и А.А. Прокопенко (расстояние между рисками на вертикальной шкале соответствует 5 см).
- м** – Интерпретация структурной ситуации в наиболее нарушенном трещинами участке керна “и”: системы трещин в керне, выявленные по розе-диаграмме (незаштрихована), соответствуют разрывам 2-го порядка (R -, R' -, n -, t -, e -типов) в зоне скальвания (заштрихована) сбросового типа (стрелки – направление движения висячего и лежащего крыльев), сформировавшейся при горизонтальном положении оси σ_3 и вертикальном – оси σ_1 .

рифт Рио-Гранде образовался в результате обрушения по корневой зоне древнего надвига поднятия, проявившегося ранее из-за наложения друг на друга пластин земной коры при ее горизонтальном сжатии [Сейлз, 1990].

Внутренняя структура зоны влияния Обручевского сброса характеризуется продольной неравномерностью. На юго-западе ее поперечные размеры минимальны, тогда как на северо-востоке имеет место расширение, связанное с разветвлением магистрального сместителя. Поднятое крыло, располагающееся северо-западнее главного из них – Приморского разлома, – характеризуется в основном наличием древней разрывной сети. Современное разрывообразование имеет место лишь там, где сместитель до конца не сформировался в процессе древнего сжатия (например, в районе устья р. Сарма), да и то не далее первого десятка километров от главного сбросового уступа.

Практически вся зона современного растяжения располагается между Приморским и Морским разломами и характеризуется закономерной разрывной сетью, как в пределах береговой части, так и на покрытых водой территориях. Под действием внешнего субгоризонтально ориентированного растяжения отдельные участки земной коры деформировались во всех главных динамических обстановках (сжатие, сдвиг, растяжение). Формула вкладов, определенная при осреднении геологоструктурных и сейсмогеологических данных, показывает трехкратное преобладание обстановки собственно растяжения над сдвигом и пятикратное – сдвига над сжатием. Эти соотношения отражают состав парагенезиса разломов 2-го порядка, состоящего из продольных и поперечных сбросов, поперечных и косо расположенных сдвигов, а также продольных надвигов.

Основную структурообразующую роль играют продольные северо-восточные сбросы, которые подобно Приморскому и Морскому разломам наследуют древние взбросовые сместители и имеют наибольшие амплитуды вертикальных перемещений. Различие последних у располагающихся рядом крупных разломов приводит к формированию в зоне Обручевского сброса системы продольных грабенов и горстов, геоморфологическим выражением которых являются Маломорская впадина и о. Ольхон, а также долины и хребты Приольхонья, относящиеся к более высокому иерархическому уровню.

Сформированные при вертикальных перемещениях по наклонным в противоположные стороны северо-восточным сбросам блоки ограничиваются по простиранию меридиональными, широтными или северо-западными сдвигами, пространственное положение (но не знак движений) которых также может быть унаследовано от древнего плана разрывных нарушений. Субширотные и субмеридиональные сдвиги особенно широко проявлены в береговой части озера, что придает ей вид ломаной линии. Поперечные сдвиги определяют положение долин рек и ручьев, отчетливо выраженных не только в Приморском хребте, но и на территории Приольхонья.

Еще одним элементом парагенезиса, наследующим древние разрывные нарушения, являются продольные взбросы и надвиги. Возможность их активизации при современном растяжении подтверждается экспериментальными результатами об особенностях проявления деформаций вблизи круто наклоненных сбросовых сместителей, а также существованием соответствующих механизмов очагов землетрясений в Байкальском рифте. Вклад этих перемещений в формирование внутренней структуры зоны влияния Обручевского сброса минимален, но само присутствие в парагенезисе разрывов 2-го порядка активных разломов противоположного типа имеет принципиальное значение.

Особыми элементами парагенезиса являются поперечные зоны растяжения, не

только успешно “конкурирующие” по распространенности с продольными зонами растяжения, но и превосходящие последние по выраженности в трещиноватости. Это свидетельствует о формировании большинства из них в ходе рифтогенеза, в отличие от предыдущих членов парагенезиса, наследующих в основном древние разломы фундамента. Таким образом, в данном случае не только подтвержден в структурно-геологических материалах установленный на основе анализа рельефа факт поперечного растяжения в крупных зонах растяжения, но и однозначно установлен его существенный вклад в деформацию субстрата.

Независимо от принадлежности к определенным морфогенетическим типам для разломов 2-го и более высоких порядков характерны некоторые общие особенности внутреннего строения. Установлена продольная и поперечная неравномерности, которые, соответственно, выражаются в увеличении нарушенности от периферии к центральным частям, а также в вариациях ширины и плотности разрывов меньшего масштабного ранга вдоль их простирания, причем в ряде случаев отмечается наличие одинакового шага между участками максимальной раздробленности.

Внутренняя структура отдельных разломных зон характеризуется разной степенью зрелости. Наиболее отчетливо устанавливаются два ее состояния, отличающиеся наличием или отсутствием магистрального сместителя. В последнем случае зоны являются зарождающимися разломами и выделяются среди окружающей территории сгущением разноранговых разрывов, находящихся в закономерных пространственно-временных взаимоотношениях друг с другом. Особенно велик процент таких разломов среди поперечных зон растяжения береговых территорий и разнонаправленных зон растяжения осадочной толщи дна озера, по естественным причинам не содержащей ранее сформированных неоднородностей дизъюнктивного характера. Амплитуда смещения по зарождающимся разломам значительно меньше, чем по зонам с магистральным сместителем (тем более, сформированным в эпоху древнего сжатия), но в совокупности они могут давать существенный вклад в деформацию растяжения субстрата зоны влияния Обручевского сброса.

2.1.2. Обобщенный парагенезис разломов в зонах растяжения

Установленный для Обручевского сброса набор разломных зон 2-го порядка использовался как основа для выявления парагенезиса, представляющего крупные зоны растяжения в целом. Результаты сравнительного анализа внутренней структуры отдельных рифтов Восточно-Африканской системы, а также Рейнской, Гио-Гранде, Красноморской и других рифтовых зон в полном объеме описаны в монографии [Разломообразование..., 1992]. Главным выводом проведенного исследования является то, что установленный для центральной части Байкальского рифта парагенезис разломных зон 2-го порядка (рис. III.8а) может считаться общим для крупных сбросов континентальной литосферы, так как составляющие его зоны растяжения, сжатия и сдвига образуют основу разрывных сетей во всех изученных регионах. Кроме того, были установлены некоторые особенности отдельных членов парагенезиса, которые должны быть рассмотрены более подробно.

Из элементов, само присутствие которых в парагенезисе требует подтверждения, наиболее проблематичными являются зоны сжатия, ориентированные параллельно генерализованному простиранию зоны растяжения (см. рис. III.8а). Судя по имеющимся в литературе сведениям [Grantz et al., 1998], они представлены активными надвигами, располагающимися в опущенном крыле сброса 1-го порядка, и возникают в результате гравитационного отседания блоков, занявших гипсометрически

господствующее положение в результате разломообразования. Сама реальность подобного механизма происхождения разломов рассматриваемого типа не вызывает сомнений, так как именно он положен в основу выделения особого “аркогенного” типа надвигов, описанного, в частности, на примере юга Сибирской платформы [Данилович, 1963]. В то же время их обнаружение в природных условиях, как правило, затруднено, с одной стороны, из-за сравнительно слабой активности, а с другой, – в связи с обычным перекрытием участка локализации наносами, образующимися при разрушении поднятого крыла сброса.

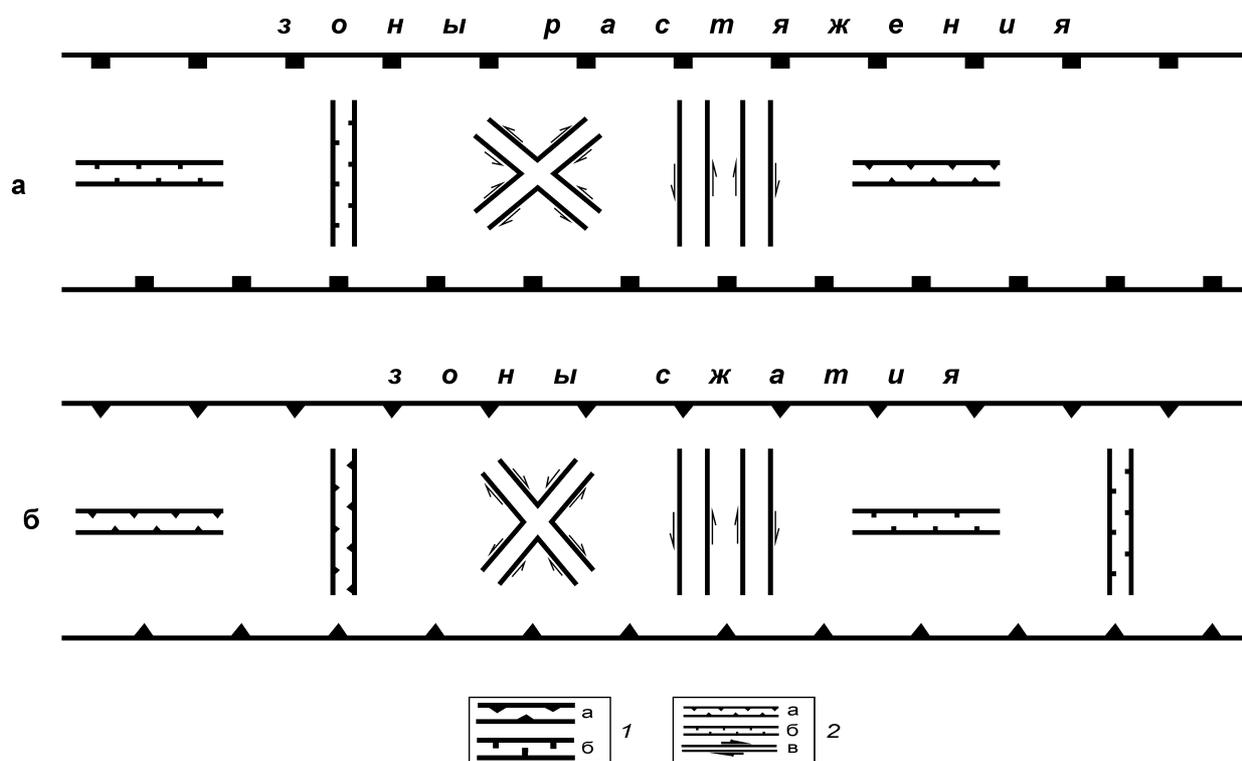


Рис. III.8. Разновидности разломных зон 2-го порядка, выявленные при исследовании внутренней структуры крупных природных зон растяжения (а) и сжатия (б) (в плане).

Обозначения: 1 – зоны сжатия (а) и растяжения (б) 1-го порядка; 2 – зоны сжатия (а), растяжения (б) и сдвига (в) 2-го порядка.

Вторым, нетрадиционно выделенным в зоне Обручевского сброса элементом, являются зоны растяжения, ориентированные вкрест простирания основных сбросовых сместителей (см. рис. III.8а). Наличие данного типа разломов было подтверждено более поздними исследованиями бразильских геологов для бассейна Серджайп-Алагуас [Niv, 1995]. Они выделили особый тип поперечных разломов (наряду со сдвигами) – освобождающие (“*release*”), – которые характеризуются преобладанием вертикальной компоненты смещения и встречаются в совокупности с отдельными продольными сбросами, развиваясь внутри их висячего крыла до сочленения с другими сбросами аналогичного простирания. Их существование компенсирует накопление напряжений в висячем блоке за счет приспособления варьирующих амплитуд вертикальных смещений вдоль простирания крупных сбросовых сместителей. Освобождающие разломы выглядят как простые сбросы на сейсмических разрезах и не предполагают наличия общего растяжения вдоль бассейнов рифтового типа.

Кроме того, согласно детальным исследованиям И.А. Соловьевой [1981], среди поперечных нарушений срединно-океанических хребтов преобладают не сдвиги, а разломы растяжения. По морфологии они делятся на 5 типов и вызваны к существо-

ванию продольными к хребтам силами растяжения. Не оспаривая тезис автора статьи о господстве сбросов над сдвигами, можно считать доказанным существование поперечных зон растяжения и для океанических рифтов.

Следовательно, рассматриваемый структурный элемент должен считаться равноправным членом обобщенного парагенезиса, так как его существование обусловлено характером кинематических взаимоотношений разломов при реализации растяжения земной коры. Интенсивность проявления разрывов данного типа, по-видимому, может варьировать для разных регионов и будет больше там, где к поперечному растяжению добавляется растяжение, действующее вдоль рифтового бассейна (например, при его образовании на своде).

Поперечные сдвиги, играющие в кинематическом отношении роль, аналогичную трансформным разломам океанов, описаны для многих континентальных рифтовых зон, что и послужило основанием их введения в обобщающие схемы строения зон растяжения литосферы (рис. III.9а). Они распространены в центральных частях рифтовых зон или на краях, когда рифты не “демонстрируют” постепенного вырождения на дистальных окончаниях.

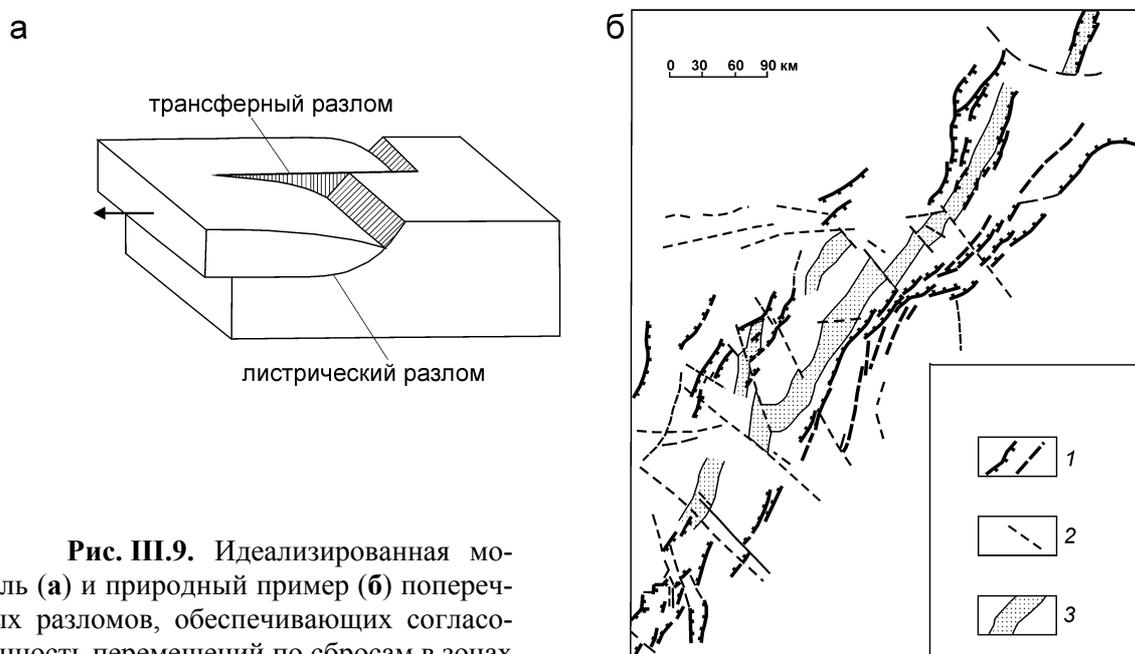


Рис. III.9. Идеализированная модель (а) и природный пример (б) поперечных разломов, обеспечивающих согласованность перемещений по сбросам в зонах растяжения.

а – Блок-диаграмма сочленения двух листрических и одного трансферного разлома в зоне растяжения (по [Park, 1997]).

б – Схема наиболее крупных активных разломов Эфиопского рифта (по [Казьмин, 1987]): 1 – сбросы; 2 – поперечные разломы; 3 – осевые грабены.

Характерной особенностью поперечных сдвигов является их приуроченность к ранее существовавшим структурным неоднородностям деформируемого субстрата. В свете полученных данных ими могут служить не только древние разломы и зоны повышенной трещиноватости соответствующего простирания (что, например, характерно для показанного на рис. III.9б Эфиопского рифта), но и входящие в обобщенный парагенезис поперечные зоны растяжения.

В океанических рифтах, формирующихся в отличие от континентальных зон растяжения на существенно более однородном субстрате, поперечные разломы, скорее всего, представляют один элемент парагенезиса с двойственной природой (раздвиговой – на ранних и сдвиговой – на поздних этапах развития). Это объясняет про-

тиворечие описанных выше результатов исследования И.А. Соловьевой [1981], считающей поперечные разломы сбросами, и данных большинства предыдущих исследователей, трактующих их как сдвиги. У континентальных зон растяжения разделение поперечных разломов на сдвиги и сбросы правомерно в связи с существованием в деформируемом субстрате множества структурных неоднородностей, которые могут быть более приспособлены к реализации сдвиговых перемещений, чем наклонные (возможно, листрические) плоскости поперечных сбросов.

Оставшиеся члены разломного парагенезиса – 2 системы пересекающихся коориентированных к общему простиранию зоны растяжения сдвигов и продольные сбросы (см. рис. III.8a) – выделяются практически всеми исследователями структуры зон растяжения различных регионов мира. Сопряженные системы сдвигов образуются там, где в силу изменения напряженного состояния оси σ_1 и σ_2 меняются местами при сохранении пространственной ориентировки. Характеристике продольных сбросов, полученной в результате анализа собственных материалов и литературных публикаций, необходимо уделить большее внимание, так как именно они играют определяющую роль в эволюции крупных сбросовых зон, формирующих плечи рифта и вместе с рифтовой долиной и осевым грабеном являющихся главным структурным элементом большинства областей растяжения.

Продольные разломы сбросового типа разбивают поднятия плеч на отдельные блоки, амплитуды смещения которых друг относительно друга по вертикали различны. Большинство тектонических нарушений имеет наклон под углами от 50 до 90° в сторону центральных частей грабена. Однако существуют и сопряженные им, противоположно наклоненные сбросовые разломы (“антитетические”), что в целом создает “клавишную” структуру плеч рифта, состоящую из грабенов и горстов 2-го порядка. Количественные соотношения антитетических и синтетических сбросов варьируют в поперечном направлении и характеризуются доминированием первых на периферии и вторых – во внутренних областях. Таким образом, внешней границей рифтовой долины, как правило, являются синтетические сбросы с крутым падением сместителя и наибольшей амплитудой перемещения.

В продольном направлении практически для каждого рифта имеется вся гамма ситуаций от существования одного активного сброса до той обстановки, когда этот крупный разлом делится на ряд малоамплитудных непротяженных нарушений и затем полностью вырождается во флексуорообразный изгиб. В соответствии с этими структурными изменениями по простиранию наблюдается общая ундуляция плеч рифтовой зоны, имеют место вариации ширины зоны растяжения, а также плотности составляющих ее сбросовых дизъюнктивов. Наглядным примером подобных вариаций является восточное плечо Кенийского рифта, где на одном из участков имеет место единичный сброс Элгейо с амплитудой в 3500 м, а на других наблюдается пологий флексуорообразный изгиб без существенных сбросовых перемещений по разрывам. Описанные различия в организации разломной сети зон растяжения связаны с продольной неравномерностью формирования представляющих плечи сбросовых зон, причем участки флексуорообразных изгибов существенно отстают в развитии от мест проявления единичных крупных сместителей.

Итак, анализ структуры разломных зон растяжения разных регионов мира показал, что ее основу составляют продольные и поперечные зоны растяжения, поперечные и косоориентированные зоны сдвига и продольные зоны сжатия. При этом последние в процентном отношении имеют резко подчиненное распространение, а иногда могут и совсем отсутствовать. Следует отметить, что в областях растяжения литосферы присутствуют две системы продольных сбросов, с которыми связаны про-

дольная и поперечная неравномерности развития разломной структуры, а также определенные закономерности ее эволюции. В полностью развившихся областях растяжения имеет место магистральный сместитель, принадлежащий к одной из продольных сбросовых зон. В случае его отсутствия эта зона растяжения является зарождающимся разломом, причем в предельном случае он может быть представлен лишь флексуорообразным изгибом.

Разломы 2-го порядка в зонах растяжения часто наследуют ранее образовавшиеся структурные неоднородности, что энергетически более выгодно. Несовпадение структурных планов приводит к проявлению, кроме сбросовых, других (главным образом сдвиговых) компонент движений по их сместителям. При этом, чем неоднороднее структура литосферы в том или ином регионе, тем сложнее и многообразнее протекает процесс формирования зоны растяжения в его пределах. В то же время внутреннее строение и состав субстрата, на котором формируется зона растяжения, играют роль пассивной стороны при рифтогенезе. Ее влияние вносит отдельные коррективы в местные проявления описанных выше общих закономерностей процесса, определяемых его динамикой и характером приложенной внешней нагрузки.

III.2.2. Зоны сжатия

2.2.1. Парагенезис разломов зоны влияния Кандатского взброса (Западный Саян) по данным спецкартирования

Анализ литературных материалов [Парфенов, 1962; Зоненшайн, 1963; Гросвальд, 1965; Красильников, 1966; Зятькова, 1973; Гоникберг, 1983; Неотектоника..., 1988] свидетельствует о формировании внутренней структуры Западного Саяна в обстановке сжатия земной коры с ориентировкой близгоризонтальной оси σ_1 в северо-западном направлении, причем наибольшая интенсивность процесса приходилась на палеозой. Из составленной Л.П. Зоненшайном [1963] схемы разломов (рис. III.10) видно, что область сжатия вытянута в северо-восточном направлении, имеет ширину около 160 км и в структурном отношении представлена классически. В продольном направлении она может быть разделена на две примерно равные части, в пределах которых наиболее протяженные, представленные в основном взбросами и надвигами, тектонические нарушения имеют противоположный наклон. Это и есть те крупные (по Л.П. Зоненшайну – сопряженные) разломные зоны, где в палеозое происходило наибольшее сокращение литосферы. Внутренняя структура северо-западной и юго-восточной зон в общем подобна вплоть до наличия в каждой из них по магистральному сместителю (Кандатский – на северо-западе и Саяно-Тувинский – на юго-востоке), выделяющихся среди других тектонических нарушений наибольшей протяженностью и максимальными амплитудами вертикальных перемещений.

Объектом наших исследований являлась зона Кандатского разлома, как одного из наиболее изученных тектонических нарушений Западного Саяна. Как видно из представленной на рис. III.11 карты, приосевая часть зоны состоит из серии сближенных взбросовых сместителей, раннекембрийские отложения между которыми испытывали на себе воздействие интенсивных процессов складко- и разрывообразования. Мраморы подвержены тектоническому рассланцеванию (эл. зал. – аз. пад. $150^\circ \angle 60^\circ$), что в принципе не характерно для пород данного типа и косвенно свидетельствует о их интенсивной переработке в осевой зоне разлома. Прослои сланцев еще сильнее подвержены тектоническому воздействию с образованием по тем же направлениям зон дробления мощностью около 1 м. Зональность в пределах последних выражена

очень отчетливо: густота трещин главной системы увеличивается от периферии к центральной части, где располагается осевая зона с признаками перетекания вещества и наличием серии будин (длина наибольшей оси до 0.5 м). Эти структурные признаки свидетельствуют об обстановке сжатия (учитывая ориентировку будин – северо-западного), в которой на описываемом участке формировался сместитель Кандатского разлома.

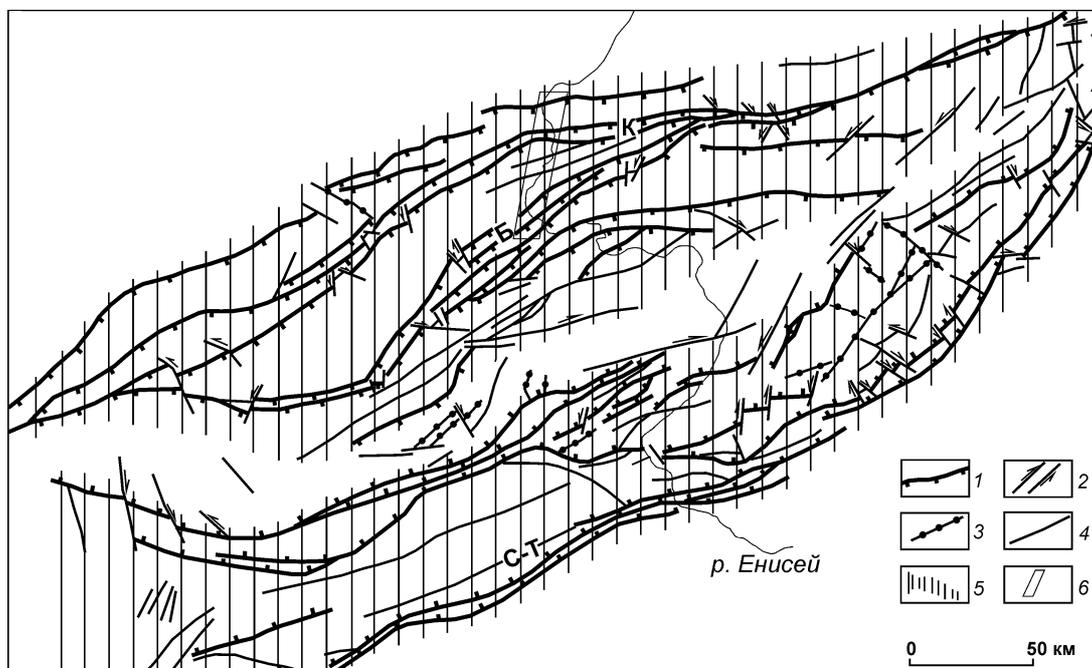


Рис. III.10. Схема разрывной структуры Западного Саяна с наиболее крупными Кандатским (К), Борусским (Б) и Саяно-Тувинским (С-Т) разломами (по [Зоненшайн, 1963] с дополнениями).

Обозначения: 1 – взбросы и надвиги; 2 – правые и левые сдвиги; 3 – сбросы; 4 – разломы неясного типа; 5 – две крупные наклоненные навстречу друг другу сопряженные разломные зоны; 6 – участок детальных исследований.

Основные системы трещин в наиболее деформированных горных породах (см. рис. III.11) образуют пояс, причем положение на диаграммах наибольшего максимума, соответствующего сместителю Кандатского разлома, маркирует его ось. Этот же максимум представляет главную систему трещин в тройственном парагенезисе, составляющем основу пояса, что и позволило использовать тройки-системы для выявления закономерностей разломной структуры зоны Кандатского разлома в целом.

Работы осуществлялись по профилю, проходящему в основном по долине р. Енисей (рис. III.12а) и состоящему из 46 точек с однотипными измерениями (см. раздел II.2.1), располагающимися примерно через 1 км друг от друга. В результате компьютерного анализа диаграмм трещиноватости были выделены типы тройственных парагенезисов, имеющих широкое распространение в породах профиля (см. рис. III.12а), а также построены соответствующие им карты встречаемости. Из рис. III.12б-к, где представлены материалы по девяти наиболее значимым типам, видно, что тройки-системы трещин, сходным образом ориентированные в пространстве, как правило, имеют место в располагающихся рядом точках наблюдения. Это свидетельствует о пересечении профилем разломных зон, для которых по методу спецкартирования могут быть определены геометрические характеристики, положе-

ние в пространстве и условия образования, исключая имеющие продольное положение по отношению к профилю зон типа 4 и 5. Рассмотрим последовательно зоны, сформированные 1, 2, 6, 9-12 типами тройственных парагенезисов, начиная с тех, которые по распространению и условиям образования должны играть определяющую роль в строении зоны влияния Кандатского разлома.

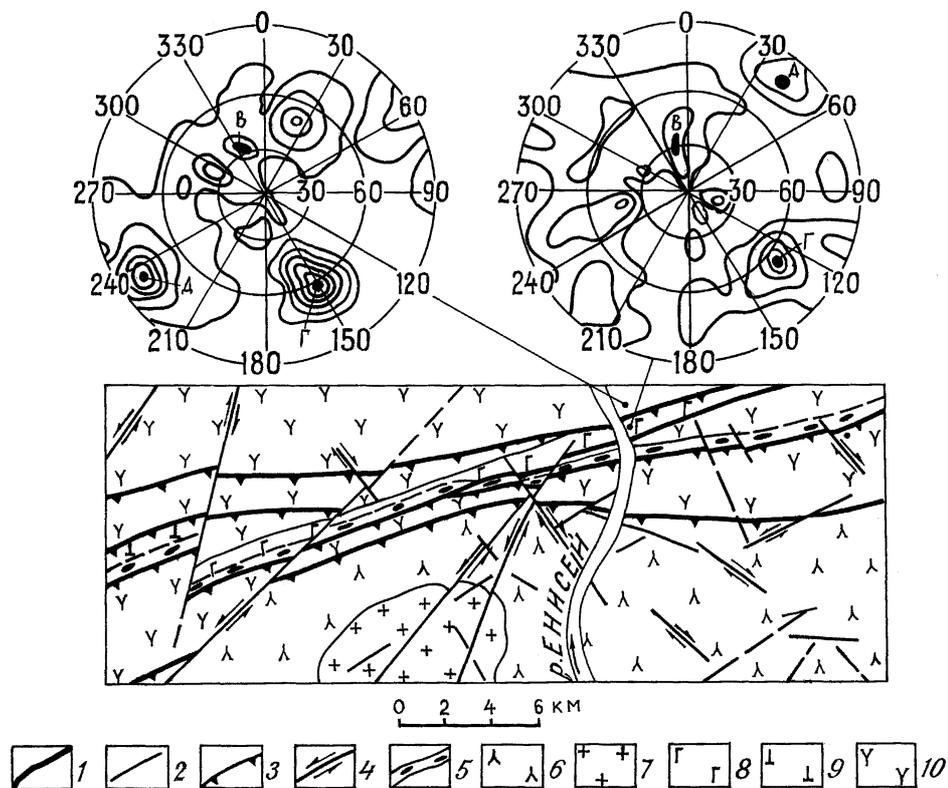


Рис. III.11. Фрагмент геологической карты района Борусского и Джойского хребтов Западного Саяна м-ба 1 : 200 000 (составленной А.Н. Деминым, С.И. Шерманом и С.Б. Кузьминым с использованием материалов В.Д. Зальцмана), а также круговые диаграммы (верхняя полусфера; 102 и 77 замеров; уровни изолиний 0,5-2,5...-8,5 %), свидетельствующие о проявлении вблизи сместителя Кандатского взброса тройственного парагенезис трещин (Г – главная, В – втростепенная, Д – дополнительная системы).

Обозначения: 1 – крупные сместители зоны Кандатского разлома; 2 – мелкие разрывные нарушения; 3 – взбросы и надвиги; 4 – сдвиги; 5 – микститы; 6 – метаморфизованные вулканогенно-сланцевые породы; 7 – граниты; 8 – габброиды; 9 – гипербазиты; 10 – вулканиты основного, среднего и кислого состава.

Распределение структурного парагенезиса типа 12 (см. рис. III.12б) позволяет достаточно определенно выявить зону главного сместителя Кандатского взброса в трещиноватости (зона XIII). Кроме того, на профиле выделяются еще три разлома аналогичного типа. Самый южный из них (зона XVI) представляет, судя по имеющимся геологическим материалам, второе по значимости нарушение региона – Борусский разлом, который причленяется к Кандатскому на западе и востоке. По материалам Государственной геологической съемки масштаба 1:200000 эти тектонические нарушения сливаются на глубине, образуя единый магистральный сместитель. Две другие зоны аналогичного типа (зоны XIV и XV) располагаются между Кандатским и Борусским разломами, имеют меньшие поперечные размеры и не так отчетливо выделяются в трещиноватости. Однако выраженность этих зон тем же, что и для

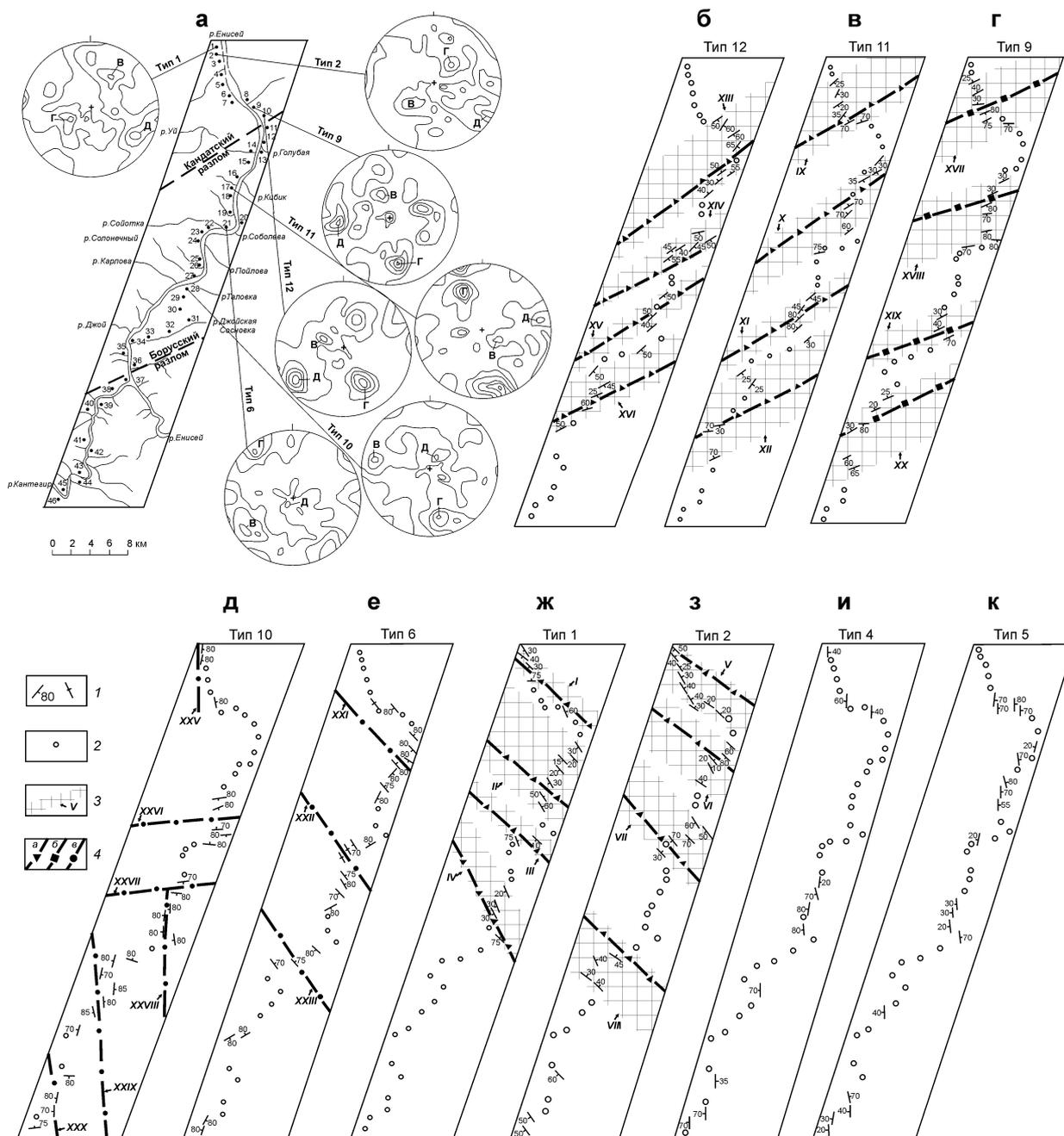


Рис. III.12. Результаты спецкартирования внутренней структуры зоны Кандатского взброса (Западный Саян).

а – Схема расположения точек наблюдения за трещиноватостью и соответствующие некоторым из них круговые диаграммы, на которых буквами выделены тройки-системы трещин (Г – главная, В – второстепенная, Д – дополнительная системы), относящиеся по ориентировке к разным типам.

б-к – Карты встречаемости на изучаемой территории троек-систем трещин разных типов по ориентировке в пространстве: **1** – точка наблюдения, характеризующаяся присутствием структурного парагенезиса рассматриваемого на карте типа, для которого традиционным знаком показаны элементы залегания главной системы трещин; **2** – точка наблюдения (и ее порядковый номер на схеме “а”), характеризующаяся отсутствием структурного парагенезиса рассматриваемого на карте типа; **3** – разломные зоны и их порядковые номера (участки распространения одноориентированных парагенезисов); **4** – оси разломных зон, сформировавшихся в условиях сжатия (а), растяжения (б) и сдвига (в).

Кандатского и Борусского разломов типом структурных парагенезисов, а также существование в соответствующем месте схемы Л.П. Зоненшайна (см. рис. III.10) двух тектонических нарушений северо-восточного простирания позволили интерпретировать выделенные участки как зоны сжатия.

Тип 11 (см. рис. III.12в) также представляет зоны сжатия, причем соответствующие по пространственному положению и геометрическим характеристикам четырем зонам типа 12. Однако при примерно одинаковых азимутах простирания (40°) пологие разломные сместители (тип 11) располагаются севернее, чем более крутые (тип 12). Можно предположить, что в каждом из четырех случаев трещиноватость отражает присутствие разных сегментов одних и тех же дизъюнктивов: юго-восточные части – тыловых, а северо-западные – фронтальных. Этот вывод косвенно подтверждается признаками значительной переработки вещества (элементы пластического течения, будинаж, интенсивная рассланцовка и др.), имеющими место в корневых зонах типа 12, вскрывшихся в результате эрозии поднятого блока.

Характерно, что на картах имеется еще одна система разломных зон (см. рис. III.12г, тип 9), присутствующих в тех же четырех участках профиля и характеризующихся теми же соотношениями в поперечных размерах: северная и южная (зоны XVII и XX) являются более широкими, чем две центральные (зоны XVIII и XIX). Однако в соответствии с видом зональности распределения троек-систем трещин типа 9 данные структурные элементы должны быть отнесены к зонам растяжения, а не сжатия. Несмотря на это, их генетическая связь друг с другом вытекает из специфики механизма деформации участков земной коры, развивающихся в обстановке сжатия 1-го порядка.

Сокращение земной коры в этом случае происходит за счет изгиба, причем одни участки деформируемого объема находятся в состоянии сжатия, а другие испытывают растяжение. Из рис. III.13, отражающего напряженно-деформированное состояние складки, полученной в лабораторных условиях при трехосном нагружении (по [Friedman et al., 1976]).

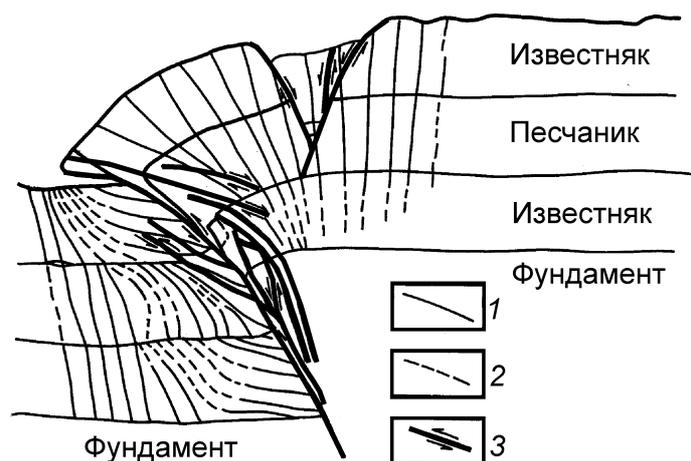


Рис. III.13. Напряженно-деформированное состояние складки, полученной в лабораторных условиях при трехосном нагружении (по [Friedman et al., 1976]).

Обозначения: 1 – направления максимального сжатия, определенные по расположению в зернах кварца и кальцита плоскостей мелких трещин; 2 – направления максимального сжатия, определенные расчетным путем; 3 – трещины и направления скольжения по ним.

Таким образом, совместное существование в четырех участках исследуемого профиля зон растяжения и сжатия объясняется сокращением земной коры в зоне Кандатского взброса путем серии изгибов, характеризующихся, несмотря на различие в масштабах, общими особенностями разрывной структуры. При этом по мере развития процесса пластического деформирования уступало место разрывному, что в конечном итоге привело к образованию протяженных взбросовых сместителей, проявленных в геологической структуре на современном уровне эрозионного среза.

Тип 6 тройственных пара-

генезисов (см. рис. III.12e) отвечает за северо-западные субвертикальные разломы, которые выделяются на местности по местоположению спрямленных долин нескольких рек – левых и правых притоков р. Енисей: Голубая, Кибик, Соболева, Пойлова, Таловка, Карлова, Карымов и других (см. рис. III.12a). В развитии тектонических нарушений данного типа отчетливо выделяются два этапа, один из которых связан со сдвиговыми перемещениями (правыми и левыми, судя по результатам анализа субгоризонтальных штрихов скольжения), а другой – с растяжением, так как некоторые из разрывов вмещают ультраосновные дайки, близкие по составу и возрасту с располагающимся в зоне Борусского разлома (северо-восточного простирания) одноименным интрузивным массивом. Последнее является косвенным свидетельством функционирования северо-западных сдвиговых и северо-восточных взбросовых разломов в одном поле напряжений. Таким образом, разломы типа 6 могут быть вместе с зонами сжатия и растяжения типов 9, 11, 12, отнесены к одному парагенезису, причем их роль, судя по представленным признакам, сводилась к обеспечению трансформации вещества в процессе сжатия земной коры региона по отдельным сместителям северо-восточной ориентировки.

К этому же парагенезису могут быть отнесены и субвертикальные сдвиговые разрывы, за которые отвечают тройки-системы трещин типа 10 (см. рис. III.12д). Однако их повсеместная встречаемость (самая высокая по отношению к тройкам других типов) не может быть объяснена воздействием только палеозойского северо-западного сжатия в связи с резко подчиненным значением образующейся в этих условиях системы пересекающихся сдвигов. Кроме того, использование ориентировок многочисленных близгоризонтальных борозд и штрихов скольжения на практически вертикальных широтных и меридиональных плоскостях, а также положений главной и второстепенной систем трещин в тройках типа 10, как сопряженных, позволило различными методами [Николаев, 1977; Парфенов, Парфенова, 1980] определить, что они сформировались в поле напряжений с северо-восточной ориентировкой оси σ_1 и северо-западной – оси σ_3 .

Это поле не только относится к 1-му порядку, как и поле северо-западного сжатия, но и является более молодым по возрасту (видимо, новейшим). Так, по образованным ранее северо-восточным взбросам происходят левосдвиговые перемещения, о чем свидетельствуют не только штрихи и борозды скольжения на плоскостях отдельных трещин и мелких разломов, но и изгибы пересекаемых ими долин рек и ручьев. Кроме того, существование активных сдвиговых перемещений вдоль древних разломов северо-восточного простирания (в том числе и по самым крупным – Кандатскому и Борусскому) отмечалось и ранее [Гоникберг, 1983; Неотектоника..., 1988]. Их происхождение связывалось с меридиональным сжатием, хотя наши данные, полученные по небольшой площади, уверенно свидетельствуют об отклонении положения оси σ_1 от меридиана по ходу движения часовой стрелки.

В заключении необходимо остановиться на характере проявления систем разломов 2-го порядка, выделяющихся по пространственной распространенности структурных парагенезисов типов 1 и 2 (см. рис. III.12ж-з) как зоны сжатия. В отличие от аналогичных по типу зон кандатского направления они являются зарождающимися, так как не содержат всего того комплекса признаков, который свидетельствует о значительной переработке вещества в крупных сместителях. Кроме того, сокращение земной коры в пределах северной части рассматриваемой территории не было таким масштабным, чтобы привести к существенным изгибам, а значит и к формированию северо-западных зон растяжения, генетически связанных с зонами сжатия.

Перечисленные особенности проявления разрывов северо-западной ориенти-

ровки, сформировавшихся при сжатии, лучше всего объясняются действием более молодого поля напряжений 1-го порядка, в котором развиваются сдвиговые разломы меридиональной и широтной ориентировок (тип 10). Однако широкое распространение представляющих их тройственных парагенезисов, соизмеримое с другими типами троек-систем трещин, заставляет усомниться в возможности их образования лишь в более молодом сдвиговом поле напряжений 1-го порядка. Ниже, при рассмотрении других крупных дизъюнктивов, связанных со сжатием земной коры, будет показано, что существует вероятность проявления этих зон, как разрывов 2-го порядка, в поле напряжений древнего северо-западного сжатия, что не мешает активизации составляющей их разрывной сети в более молодом сдвиговом поле напряжений.

Тройственные парагенезисы с оставшихся карт встречаемости (см. рис. III.12и-к) имеют ограниченное распространение в регионе, что не позволило определить их роль в реализации напряжений двух описанных выше полей напряжений 1-го порядка. Таким образом, результаты спецкартирования внутренней структуры зоны влияния Кандатского разлома в пределах располагающегося в северной части Западного Саяна профиля позволили подтвердить, что она сформировалась в палеозое под действием главным образом сжатия. При этом земная кора деформировалась посредством целого ряда изгибов, располагающихся перпендикулярно генерализованному северо-западному положению близгоризонтальной оси σ_1 . Основу парагенезиса разломов 2-го порядка составили продольные зоны сжатия, в пределах которых эволюция разрывов в конечном итоге привела к появлению крупных тектонических нарушений взбросового типа (в том числе – магистрального сместителя Кандатского разлома). В зонах этих тектонических нарушений, кроме круто наклоненных к юго-востоку главных сместителей, имеют место и аналогично падающие надвиги, что может рассматриваться как существование тенденции выполаживания первых к поверхности под действием гравитационного оседания приподнятых блоков. Последнее подтверждается существованием в тылу каждого из выделенных взбросов зоны растяжения, как следствия деформации изгиба всяческого крыла разлома. Повышенная распространенность зон данного типа является веским основанием их включения в парагенезис разломов 2-го порядка для крупных зон сжатия, несмотря на кардинальные отличия в характере деформаций с аналогичной по простиранию зоной 1-го порядка.

Сдвиговые разломы представлены в парагенезисе тремя системами, две из которых имеют косое расположение по отношению к генерализованному простиранию зоны сжатия, а третья – субперпендикулярна ему. Разломы последнего типа выполняют трансформирующую роль при перемещении блоков по основным взбросовым и надвиговым разломам. Однако в истории их формирования однозначно выделяется этап растяжения, когда образовывались разрывы отрывного типа, по которым на более поздних этапах деформации произошли сдвиговые перемещения разного знака.

Поскольку не все поперечные разломы растяжения позже наследуются сдвигами, имеет смысл далее рассмотреть возможность выделения поперечных зон растяжения в качестве одного из элементов парагенезиса. Это же справедливо и для аналогично ориентированных зон сжатия, несмотря на внешнюю несовместимость их существования в одном структурном парагенезисе. Окончательное заключение о присутствии в парагенезисе разрывов 2-го порядка для крупных зон сжатия двух описанных разломных элементов будет сделано ниже после описания результатов спецкартирования в других природных регионах, где разломная сеть не претерпела, как в Западном Саяне, существенных изменений в кардинально отличающемся более молодом поле напряжений 1-го порядка.

Отметим, что в связи с профильным характером расположения точек наблюде-

ния за разломами и трещиноватостью не удалось выявить существование продольной неравномерности для разломных зон 2-го порядка. В то же время различия в степени зрелости их внутреннего строения устанавливаются достаточно определенно. Многие зоны сжатия северо-восточного простирания имеют хорошо сформированные сместители, тогда как другие разломы являются зарождающимися.

2.2.2. Обобщенный парагенезис разломов зон сжатия

Кроме Западного Саяна, работы по спецкартированию в совокупности с анализом опубликованных схем и карт проводились на отдельных участках таких разломов, как Гиссаро-Кокшаальский и Зеравшанский в Южном Тянь-Шане, Вахшский, Ванч-Акбайтальский и Рушано-Пшартский на Памире, а также в зонах влияния других крупных и более мелких дизъюнктивов. Результаты проведенных исследований, подробно описанные в отдельных главах монографии [Разломообразование..., 1994], позволили сделать вывод о подобии по большому счету основных закономерностей разрывообразования в крупных разломных зонах, формирующихся при сжатии и описанных на примере Кандатского разлома. В итоге был установлен обобщенный парагенезис разломов 2-го порядка, причем составляющие его элементы получили достаточно полную характеристику.

Определяющую роль в парагенезисе разломов 2-го порядка, развивающихся в зонах крупных взбросов и надвигов, играют продольные разломы аналогичного морфогенетического типа (см. рис. III.8б). Они имеют повсеместное распространение и в полностью сформированных зонах 1-го порядка представлены всеми рангами разрывов, что в той или иной степени отражено на подавляющем большинстве схем внутреннего строения зон сжатия литосферы. Эта закономерность является следствием главной тенденции в эволюции разрывной сети, описанной М.В. Гзовским [1963] в его общей теории, а затем для надвигов прослеженной В.В. Белоусовым [1985]. Данный исследователь на основе анализа разломной и складчатой структуры подвижных поясов мира показал, что процесс начинается с образования складки и ее опрокидывания, продолжается путем возникновения серии мелких надвигов и взбросов, их объединения в более крупные разрывы, создающие чешуйчатую структуру, и заканчивается соединением некоторых из этих разрывов в единый магистральный сместитель.

Следовательно, большинство продольных зон сжатия являются опережающими разломами. Однако в литературе имеются сведения о тектонических нарушениях, занимающих подобное положение, но образующихся в результате скольжения по готовому магистральному сместителю, т. е. являющихся опережающими. Согласно цитируемым ниже публикациям, они могут иметь повсеместное распространение у сместителя, чем отличаются от разноориентированных опережающих разломов, локализующихся в любой разломной зоне у его изгибов, т. е. не характеризующихся систематическим расположением и, следовательно, не фиксируемых в виде самостоятельных членов в описываемом здесь парагенезисе.

По свидетельству некоторых зарубежных исследователей [Wojtal, Mitra, 1986; Wojtal, 1992; Coward et al., 1992] при повышенном давлении флюидов у основания надвига может возникать зона пластических деформаций с более мелкими тектоническими нарушениями в результате действия параллельных сместителю сил сжатия или растяжения, созданных неравномерностью скольжения по его плоскости (рис. III.14а). Они прицеляются к сместителю под острыми углами и имеют сходное с ними простирание. Эта ситуация отражает обстановку, в общем виде предсказан-

ную С. Стояновым [1977], когда у крупных сместителей без наличия тормозящих неоднородностей происходят масштабные пластические деформации с образованием опережающих разрывов. Проявлению подобных деформаций, по-видимому, способствует обстановка сжатия, так как для крупных разломов растяжения подобные эффекты в литературе и наших исследованиях не отмечались. Кроме того, роль этих опережающих разрывов в структурообразовании не может быть сравнима с опережающими, так как их близкая пространственная ориентировка делает энергетически более выгодной активизацию (при появлении продольных к сместителю напряжений сжатия и растяжения) уже существующих опережающих разрывов, а не возникновение новых, собственно опережающих нарушений.

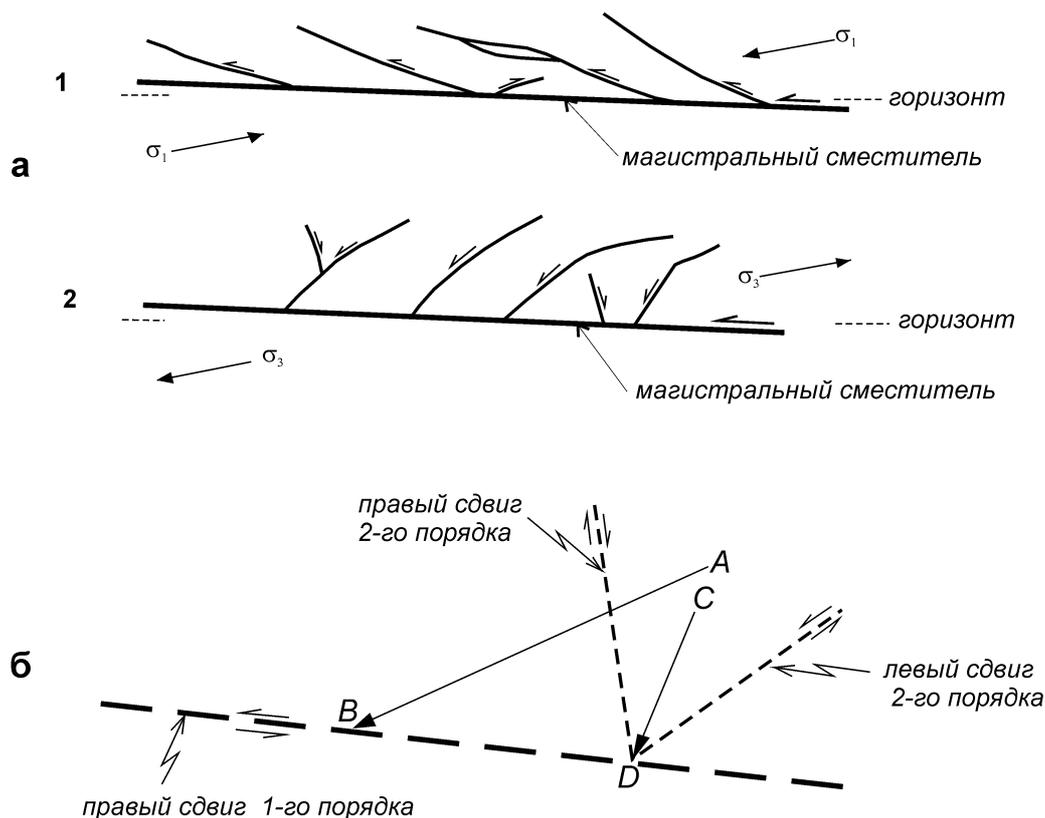


Рис. III.14. Схемы опережающих разрывов у надвиговых (а – в разрезе) и сдвиговых (б – в плане) сместителей.

- а – Схемы опережающих разрывов, образующихся в эпизодах укорочения (1) и удлинения (2) при скольжении блоков по отдельным сместителям надвиговой зоны Кэмберлендского плато в Южных Аппалачах (по [Wojtal, 1992]).
- б – Положение двух систем опережающих сколов у сдвигового сместителя (по [Муди, Хилл, 1960] с упрощениями): *AB* – направление действия главной сжимающей силы; *CD* – направления действия второстепенной сжимающей силы.

Сместители в продольных зонах сжатия 2-го порядка могут образовываться по одной из двух, наклоненных навстречу друг другу разрывных систем. Обычно в хорошо сформированных крупных разломных зонах преобладают взбросы и надвиги, залегание которых соответствует магистральному сместителю, а присутствие тектонических нарушений с противоположным падением создает горстообразное строение отдельных участков зоны сжатия 1-го порядка. При равноценном развитии обеих систем имеет место наличие двух подзон, в пределах которых наиболее крупные разрывные нарушения наклонены навстречу друг другу (по типу разрывной структуры многих горных сооружений, сформировавшихся при сжатии литосферы).

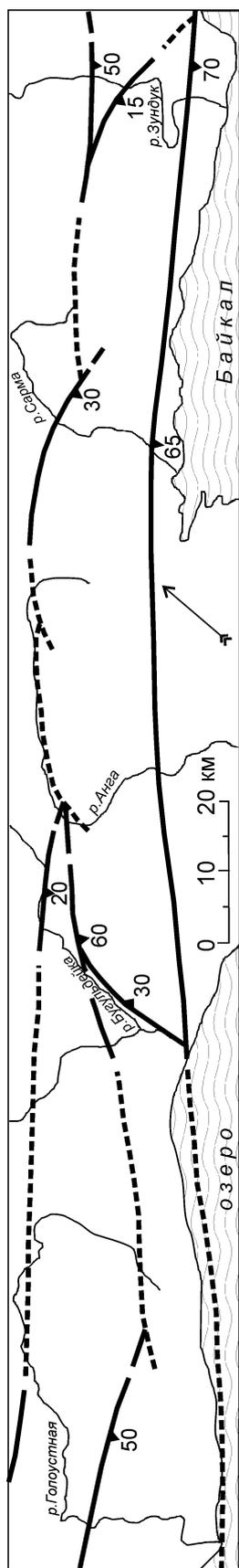


Рис. III.15. Схематическое изображение особенностей внутреннего строения северо-западной части зоны сжатия Западного Прибайкалья. Линиями (сплошными в местах совпадения с известными разломными сместителями) соединены частные разломные зоны, выделенные по тектонической трещиноватости в юго-восточных, центральных и северо-западных частях зундукского, сарминского, бугульдейского и голоустенского профилей.

Наклон продольных разломов 2-го порядка, соответствующих по падению магистральному сместителю, различается в отдельных участках зоны сжатия 1-го порядка. Генеральная тенденция заключается в их выполаживании от тыловых частей к фронтальным, где они становятся пологими надвигами и в конечном итоге переходят в послойные срывы [Семинский, Гладков, 1997]. Отклонения от данной закономерности происходят в местах изгибов сместителей, отражающих их лестничную траекторию, выполаживание к поверхности, разветвление (чешуйчатые веера) или объединение (дуплексы), что на картах встречаемости проявляется в виде наложения зон сжатия, выделяющихся по тройственным парагенезисам с одинаково простирающимся, но по-разному наклоненными главной и второстепенной системами трещин. Установление деталей строения таких участков должно проводиться в укрупненном масштабе спецкартирования, однако на данном этапе исследований достаточным является доказательство определяющей роли разломов, составляющих обобщающий парагенезис разрывов 2-го порядка, как в строении этих сложных участков зон сжатия, так и в более простой структуре остальных территорий. Так, основные элементы обобщенного парагенезиса были выявлены на примере участка спецкартирования в Западном Саяне, несмотря на его локализацию в месте сочленения собственно Кандатского и Боруцкого разломов.

Характерное для крупных зон сжатия чешуйчатое строение схематично отражено для палеозойского этапа развития зоны Приморского разлома на рис. III.15, при составлении которого были соединены места распространения в пределах каждого из изученных при спецкартировании профилей [Разломообразование..., 1994] зон сжатия, локализующихся в их юго-восточных, центральных и северо-западных частях. Данный рисунок не может восприниматься как схема наиболее крупных надвиговых и взбросовых разломов региона, прежде всего, из-за неопределенности положения линий в малоизученных местах между профилями, где они проводились по косвенным признакам. С другой стороны, на некоторых участках (например, Ангинский блок), положение линий совпадает с известными дизъюнктивными границами [Карта разломов..., 1982; Александров, 1990], и, таким образом, дает общее представление о структуре зоны сжатия 1-го порядка. Плоскости разломов в целом выполаживаются с юга-востока на северо-запад, тогда как в продольном направлении имеют место изгибы сместите-

лей отдельных разломных зон с выклиниванием заключенных между ними блоков-чешуй. Это свойственное практически всем надвигам явление отражается в результатах спецкартирования подобно описанным выше вариациям угла наклона разломов, когда местоположение единой чешуи трассируется серией накладывающихся друг на друга разноориентированных зон сжатия. Положение самой крайней из них, возникающей до образования единого дугообразного сместителя, является практически перпендикулярным простиранию зоны сжатия 1-го порядка.

С данным фактом ассоциируется вопрос о выделении поперечных зон сжатия в качестве одного из составляющих элементов парагенезиса разломов 2-го порядка, имеющих место в крупных взбросовых и надвиговых дизъюнктивах (см. рис. III.8б). Косвенными доводами в пользу его положительного решения является широкое развитие поперечных зон сжатия во всех изученных природных регионах, которое не всегда достаточно отчетливо объясняется их возникновением в последующих за сжатием эпохах тектогенеза (например, Западный Саян). При этом в некоторых случаях (например, восточная часть зоны Рушано-Пшартского разлома на Памире) сжатие являлось доминантой последнего и достаточно длительного этапа тектогенеза, а сами поперечные разломные зоны описанного типа не могли, в соответствии с имеющимися геологическими материалами [Руженцев, 1963], образоваться на окончаниях чешуйчатых сместителей генерального простирания. Наконец, на карте полей напряжений мира [Zobak, 1992] в крупнейшей Гималайской зоне коллизии имеют место механизмы очагов сильных землетрясений, происшедших в поле сжатия с продольной ориентировкой оси σ_1 . С другой стороны, решение о принадлежности поперечных взбросов и надвигов к обобщенному парагенезису на данном этапе исследования может считаться лишь предварительным, так как его справедливость при такой слабом подтверждении практикой нуждается еще и в теоретическом обосновании.

Следующим элементом парагенезиса разломов 2-го порядка в зонах сжатия литосферы являются две системы сопряженных сдвигов (см. рис. III.8б), занимающих косоое положение по отношению к продольным зонам сжатия и вместе с ними выделяющихся практически всеми исследователями разломной структуры областей сокращения земной коры. Сдвиги возникают при локальных изменениях напряженного состояния в зонах сжатия, выражающихся в переиндексации осей σ_3 и σ_2 . В краевых частях деформируемого объема это может привести к формированию двух крупных сдвиговых разломов, различающихся знаками перемещений. Ярким примером данной ситуации в изученных нами регионах является система памирских надвигов и взбросов, причленяющихся под острыми углами (или переходящих) на западе к Дарваз-Каракульскому, а на востоке – к Аксу-Мургабскому сдвигам.

Еще одним сдвиговым членом парагенезиса являются поперечные разломы трансформационного типа (см. рис. III.8б), которые присутствуют во всех складчато-надвиговых поясах мира и обеспечивают возможность перемещения блоков горных пород по отдельным надвиговым чешуям. В отличие от описанных выше сопряженных сдвигов данные тектонические нарушения нельзя использовать для восстановления направления действия оси σ_1 , так как они являются результатом более поздних стадий деформации и в зависимости от конкретной кинематической ситуации могут быть как право-, так и левосдвиговыми. Трансформационные разломы часто накладываются на зоны растяжения, занимающие продольное положение к ориентировке оси σ_1 . При этом для горизонтальных перемещений обычно используются образовавшиеся ранее крутые сбросовые плоскости или вертикальные раздвиги, несмотря на существование в них заполнителя. В то же время эти сбросы и раздвиги имеют и самостоятельное распространение во многих изученных нами и представленных в ли-

температуре (рис. III.16) зонах сжатия и поэтому должны быть включены в парагенезис разломов 2-го порядка (см. рис. III.8б).

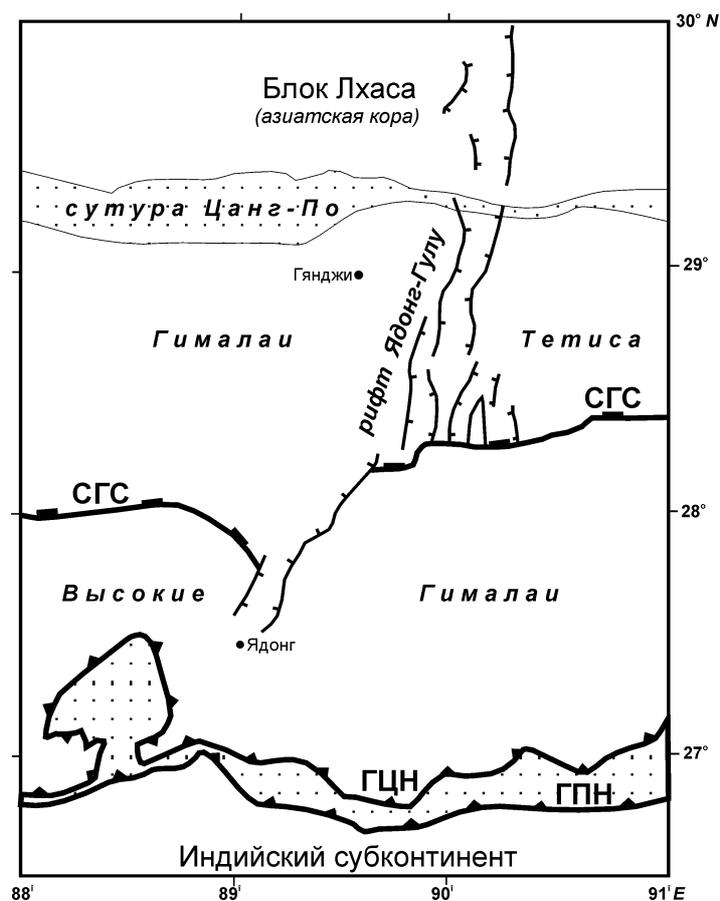


Рис. III.16. Тектоническая схема участка Гималайской зоны сжатия (по [Henry et al., 1997] с упрощениями).

Обозначения: СГС – Северо-Гималайская система сбросов; ГЦН – Главный Центральный надвиг; ГПН – Главный Пограничный надвиг.

лось самостоятельного значения во внутреннем строении зон сжатия литосферы. Однако к настоящему времени накоплен обширный материал, свидетельствующий о повсеместном распространении продольных зон растяжения в регионах, принадлежащих к классическим зонам проявления надвигов и взбросов (рис. III.17). Наконец, описанные выше исследования на Памире, в Южном Тянь-Шане, Западном Саяне и Прибайкалье показали, что они являются спутниками почти любого сравнительно крупного взбросо-надвигового сместителя. Это заставляет, вслед за некоторыми перечисленными выше исследователями, предположить, что гравитация может быть не единственной причиной формирования продольных сбросов в крупных зонах сжатия литосферы.

Описанный выше парагенезис разломных зон 2-го порядка свидетельствует о вероятности формирования в крупной зоне сжатия большого разнообразия разломов. В связи с этим для диагностики типа разломной зоны 1-го порядка особое значение имеет знание осредненных процентных вкладов каждой из обстановок 2-го порядка (сжатие, сдвиг, растяжение) в формирование разломной структуры. Подсчеты для их определения проводились по картам встречаемости способом, описанным ранее на

Преимущественным участком локализации зон растяжения является аллохтон, испытывающий наиболее сильные изгибные деформации при сжатии. Кроме поперечных сбросов здесь также имеют место и продольные (см. рис. III.8б), так как при больших перемещениях надвинутый блок начинает оседать под собственным весом. Это приводит, с одной стороны, к выполаживанию крутых взбросовых плоскостей у поверхности, а, с другой, – к формированию сбросов вдоль всего приподнятого блока. Обстановка вторичного растяжения в висячем крыле крупных дизъюнктивов сжатия в принципе является закономерным и известным отражением существования обстановки растяжения в складках [Ажгирей, 1956; Friedman et al., 1976; Несмеянов, Бархатов, 1978]. Лишь сравнительно слабая структурная выраженность продольных зон растяжения (наряду с их кажущейся несовместимостью с общей динамической обстановкой) была причиной того, что им долгое время не придава-

примере разрывной структуры Приольхонья. Однако участвовали в них поперечные размеры только тех зон, которые могли возникнуть или активизироваться при сокращении земной коры, т. е. являются членами описанного выше парагенезиса. Для Южного Тянь-Шаня и Памира, где изученных участков было несколько, полученные для каждой из обстановок показатели осреднялись.

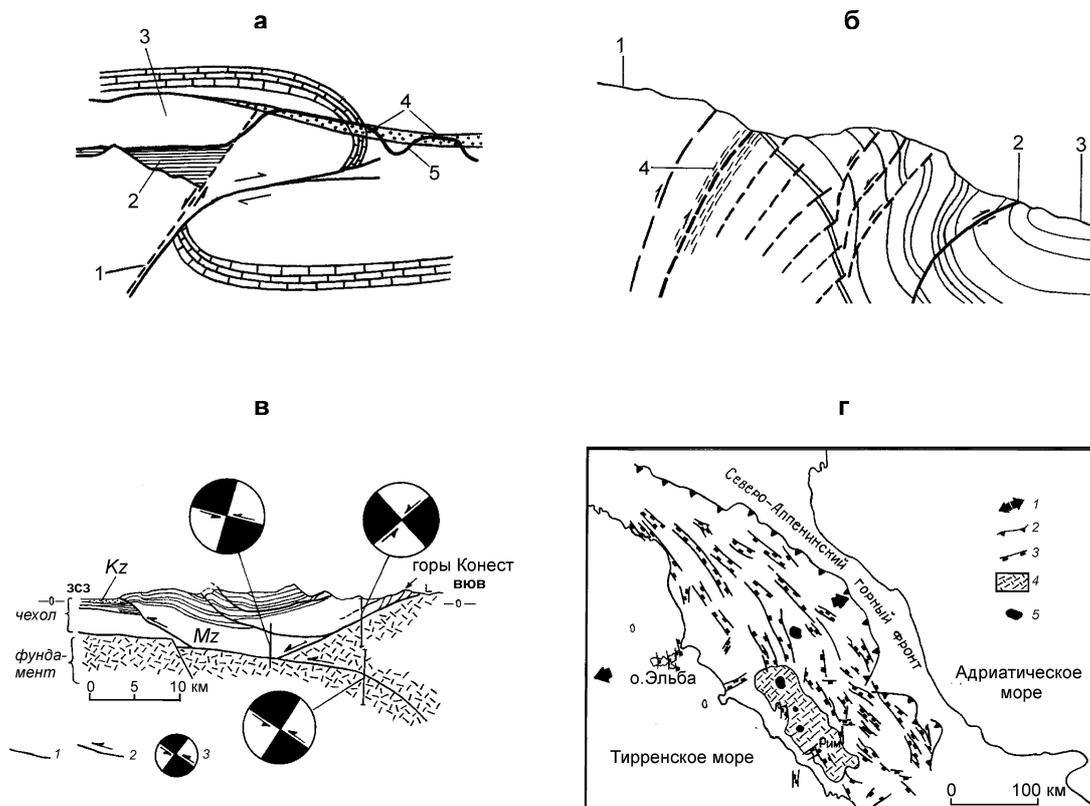


Рис. III.17. Примеры расположения сбросов в разломных зонах сжатия на разрезах (а-в) и в плане (г).

Стрелками на разрезах показано направление смещения крыльев разломов.

- а** – Горы Гранит в Вайоминге, США (по [Sales, 1971]): 1 – корневая зона; 2 – осадки; 3 – обрушенное ядро поднятия; 4 – обломочный материал с поднятия; 5 – современная дневная поверхность.
- б** – Поднятие Бигхорн в Монтане, США (по [Osterwald, 1961]): 1 – горы Бигхорн; 2 – надвиг Файв-Спрингс; 3 – бассейн Бигхорн; 4 – зона дробления.
- в** – Массив Виркорс, Французские Альпы (по [Gamond, 1994]): 1 – разломы; 2 – направление смещения; 3 – механизм очага землетрясения, подтверждающий характер смещения по разлому.
- г** – Северные Аппенины (по [Keller et al., 1994]): 1 – направление растяжения; 2 – надвиги горного фронта; 3 – сбросы; 4 – вулканисты; 5 – озера.

Результаты проведенной работы отражены на рис. III.18 в виде круговых диаграмм, каждая из которых соответствует одному из изученных регионов. Значения процентных вкладов для условий сжатия и сдвига откладывались от вертикального радиуса, соответственно, против и по ходу часовой стрелки. Таким образом, весь круг оказывался разбитым на три сектора, сравнение площадей которых наглядно иллюстрирует количественные соотношения между вкладами обстановок разных типов в формирование внутренней структуры того или иного природного региона.

Диаграммы для различных регионов (см. рис. III.18а) при некоторых числовых отличиях подобны в главном: ведущая роль во всех случаях принадлежит обстановке сжатия. Далее по значимости следуют растяжение и сдвиг, общий вклад которых соизмерим со сжатием. Характерно, что диаграммы, построенные для Памира и Западного Саяна, практически идентичны. Что же касается Южного Тянь-Шаня и Западного

ного Прибайкалья, то для первого региона характерно уменьшение, а для второго увеличение роли обстановки сжатия в сравнении с растяжением и сдвигом, соотношения между которыми сохраняются примерно одинаковыми. Таким образом, при сжатии различных участков литосферы количественные соотношения возникающих на поверхности обстановок сжатия, сдвига и растяжения могут быть представлены в осредненной по всем четырем рассмотренным регионам формуле вкладов (см. рис. III.18б): 52/18/30.

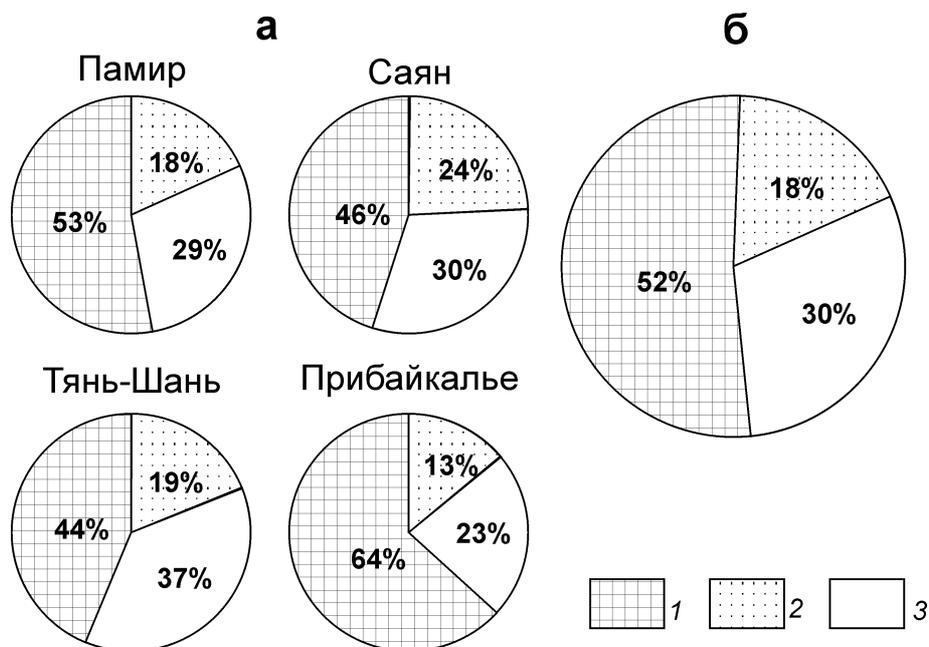


Рис. III.18. Круговые диаграммы, отражающие в процентах соотношения вкладов обстановок сжатия (1), сдвига (2) и растяжения (3) в формирование внутренней структуры природных зон сжатия:

- а – диаграммы, для построения которых использовались геолого-структурные данные по разломным зонам, активным в период сжатия земной коры исследованных регионов;
- б – диаграмма, построенная путем осреднения данных по всем регионам и иллюстрирующая соотношение вкладов разнотипных динамических обстановок, принимающих активное участие в формировании внутренней структуры любой природной зоны сжатия.

Несколько иными являются соотношения между обстановками сжатия, сдвига и растяжения, полученные по сейсмологическим данным на основе подсчетов, сделанных с использованием карты полей напряжений мира [Zobak, 1992] для Тянь-Шаня и Гималаев. Подсчеты количества различающихся по механизму землетрясений осуществлялись внутри зон сгущения разломов, отчетливо определяющихся для этих регионов сжатия по “Международной тектонической карте мира” [International Tectonic Map..., 1984], что более подробно рассмотрено в специальной публикации [Семинский, 2001]. Подобие полученных соотношений позволило составить общую формулу вкладов сжатия, сдвига и растяжения в формирование внутренней структуры зон сжатия по сейсмологическим данным: 62/22/16.

Сравнение этого соотношения с полученной по геолого-структурным данным формулой показывает 10 %-ое увеличение вклада обстановки сжатия, причем исключительно за счет уменьшения веса практически наполовину обстановки растяжения. Это может объясняться тем, что сейсмологические данные в целом дают информацию о более глубоких частях разломной зоны, где взбросовый сместитель сформиро-

ван лучше, а гравитационные эффекты (увеличивающие вклад растяжения) проявлены слабее. Аналогичная причина лежит в основе отличия полученных ранее по геолого-структурным (20/27/53) и сейсмологическим (3/19/78) данным формул для зон растяжения.

В целом сейсмологические данные имеют меньшую диагностическую значимость, так как отражают лишь современный этап разломообразования, который у зон с различной степенью зрелости будет характеризоваться и разными соотношениями вкладов растяжения и сдвига. Большое практическое значение имеют формулы, полученные по геолого-структурным данным, так как они аккумулируют вклады разломов, образовавшихся в обстановке сжатия 1-го порядка с начала ее возникновения, несмотря на то, что некоторые из ранее образовавшихся дизъюнктивов к настоящему времени утратили свою активность. В этом случае вариации вкладов собственно сжатия будут значительно меньше зависеть от степени зрелости разломной структуры.

Итак, обобщенный парагенезис разломов 2-го порядка для крупных зон сжатия включает разноориентированные зоны сжатия, растяжения и сдвига, вклады которых в формирование разломной структуры 1-го порядка существенно различны. Наибольший из них ($\approx 50-60\%$) вносят продольные зоны сжатия, хотя незначительный процент может относиться на счет поперечных нарушений аналогичного типа. Вариации вклада связаны со степенью зрелости внутренней структуры зоны сжатия 1-го порядка, причем зарождающимся разломам соответствуют меньшие значения, а полностью сформированным – большие. Увеличение вклада обстановки сжатия происходит за счет формирования субпараллельных будущему сместителю опережающих зон сжатия и, в значительно меньшем объеме, за счет образования зон сжатия, опережающих сместители в случае их самостоятельного возникновения.

Сдвиговые дизъюнктивы в парагенезисе представлены тремя направлениями разломов, два из которых являются сопряженными системами, косоориентированными к общему простиранию зоны сжатия. Они также относятся к опережающим разрывам и часто располагаются на дистальных окончаниях зон сжатия, где способствуют формированию крупных сдвиговых сместителей, к которым прилегают фронтальные взбросы и надвиги. Третий тип сдвигов представлен поперечными разломами, способствующими трансформации значительных перемещений с одного продольного взброса (надвига) к другому. В связи с этим они развиваются в основном на более поздних этапах развития зон сжатия и часто наследуют ранее сформировавшиеся разломы структурного парагенезиса.

Происхождение двух последних членов парагенезиса коренным образом отличается от упомянутых выше структурных элементов, так как обусловлено гравитацией. Продольные и поперечные зоны растяжения локализуются главным образом в аллохтоне и связаны с его изгибом в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Степень выраженности зон растяжения определяется амплитудой вертикального перемещения по зоне сжатия, причем при больших величинах данного параметра в вишечем крыле может образоваться целая система продольных грабенов, связанная с его оседанием под действием собственного веса. Зоны растяжения напрямую не участвуют в формировании надвиговых (взбросовых) сместителей и поэтому не могут быть отнесены к опережающим или опережающим разрывным нарушениям.

III.2.3. Зоны сдвига

Структура сдвиговых зон наиболее детально исследована и описана в литературе, так как разрывы 2-го порядка в зонах скалывания изучались главным образом

на примере субвертикальных разломов со смещением крыльев в горизонтальном направлении, для которых осложняющее влияние гравитационных эффектов сведено к минимуму. В связи с этим многие из закономерностей вторичного разломообразования, описанные в разделе III.1.2 для зон сжатия, растяжения и сдвига достаточно полно характеризуют именно последний тип дизъюнктивов. Результаты наших работ по спецкартированию отдельных участков крупных сдвиговых зон в Восточном Саяне (Главный Саянский), Прибайкалье (Ангарский), на Памире (Аксу-Мургабский) и во Вьетнаме (Ка, Ма, Да, Ба и др.) не стали основанием для их пересмотра или существенного изменения. Это позволяет, не останавливаясь на объективности выделения основных составляющих парагенезиса разрывов 2-го порядка, рассмотреть более подробно дополнительные особенности строения разрывных сетей, связанных с формированием сдвигов и последующим скольжением по плоскостям их сместителей.

Судя по представленному ранее рис. II.2 парагенезису, в зонах сдвига, как и в рассмотренных зонах влияния крупных сбросов и взбросов, встречаются все основные виды разломных зон. Зоны растяжения и сжатия занимают наклонное положение по отношению к простиранию зоны 1-го порядка, а зоны сдвига ей параллельны, субпараллельны или субперпендикулярны. Этот парагенезис в конкретных природных регионах может быть представлен по-разному в зависимости от специфики и длительности структурообразования. Р.В. Крантц [Krantz, 1995] считает эти связи достаточно изученными, чтобы по структурному рисунку разрывов в природных сдвиговых зонах (их типам и угловым взаимоотношениям) определять параметры процесса деформации (величины ее горизонтальной и вертикальной составляющих, степень транспрессии или транстенсии и др.). Однако нам представляется, что такие построения могут быть проведены лишь для ограниченного круга природных дизъюнктивов, так как пространственные и особенно временные закономерности развития сети разломов 2-го порядка еще недостаточно исследованы даже для зон, формирующихся в относительно простых условиях нагружения. Свидетельством этого являются материалы, приведенные в данном разделе и других, посвященных сдвигам частях монографии.

Прежде всего, существует необходимость в дополнении представленного выше парагенезиса разломов 2-го порядка элементом, способствующим при трехмерной деформации трансформации вещества в горизонтальном направлении. Им являются субгоризонтальные разрывы, в большем или меньшем количестве имеющие место во всех изученных нами сдвиговых разломных зонах. Менее отчетливо (в виде зон сгущения разноранговых горизонтальных трещин) они проявлены в сравнительно однородных в плане деформации массивах (например, в зоне Главного Саянского разлома) и фиксируются повсеместно как разномасштабные послонные срывы в субгоризонтально залегающих толщах (например, в зоне Ангарского разлома [Семинский, Гладков, 1997; Семинский и др., 2001a]).

Н.Г. Вудкок и М. Фишер [Woodcock, Fischer, 1986] считают наличие низкоугловых зон скалывания кинематической необходимостью, позволяющей блокам смещаться и вращаться друг относительно друга в сдвиговых зонах. Характер выполняемых ими функций, взаимоотношения с другими разрывами парагенезиса, предпочтительное наследование древних структурных неоднородностей – главные черты, позволяющие считать описываемые нарушения аналогами трансформационных разломов зон растяжения и сжатия. Следовательно, как и последние, субгоризонтальные разломы являются полноправными членами разрывного парагенезиса крупных зон сдвига.

Рассматривая соотношения вкладов обстановок сжатия, растяжения и сдвига в

формирование внутренней структуры сдвиговых зон, следует отметить, что в две собственно сдвиговые системы (антитетическая и синтетическая) попадают все разломы данного морфогенетического типа, разделяющиеся обычно по углу наклона к главному сместителю (Y -, R -, R' -, P -типов). Эти сдвиги играют определяющую роль в формировании внутренней структуры крупных дизъюнктивов рассматриваемого типа, так как в парагенезисе нет гравитационных членов, усиливающих вклады обстановок сжатия и растяжения. Данное заключение подтверждается формулой вкладов, полученной по сейсмологическим данным путем несложных подсчетов, сделанных (по типу зон сжатия) для трех известных сдвиговых зон Китая (Тань-Лу, Кунь-Луны и Канг-Тинг): 2/78/20.

В связи с отсутствием для сдвигов значимых гравитационных эффектов формула может быть принята как окончательная без проведения дополнительных расчетов по геолого-структурным данным. Та же причина делает дизъюнктивы данного типа удобным объектом для характеристики разрывных сетей разной степени зрелости. В качестве крайнего члена ряда здесь выступают зоны пластических деформаций, выраженные в наиболее общем случае системой эшелонированных чередующихся по простиранию с определенным шагом антиклиналей и синклиналей [Sylvester, 1988]. Последние в данном случае являются элементами 2-го порядка по отношению ко всей сдвиговой зоне и определяют положение более мелких нарушений (3-го и более высоких рангов), осложняющих их крылья.

Зарождающиеся сдвиги с более развитой разрывной сетью представляют собой достаточно широкие зоны распространения разломов, принадлежащих к R' -, R -, n -, t -, и e -типам парагенезиса. Из изученных нами дизъюнктивов подобное выражение в чехле Сибирской платформы имеет зона Ангарского разлома, образовавшаяся при сдвиговых перемещениях по сместителю в фундаменте [Семинский и др., 2001а]. Аналогичное строение имеют крупные, но существенно отличающиеся по размерам сдвиговые зоны, структурные схемы которых приведены на рис. III.19. Построенные по ним карты плотности свидетельствуют не только о неравномерности распределения вторичных разрывов вдоль простирания сдвиговых зон, но и его продольной регулярности, что, по-видимому, отражает общие закономерности распределения напряжений.

Существенно иным внутренним строением характеризуются сдвиговые зоны, показанные на рис. III.20. Эти разломы (в широко распространенном понимании данного термина) представлены серией достаточно крупных сдвиговых нарушений, по которым реализуется практически вся амплитуда смещения, а также участками интенсивного распространения более мелких разломов, которые Р.М. Лобацкая [1987] называет деструктивными полями. В то же время в зарубежной литературе участки повышенной раздробленности, возникающие при изгибах магистрального сместителя или при сочленении его отдельных сегментов, принято называть дуплексами [Woodcock, Fischer, 1986; Sylvester, 1988; The encyclopedia..., 1993; Park, 1997]. Специфика их внутреннего строения, определяющаяся обстановкой формирования (сжатие или растяжение), свидетельствует, что в данном случае под разными терминами (деструктивные поля и дуплексы) скрывается один и тот же структурный элемент сдвиговых разломных зон. В следующей главе работы, посвященной экспериментальным данным, будет показано, как формирование этих структур приводит к резко неравномерному строению сдвиговых зон на поздних этапах разрывообразования.

Представленные выше примеры сдвиговых зон, характеризующиеся внутренней структурой разной степени зрелости, отражают обобщенный эволюционный ряд. Он демонстрирует формирование сдвигового сместителя от возникновения зоны

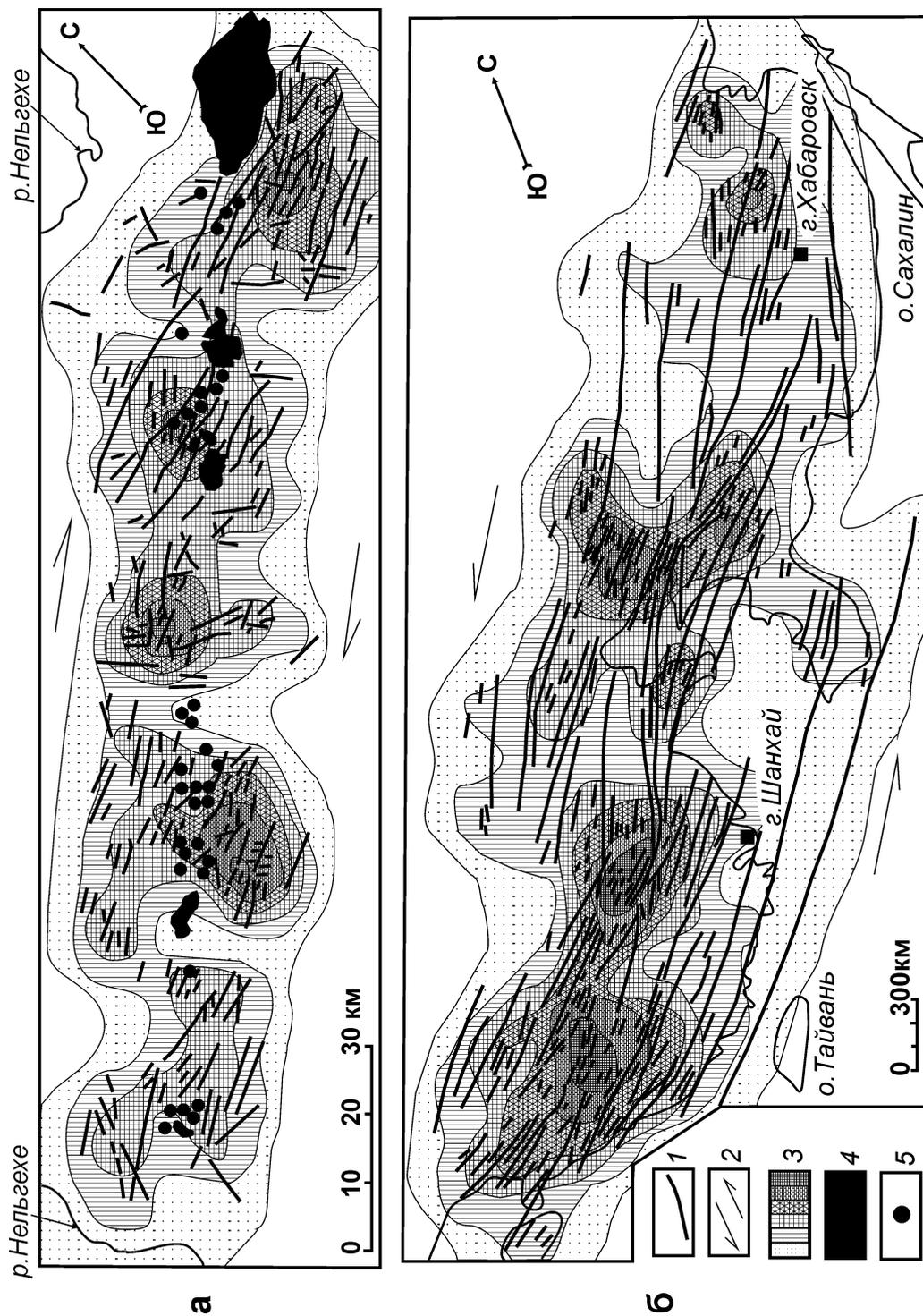


Рис. III.19. Схемы разрывов (и составленные для них автором распределения в изолиниях) для зон влияния Дербекского сдвига в Верхоянье (а) по [Еловских, 1956] и сдвига Тянь-Лу в Восточном Китае (б) по [Xi Jiawei et al., 1987].

Обозначения: 1 – разрывы; 2 – направление смещения по зоне сдвига в целом; 3 – области с одинаковой плотностью разрывов в единице площади (интенсивность штриховки пропорциональна плотности); 4 – интрузивы; 5 – рудопроявления и месторождения олова.

пластических деформаций через образование незамкнутой сети разломов разного морфогенетического типа к формированию чередующихся с сегментами магистрального разрыва дуплексов, и, наконец, возникновению единого крупного сместителя, вдоль которого происходят сдвиговые перемещения практически обособленных блоков горных пород. Сместитель обычно тяготеет к одной из границ разрывной зоны, что приводит к существенному различию в нарушенности крыльев дизъюнктива. Таким образом, продольная и поперечная неравномерность в распределении деформаций является наиболее общим свойством внутреннего строения сдвиговых дизъюнктивов, хотя формы ее проявления существенно различны на разных стадиях сдвигообразования.

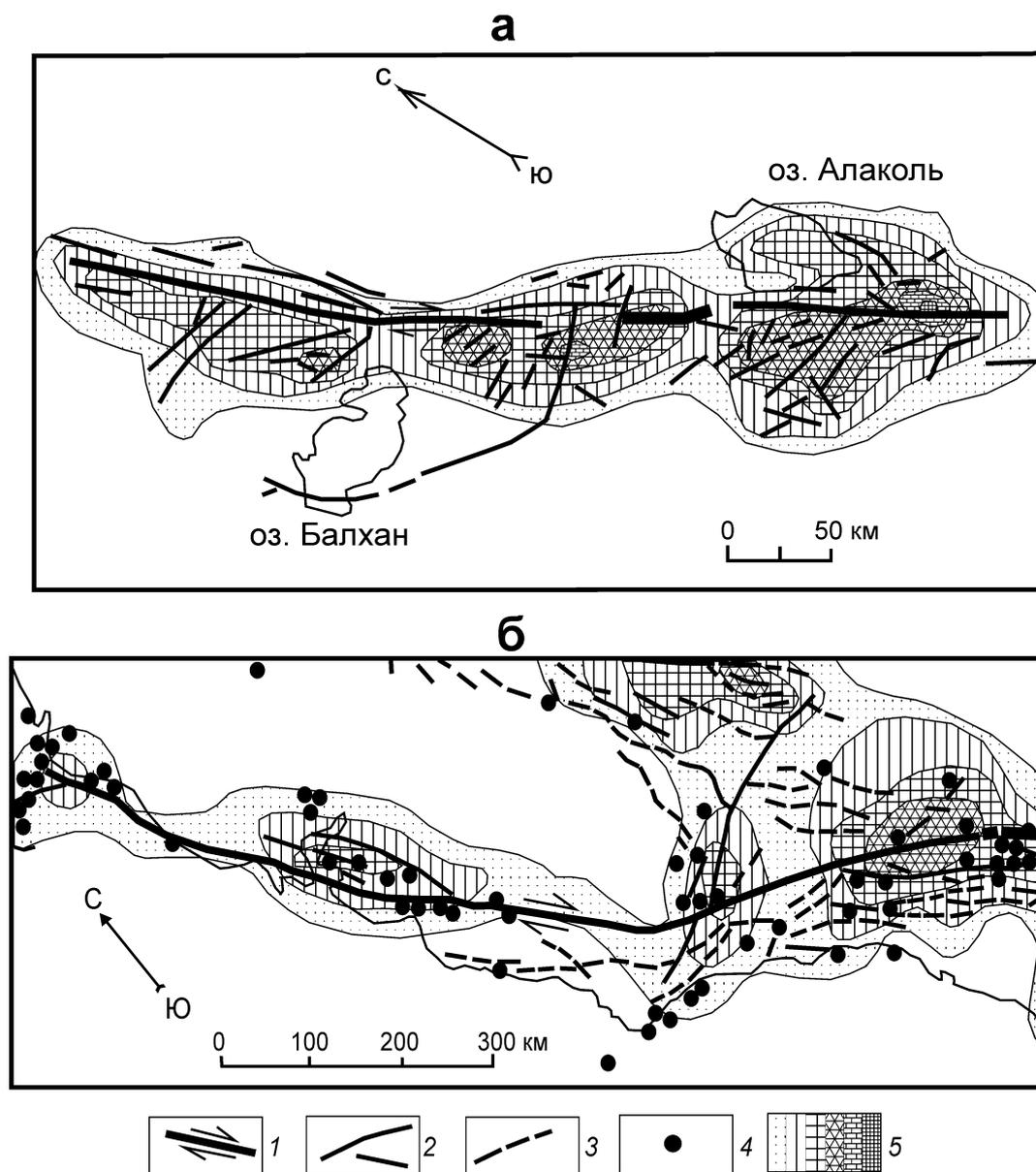


Рис. III.20. Разрывы и их распределения в изолиниях (для “б” построено автором), представляющие зоны влияния Джунгарского сдвига в Средней Азии (по [Лобацкая, 1987] с упрощениями) (а) и сдвига Сан-Андреас в Калифорнии (по [Никонов, 1977] с упрощениями) (б).

Обозначения: 1 – магистральный сместитель и его сегменты; 2 – активные разломы; 3 – разломы, активность которых не доказана; 4 – эпицентры землетрясений с магнитудой, большей 6; 5 – области с одинаковой плотностью разрывов в единице площади (интенсивность штриховки пропорциональна плотности).

Описанные выше особенности формирования разломной структуры сдвиговых зон обусловлены эволюцией опережающих разрывов, парагенезис которых был представлен на рис. II.2. Однако для сдвиговых дизъюнктивов существует возможность возникновения опережающих разрывов, причем не связанных с изгибами магистрального сместителя. В соответствии с литературными данными о природных дизъюнктивах (см. рис. II.1) они, скорее всего, образуются, подобно описанным ранее аналогичным разрывам вблизи надвигов (см. рис. III.14): симметрично относительно линии сместителя под действием направленного вдоль него горизонтального сжатия. Возможность существования подобных сил подтверждают некоторые экспериментальные данные о распределении амплитуд сдвига по *R*-сколам в моделях из влажной глины [Boruyakov, Adamovich, 2000], согласно которым величины и даже знак изучаемого параметра существенно варьируют во времени и определяются динамикой сжатия-растяжения материала крыльев вблизи плоскости сместителя. Кроме того, ориентировка двух направлений сопряженных разрывов 2-го порядка, формирующихся в этом случае, почти совпадает с таковой в схеме из работы Дж.Д. Муди и М.Дж. Хилла (см. рис. III.14б), которая, несмотря на отсутствие строгого механического объяснения [Стоянов, 1977], является широко известной моделью оперения сдвиговых дизъюнктивов.

Для прояснения данного вопроса были проведены целенаправленные структурно-геологические исследования вблизи сместителя сдвига Красной реки в Северном Вьетнаме (рис. III.21). Этот крупнейший разлом (именуемый в Китае Айлао-Шан) отделяет Южно-Китайский блок от Индо-Китайского, имеет длительную историю развития, причем в мезо-кайнозойское время характер подвижек по составляющим его разрывам определялся процессами, происходящими в области коллизии Индостана и Евразии [Tarronier, Molnar, 1977; Tarronier et al., 1990]. Характерной особенностью современных подвижек по сместителю разлома в его юго-восточной части (собственно разлом Красной реки) являются большие скорости перемещений при сравнительно слабой сейсмичности. Криповый характер движений в совокупности с прямолинейностью сместителя делает разлом Красной реки подходящим объектом для выявления систематически распространенных опережающих разломов, так как по С. Стоянову [1977] они должны формироваться при существенно пластических деформациях пород в процессе подвижек по крупным сместителям.

Поскольку опережающие разрывы могут по ориентировке и генетическому типу не отличаться от опережающих (что было показано для зон сжатия), при исследовании сдвига Красной реки были смещены акценты в проведении спецкартирования по сравнению с описанными ранее работами. Целью изучения было установление всех типов существовавших в каждой точке наблюдения полей напряжений 2-го порядка (и соответствующих им тектонических нарушений) с последующим определением их генезиса и места в истории подвижек по сместителю. Анализ троек-систем трещин в этом случае не может обеспечить достаточной детальности, так как основан на статистических операциях, в результате которых выделяются основные динамические обстановки формирования разломов, но иногда теряется информация о недостаточно полно представленных полях напряжений. Поэтому работы проводились в соответствии с содержанием второго этапа спецкартирования, когда классические структурно-геологические способы анализа сравнительно редко встречающихся структурных форм (разломных сместителей, зон дробления, расланцевания, разрывов со штрихами и т. п.) сочетаются со специальными приемами исследования разрывов, основой для применения которых является массовый замер элементов залегания трещин.

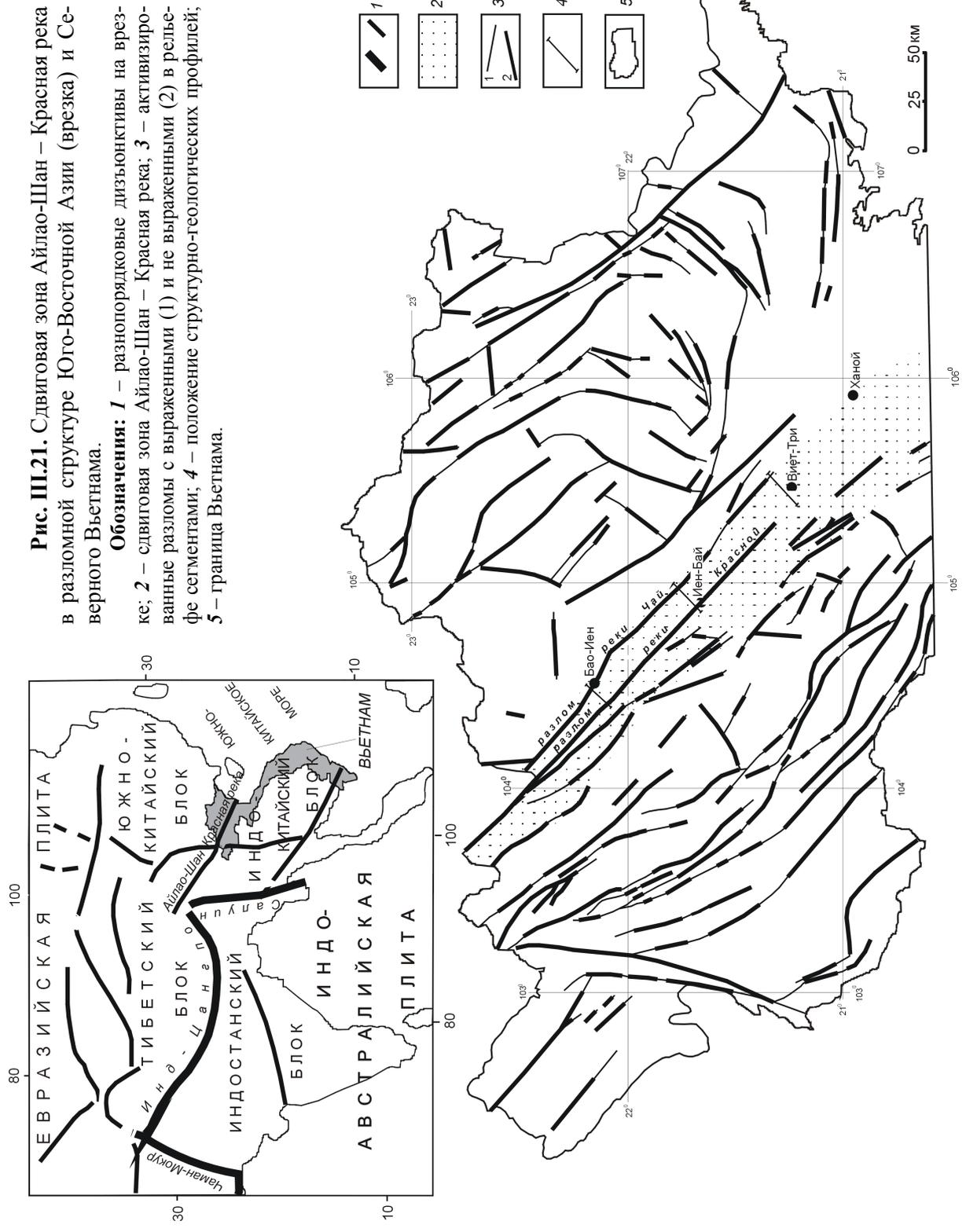


Рис. III.21. Сдвиговая зона Айлао-Шан – Красная река в разломной структуре Юго-Восточной Азии (врезка) и Северного Вьетнама.

Обозначения: 1 – разнорядковые дизъюнктивы на врезке; 2 – сдвиговая зона Айлао-Шан – Красная река; 3 – активизированные разломы с выраженными (1) и не выраженными (2) в рельефе сегментами; 4 – положение структурно-геологических профилей; 5 – граница Вьетнама.

В результате обработки фактического материала для каждой точки наблюдения, наряду с диаграммами трещиноватости, была получена информация о характере нетрещинных структурных форм (если таковые имелись), а также набор решений по наиболее простым специальным методам анализа сопряженных систем трещин [Гзовский, 1963; Николаев, 1977], орторомбических разрывных систем [Расцветаев, 1987а, б], поясов трещиноватости [Данилович, 1961], а также штрихов скольжения, образующихся на этапе зарождения разрывов [Парфенов, Парфенова, 1980]. При этом массовый характер сбора информации по трещинам позволял более обоснованно выделять участвующие в построениях по полям напряжений сопряженные системы трещин и решать сложные вопросы, связанные с их происхождением.

Структурно-геологические исследования сдвига Красной реки проводились в ее долине по поперечным профилям, проходящим вблизи городов Бао-Иен (12 точек наблюдения), Иен-Бай (22 точки) и Виет-Три (19 точек) (см. рис. III.21). Они пересекли не только главный сместитель, к которому в большинстве случаев приурочено русло р. Красной, но и находящийся северо-восточнее, субпараллельный ему крупный разлом по р. Чай.

На основе собственных наблюдений (работы проводились совместно с С.И. Шерманом, Фунг Ван Фатем и Ву Ван Чинем) и материалов Государственных геологических съемок (масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000) для профилей были построены геолого-структурные разрезы, которые далее анализировались совместно с теми из полученных для точек наблюдения локальных полей напряжений, существование которых подтверждалось более чем двумя из используемых при обработке фактического материала тектонофизических методик. На приведенном в качестве примера разрезе (рис. III.22) для каждой точки представлено локальное поле напряжений, под воздействием которого сформировалась самая густая сеть трещин из трех взаимно перпендикулярных направлений, что количественно отражалось в значениях показателя интенсивности (I). Анализ всей совокупности полученных по профилям локальных полей тектонических напряжений, проведенный на основе установленных ранее парагенезисов вторичных разломов зон сжатия, растяжения и сдвига с привлечением всей возможной информации о возрастных взаимоотношениях разрывных нарушений, позволил объяснить их происхождение в рамках четырех полей 1-го порядка.

Первое поле напряжений по существующим классификациям относится к сжатию с осью σ_1 , ориентированной в северо-восточном (иногда, до субширотного) направлении. Образующийся под его воздействием структурный парагенезис состоит главным образом из наклоненных в противоположные стороны взбросов (реже, надвигов), а также поперечных сдвигов, которые в зонах сжатия обеспечивают возможность перемещения деформируемого субстрата в направлении тектонического транспорта.

Поле сжатия не установлено лишь в наиболее молодых породах региона (в том числе и неогеновых), тогда как его следы практически всегда присутствуют в палеозойских и мезозойских (триасовых) образованиях. В то же время степень проявленности образовавшихся при северо-восточном сжатии трещинных систем существенно варьирует вкрест простирания разломной зоны (см. графики на рис. III.22): она минимальная (вплоть до полного исчезновения) у главных сместителей по рр. Красной и Чай, но резко повышается при удалении от них. Это, с одной стороны, объясняется развитием вблизи сместителей наиболее молодых горных пород, а с другой, – существенным преобразованием разрывных сетей в ходе последующих движений по столь крупным разломным поверхностям.

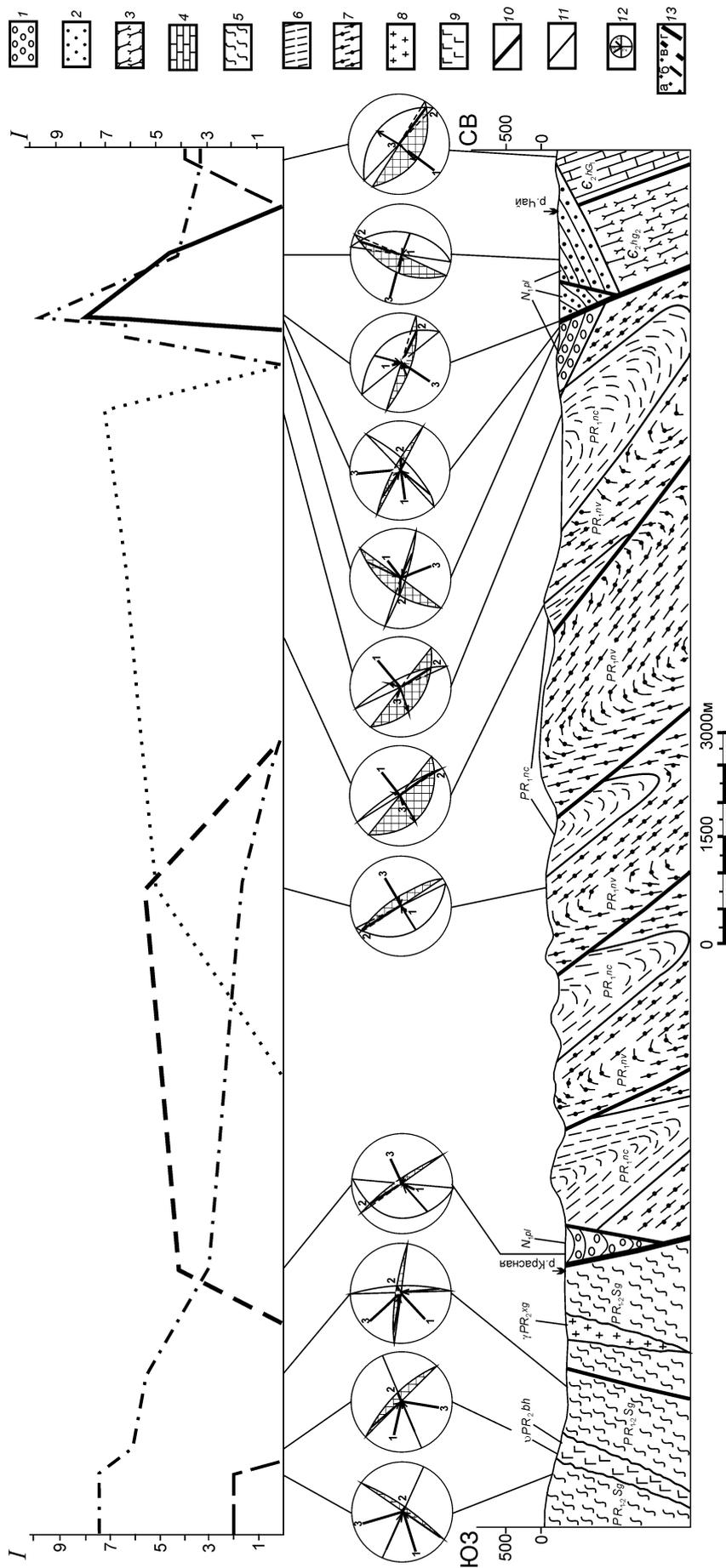


Рис. III.22. Структурно-геологический разрез, составленный вкрест простирания разломной зоны Красной реки в районе города Бао-Иен в Северном Вьетнаме.

Обозначения: 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – известняки; 4 – известняки; 5 – гранат-двуослюдные сланцы; 6 – биотит-силлиманитовые сланцы; 7 – гнейсы; 8 – граниты; 9 – габбро; 10 – крупные разломные сместители по рр.Красная и Чай; 11 – мелкие сместители; 12 – круговые диаграммы (верхняя полусфера) с наиболее ярко выраженным решением об ориентировках осей напряжений (1 – сжатие, 3 – растяжение), систем сопряженных сколовых трещин (плоскость главной системы заштрихована) и векторов перемещений по ним (стрелки – для висячих крыльев); 13 – графики вариаций интенсивности (I) проявления вдоль профиля региональных полей напряжений северо-восточного сжатия (а), левого (для разлома по р.Красной) сдвига (б), северо-восточного растяжения (в) и правого (для разлома по р.Красной) сдвига (г).

Перечисленные особенности проявления регионального поля сжатия свидетельствуют о его древности (вероятно, палеозой – ранний мезозой). Косвенно это подтверждается относительными возрастными взаимоотношениями разрывов, образующихся в этом и других полях напряжений. Кроме того, деформация происходила на достаточной глубине, так как сопровождалась податливым поведением хрупких в близповерхностных условиях горных пород, о чем свидетельствуют нахождение оси σ_1 в тупом угле между сопряженными трещинами скола и, главное, северо-западные простирания большинства выявленных в регионе складчатых структур.

Второй тип регионального поля напряжений, как и первый, широко распространен в горных породах изучаемой разломной зоны, но является сдвиговым (σ_1 – субширотна; σ_3 – субмеридиональна) и характеризуется наибольшим проявлением вблизи разломных сместителей по р. Красной и в меньшей степени – по р. Чай (см. рис. III.22). Здесь в древних и, особенно, молодых породах встречаются северо-западные левые и северо-восточные правые сдвиги, запад-северо-западные левые сдвиги и субширотные сбросы. Последний тип разрывов особенно широко представлен в структурах типа “*pull-apart*”, образовавшихся при сочленении двух левосдвиговых сместителей (например, район г. Бао-Иен).

Как следует из анализа структурного материала, это сдвиговое поле напряжений привело к существенному преобразованию внутренней структуры разломной зоны Красной реки. Сформировавшиеся в древнем поле сжатия сместители не удовлетворяли характеру перемещений и играли роль структурных неоднородностей, на которых концентрировались напряжения. В этих местах происходило наиболее интенсивное разрывообразование, которое начиналось с заложения сети опережающих разломов и после их ранговой эволюции заканчивалось формированием магистральных сместителей. Самыми крупными из них стали разломы по рр. Красной и Чай, поперечные размеры которых в трещиноватости, судя по непрерывному распределению в сближенных коренных выходах определенных типов локальных полей напряжений, соответственно, составляют 7-15 км и 4-8 км (разбросы значений обусловлены определениями на разных профилях). Характер и масштабы распространения описанного поля напряжений позволяют считать время его существования по крайней мере с начала процесса коллизии Индостанской и Евразийской плит [Molnar, Tapponnier, 1975; 1978; Tapponnier, Molnar, 1977].

Следующим по распространенности в разломной зоне Красной реки является поле растяжения с северо-восточной ориентировкой оси σ_3 . Оно фиксируется в древних горных породах, располагающихся между сместителями по рр. Красная и Чай (см. рис. III.22), но особенно отчетливо выделяется в неогеновых конгломератах и песчаниках, слагающих приуроченные к этим сместителям грабены. Поскольку размеры последних увеличиваются к юго-востоку (где располагается Ханойская депрессия), в этом же направлении возрастает распространенность и типовое разнообразие соответствующих описываемому полю локальных динамических обстановок. Кроме трещинных сетей, связанных с образованием продольных сбросов 2-го порядка, здесь имеют место поля поперечно ориентированного растяжения, как это было установлено ранее для крупных разломов Байкальского рифта.

Возрастные взаимоотношения поля северо-восточного растяжения с обстановкой левого (для главных разломов) сдвига в структурно-геологических признаках неоднозначны, что в совокупности с существованием аналогичных обстановок растяжения в прибрежных частях других крупных северо-западных дизъюнктивов Вьетнама (например, проходящих по долинам рр. Ка и Ма), свидетельствует о наличии в акватории Южно-Китайского моря автономного источника напряжений растяжения.

Пространственное пересечение двух полей является причиной существования у некоторых исследователей мнения о рифтовом происхождении перечисленных разломных зон [Гатинский, 1986].

Последнее поле напряжений характеризуется субгоризонтальным положением осей σ_1 и σ_3 и вызывает правосдвиговые движения по северо-западным сместителям разломной зоны Красной реки. Соответствующие рассматриваемой динамической обстановке трещинные сети имеют место в единичных коренных выходах (главным образом у сместителя по р. Чай (см. рис. III.22)), что по сравнению с выраженностью трех предыдущих полей напряжений не позволяет лишь по геолого-структурным данным считать это поле напряжений региональным. Однако полученные материалы, во-первых, подтверждают широко известные результаты исследований П. Таппонье и его последователей [Tapponnier et al., 1990] о широком распространении правосдвиговых перемещений в течение последних 5 млн лет и, во-вторых, могут объясняться спецификой создавшейся структурной ситуации. Действительно, к моменту смены знака движений в разломной зоне уже имели место протяженные северо-западные сместители, что не потребовало (за исключением локальных участков) возникновения новых разрывных сетей для их реализации.

В целом, проведенный для разломной зоны Красной реки анализ геолого-структурных данных позволил установить, что ее внутренняя структура на мезокайнозойском этапе развития формировалась под воздействием четырех главных полей напряжений. Первое и второе оставили наибольший след в трещиноватости и разрывах, так как в первом случае деформации подвергся условно ненарушенный субстрат, а во втором произошла значительная перестройка древней разрывной структуры в качественно отличающемся по типу поле (левый сдвиг после сжатия). Третье и четвертое поля ввиду разных причин не привели к повсеместному развитию разрывных нарушений.

Таким образом, в непосредственной близости от главных северо-западных сместителей зоны разлома Красной реки не обнаружено таких систематически встречающихся разрывных сетей, которые бы не нашли отражения в парагенезисах разломов 2-го порядка, возникающих при четырех описанных выше этапах тектогенеза. Следовательно, при сдвиговых перемещениях вдоль плоскостей крупных сместителей рр. Красная и Чай не образовывались опережающие разрывы. Если в процессе скольжения в них и возникали небольшие напряжения сжатия-растяжения с продольной к плоскости сместителя ориентировкой активной оси, то они могли реализовываться путем подвижек по ранее сформированным опережающим разрывам. Судя по ориентировке трещин и разломов оперения у сдвигов в изученных предыдущими исследователями регионах [Чернышев, 1983], такую роль могли играть, прежде всего, запад-северо-западные *R*-сколы к наиболее полно проявленным левосдвиговым перемещениям по зоне разлома Красной реки. Что же касается современных правосторонних перемещений, то они, как было показано выше, даже в опережающих разрывах проявлены лишь на локальных участках распространения наиболее молодых пород региона.

Вывод об отсутствии систематического проявления у сдвиговых сместителей опережающих разломов 2-го порядка подтвердился при исследованиях Аксу-Мургабского (Памир) и Главного Саянского (Восточный Саян) разломов, причем второй дизъюнктив изучался достаточно детально (2 профиля; около 40 станций массового замера трещин), так как для него характерны древний меловой возраст наиболее масштабных сдвиговых перемещений, и сейчас на поверхности обнажаются наиболее сформированные части сдвиговой зоны. Следовательно, реализация напряже-

ний, возникших в крыльях при скольжении по магистральному сместителю за счет активизации сформированных ранее опережающих разрывов, является наиболее общей закономерностью самых поздних этапов развития большинства сдвиговых дизъюнктивов. Видимо, этим и объясняется присутствие главных членов парагенезиса опережающих разрывов (R' -, R - и e -типы) на приведенной В.В. Белоусовым в учебнике по структурной геологии [1985] схеме разломов оперения, образующихся при трении по сместителю.

Итак, можно заключить, что разломы 2-го порядка в сдвиговых разломных зонах по происхождению являются опережающими. Их парагенезис состоит из косоориентированных по отношению к структуре 1-го порядка зон растяжения и сжатия, а также антитетических и синтетических сдвиговых зон, которые при более детальном рассмотрении могут быть разделены на типы по угловым взаимоотношениям с магистральным сместителем. Сформировавшаяся в результате длительной эволюции сеть опережающих сдвигов может без возникновения дополнительных систем оперяющих нарушений удовлетворять разрядке любых напряжений, появляющихся при скольжении по магистральному сместителю. Возникновение собственно оперяющих разрывов следует ожидать лишь в аномальных по возможности скольжения местах изгибов плоскости сместителя, причем в этих случаях их ориентировка и типы будут отличаться от района к району в зависимости от размеров и формы тормозящей неоднородности.

В целом сдвиговые зоны разных этапов развития характеризуются существенно отличающимися сетями разрывов 2-го порядка. Зарождающиеся разломы представлены достаточно широкой зоной распространения разрывов многих из встречающихся в парагенезисе типов при доминировании R - и R' -сколов. У сдвигов с более сформированной структурой существенно преобладают собственно сдвиги, несмотря на то, что в этом случае зона представлена не только сегментами магистрального сместителя, но и участками повышенной плотности разломов, характеризующимися дуплексным строением. Неравномерность нарушенности имеет место поперек и вдоль простирания сдвиговых зон разной степени зрелости, причем в ряде случаев фиксируется ее регулярность.

III.2.4. Универсальный парагенезис разрывов 2-го порядка в крупных разломных зонах континентальной литосферы

Каждый из описанных выше для крупных зон сдвига, сжатия и растяжения парагенезисов разрывов 2-го порядка имеет обобщенный характер, так как был выявлен на основе анализа данных спецкартирования и литературных материалов по разломным сетям, развивавшимся в разное время и в существенно отличающихся по своим структурно-механическим свойствам участках литосферы. Составы парагенезисов свидетельствуют о наличии в любой разломной зоне достаточно большого количества систем вторичных разрывов, структурообразующая роль, да и само наличие, которых в полной мере обычно не учитываются при изучении природных регионов. В современных публикациях продолжают доминировать структурные схемы, на которых либо вовсе отсутствует деление разломов по морфогенетическим типам, либо разнообразие последних ограничивается присутствием разломов, относящихся к генеральной динамической обстановке и 2-3 системам нарушений, не соответствующих им по морфогенезису (например, трансформационные и косоориентированные сдвиги в зонах сжатия или растяжения). Исключением в этом плане служат работы Л.М. Расцветаева [1987а, б] (см. рис. III.1), в парагенезисах которого присутствуют

разнотипные разломы, формирующиеся в одной тектонической обстановке. Однако наши исследования показали, что эти парагенезисы должны быть дополнены такими тектоническими нарушениями, которые по своему морфогенетическому типу существенно (поперечные сбросы в зонах растяжения или поперечные надвиги в зонах сжатия) или кардинальным образом (продольные сбросы в зонах сжатия или продольные надвиги в зонах растяжения) не соответствуют характеру смещений в зоне 1-го порядка.

В то же время выявленные парагенезисы являются эмпирическими и не могут рекомендоваться для широкого применения в геологической практике пока остаются сомнения по поводу наличия в их рамках случайных элементов и/или отсутствия действительных членов. Следовательно, необходимо теоретическое подтверждение объективности существования отдельных членов установленных эмпирическим путем парагенезисов. В связи с этим задачей описанных в данном разделе исследований было установить общность и отличительные черты парагенезисов разломов 2-го порядка зон сжатия, растяжения и сдвига на основе единого тектонофизического подхода к анализу вторичного разрывообразования в их пределах. Успешное решение поставленной задачи позволит убедиться в закономерном присутствии в парагенезисах отдельных членов, оценить их роль и место в процессе формирования крупных разломных зон, а также прогнозировать существование новых (теоретических) членов, что в конечном итоге позволит создать универсальный парагенезис разломов для зон сжатия, растяжения и сдвига в целом.

В основе единого подхода лежит вытекающее из описанных в монографии исследований представление о том, что независимо от ориентировки крупных разломных зон в пространстве субстрат в их пределах деформируется подобно упруго-пластическому телу в обстановке трехмерного транспрессивного скалывания, обеспечивающего возможность переиндексации осей главных нормальных напряжений. При этом деформация является прогрессирующей и структурообразование протекает путем поранговой эволюции опережающих разрывов 2-го порядка до разрушения нагруженного объема магистральным сместителем 1-го порядка, после чего скольжение блоков по его неровной поверхности может вызвать формирование опережающих нарушений. Следует отметить, что интерпретация внутренней структуры в полном объеме для крупных разноориентированных разломных зон ранее не проводилась, так как ограничивалась их отдельными элементами (например, дуплексы) или масштабом обнажений горных пород.

Соблюдая хронологическую последовательность структурообразования в разломных зонах, рассмотрим парагенезисы опережающих разрывов. Их составы для каждого из трех изучаемых типов разломных зон можно установить путем приведения ориентировок членов известного для описанных выше условий скалывания парагенезиса опережающих разрывов 2-го порядка (см. рис. II.2) в соответствие с характерным для каждой динамической обстановки положением осей главных нормальных напряжений (рис. III.23). Построения подобного типа уже проводились в разделе II.2.2 в связи с интерпретацией хаотических сетей сколовых трещин (см. рис. II.14-16). Здесь они также касаются лишь сколовых разрывов, которые наиболее типичны для условий формирования крупных разломных зон.

На ранних этапах разрывообразования каждому из трех возможных при переиндексации напряженных состояний соответствует пара сопряженных систем опережающих разрывов с противоположным характером смещения крыльев: сколы 1-ой серии – R' и R , сколы 2-ой серии – n' и n , сколы 3-ей серии – t' и t (см. диаграммы для опережающих разрывов на рис. III.23). Из возможных вариантов не может произойти

лишь переиндексация определяющих осей и σ_1 и σ_3 , так как этому будут соответствовать противоположные по знаку движения (например, для зоны сдвига на рис. III.23 – это правосдвиговые) по зоне в целом, чему препятствует характер приложенной внешней нагрузки.

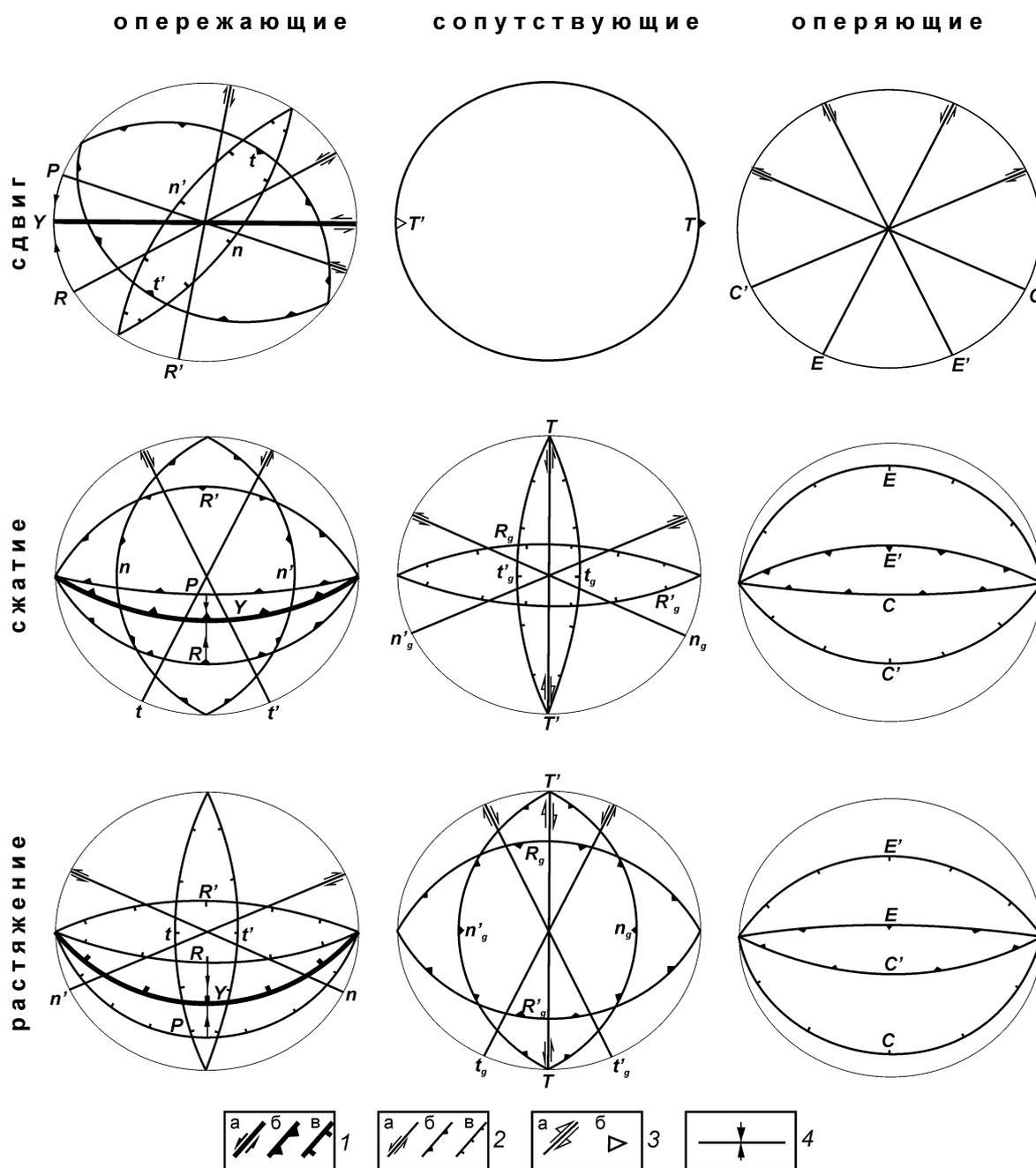


Рис. III.23. Круговые диаграммы (верхняя полусфера) с парагенезисом опережающих, сопутствующих (трансформационных и гравитационных) и оперяющих разрывных систем, образующихся в разломных зонах сдвига, сжатия и растяжения при реализации в их пределах деформации транспрессивного скалывания способом III (угол скалывания – 30° ; наклон оси σ_1 к простиранию зоны – 55°).

Обозначения: 1 – плоскости главных сместителей сдвигового (а), взбросового или надвигового (б) и сбросового (в) типов (1-ый порядок); 2 – плоскости сдвигов (а), взбросов или надвигов (б) и сбросов (в) 2-го порядка; 3 – возможные направления скольжения крыльев у вертикальных (а) и горизонтальных (б) разрывов трансформационного типа; 4 – направление вращения R- и P-сколов в ходе их структурной эволюции.

Наличие и степень развития перечисленных систем разрывов определяются существованием в конкретной природной обстановке самой переиндексации, типом поля напряжений 2-го порядка и, в меньшей степени, другими условиями деформации (температура, давление, скорость и т. п.). Первая серия сколов имеет режим наибольшего благоприятствования для развития, так как формируется в динамической обстановке, соответствующей полю образования всей разломной зоны (сдвиговой для сдвиговой зоны, сбросовой для зоны растяжения и взбросовой или надвиговой для зоны сжатия). Наибольшее развитие в подавляющем большинстве случаев должны иметь R -сколы, так как поперечное положение к простиранию зоны разлома и анти-тетический характер смещения не позволяют R' -сколам долгое время активно развиваться. Именно поэтому разломные зоны 2-го порядка, аналогичные по простиранию и типу с зоной 1-го порядка, являлись во всех изученных регионах самым распространенным типом дизъюнктивов.

Существование в теоретическом парагенезисе сколов 2-ой и 3-ей серий объясняет наличие в установленных при изучении природных регионов парагенезисах ко-соориентированных сбросов, взбросов и надвигов (в зонах сдвигов), косоориентированных сдвигов и поперечных разломов сжатия (в зонах сжатия), косоориентированных сдвигов и поперечных сбросов в зонах растяжения. Таким образом, поперечные зоны растяжения не являются следствием продольного растяжения в рифтах, обусловленного их образованием на сводах, а, существуя изначально, могут получить лишь большее развитие вследствие усиления растяжения в этом направлении. Поперечные взбросы и надвиги в зонах сжатия также должны быть признаны полноправными членами соответствующего парагенезиса, несмотря на то, что в литературе они не описаны, а в наших исследованиях выделялись лишь эпизодически главным образом как фрагменты чешуйчатой структуры надвиговых зон. Дальнейшие целенаправленные исследования, вероятно, позволят более детально охарактеризовать закономерности проявления поперечных взбросов (надвигов) в зонах крупных разломов сжатия.

Наличие смены полей напряжений во времени, выражающейся в переиндексации их осей, косвенно подтверждается на представленных в данной главе картах встречаемости разноориентированных троек-систем трещин, когда один и тот же локальный объем горных пород принадлежит к зонам влияния двух или трех разломов 2-го порядка, являющихся членами одного парагенезиса. Коренные выходы в этих случаях характеризуются хаотическими трещинными сетями, закономерности происхождения которых на основе наложения тройственных систем рассматривались в разделе II.2.2. Было показано, что в зонах крупных разломов трещинные сети практически полностью обязаны своим происхождением раннему этапу формирования данного тектонического нарушения, когда в зоне его влияния имеют место сколы 1-ой, 2-ой и 3-ей серий.

Особый интерес вызывают рассмотренные там же парагенезисы разломов, появляющиеся при аналогичных построениях у надвигов и крутых сбросов при наклонном положении к горизонту двух осей главных нормальных напряжений. Из рис. II.17 видно, что при соответствующих разворотах парагенезиса опережающих разрывов в зонах сжатия 1-го порядка могут возникать не связанные с гравитацией продольные зоны растяжения 2-го порядка и, наоборот, в зонах растяжения – продольные вторичные зоны сжатия. Некоторые исследователи [Yin, Kelty, 1991] подобным образом объясняли происхождение синхронных продольных сбросов и надвигов в надвиговых поясах, хотя аналогичные публикации для зон растяжения нам не известны. Вместе с тем, косоориентированные разломы смешанного типа, судя по материалам предшест-

венников, имеют широкое распространение в рифтовых зонах. Так, системы пересекающихся сбросо-сдвигов отмечались для Байкальского рифта на береговых территориях [Шерман, 1977; Sherman, 1978] и в осадочной толще озерной котловины [Zonenshain, Savostin, 1981; Казьмин и др., 1995]. Кроме того, детальные исследования морфологии берегов северной части озера [Маттон, Клеркс, 1995] показали, что своей зубчатообразной формой они обязаны наличием субмеридиональных и субширотных сдвиго-сбросов.

Судя по полученным при спецкартировании данным, разломные зоны, развитие которых ограничилось образованием перечисленных выше типов опережающих разрывов, являются зарождающимися. Они характеризуются достаточно крупными поперечными размерами и состоят из относительно коротких разноориентированных разрывов, среди которых нет нарушений, полностью соответствующих по пространственной ориентировке магистральному сместителю. Ширина зон варьирует по простиранию также как и плотность опережающих разрывов, которая, кроме того, увеличивается в поперечном направлении от периферии к центру по экспоненциальному закону. Из употребляющихся в тектонофизике понятий к зонам разломов подобного структурного выражения может быть применен термин М.В. Гзовского [1963] “рассеянные”, тогда как в практике их обычно называют “скрытые разломы фундамента”, “зоны повышенной трещиноватости” и т. п.

Разломная зона, судя по проанализированным публикациям (см. раздел III.1.2), кроме описанных выше систем опережающих разрывов, характеризуется присутствием *P*- и *Y*-сколов на более поздних этапах своего развития. Напряженное состояние в этот период времени перестает быть осесимметрическим и по большому счету соответствует тому, в котором образуются сколы 1-ой серии. Однако из двух сопряженных систем, по описанным выше причинам, начинают интенсивно развиваться лишь *R*-сколы, которые увеличиваются в размерах за счет объединений друг с другом. Сочленения происходят таким образом, что каждый последующий более крупный разрыв располагается под меньшим углом к оси зоны, чем предыдущие. Последнее справедливо и для системы разрывов *P*-типа, которые имеют аналогичный знак движения крыльев и угол наклона к оси зоны, но приближаются к ней по мере деформации, вращаясь не по, а против хода часовой стрелки (см. двусторонние стелки на рис. III.23). Итогом порангового развития и вращения *R*- и *P*-сколов является образование последней системы опережающих разрывов – *Y*-типа, – среди которых ведущее место занимает магистральный сместитель, ориентированный вдоль простирания разломной зоны и полностью рассекающий деформируемый объем на две части.

Отличием трех описанных систем разрывов от нарушений ранних этапов является строго поясовое расположение в пространстве, когда пересечение их плоскостей (иногда умозрительное) происходит вдоль одной линии, перпендикулярной вектору смещения по разломной зоне в целом. В геологическом выражении в зонах сдвига все эти нарушения являются правыми или левыми сдвигами, а в зонах сжатия и растяжения – продольными взбросами, надвигами или сбросами, т. е. попадают в одну группу разломов выделенных парагенезисов. К этой группе принадлежат и главные сегменты таких специфических структурных комплексов, как дуплексы, веера (структуры “конского хвоста”) или элементы лестничной траектории (изгибов), свойственной магистральным сместителям.

Действительно, как было показано при анализе работ предшественников (раздел III.1.2), образование дуплексов по большому счету происходит при сочленении двух достаточно крупных разрывов за счет их расщепления на концах и загиба на встречу друг другу, а также при изгибе сместителя с формированием серии парал-

лельных ему разрывов в одном из крыльев. Все эти разрывные плоскости имеют поясовое расположение и относятся к системам *R*-, *P*-, *Y*-типов, являясь в сдвиговых зонах сдвигами, а в зонах растяжения и сжатия – продольными сбросами, надвигами или взбросами. Выделяемые некоторыми исследователями разрывы, осложняющие строение дуплексов, вееров и т. п., не могут претендовать на отдельное место среди опережающих разрывов поздних этапов развития, так как характеризуются несоизмеримо меньшей интенсивностью распространения, не образуют столь устойчивых систем и, кроме того, относятся к более высоким (3-му, 4-му и т. д.) порядкам.

Зоны разломов поздних этапов развития по характеру строения разрывной сети являются сосредоточенными, т. е. представляют собой разломы в широко распространенном понимании данного термина. Опережающие разломы ранних этапов развития присутствуют в зоне, но в результате потери активности находятся в скрытом состоянии. В противоположность этому отчетливую выраженность имеют более поздние опережающие разрывы ввиду реализации по ним больших амплитуд перемещений. На некоторых участках вся она реализуется по одному или двум крупным разломам, обычно *Y*-типа, а в других – распределяется по сравнительно большому количеству относительно мелких разломов *R*- и *P*-типов. Как правило, эти участки являются дуплексами, характеризуются большими поперечными размерами и интенсивной нарушенностью субстрата.

Таким образом, сравнительный анализ выявленных на примере природных объектов парагенезисов разломов 2-го порядка для зон сжатия растяжения и сдвига позволяет заключить, что происхождение большей части их составов обусловлено эволюцией опережающих разрывов при сложном скалывании, реализующемся при различном наклоне деформационных зон к горизонту. Несмотря на то, что в пределах изученных дизъюнктивов деформация могла быть следствием двух разных способов скалывания (II и III), парагенезис разломов 2-го порядка по своим главным элементам является единым. Имеющие место отличия выражаются в некоторых усложнениях разломных сетей в зонах 1-го порядка, которые, по-видимому, фиксировались при спецкартировании в виде групп одноориентированных систем трещин, не образующих на картах встречаемости закономерных распределений по площади. Все это является доказательством справедливости обобщенного подхода С. Стоянова [1977] к структурообразованию в зонах скалывания любого типа и позволило нам в дальнейшем проводить исследование его закономерностей на примере наиболее распространенного в природе скалывания способом III.

Оставшиеся в составе эмпирически установленных парагенезисов разломов 2-го порядка для зон сжатия, растяжения и сдвига (см. рис. III.8) члены отчетливо подразделяются на оперяющие, трансформационные и (у дизъюнктивов со смещением крыльев по падению) гравитационные. Это предполагает существование общих закономерностей образования однотипных дизъюнктивов в рамках каждой из групп независимо от ориентировки разломной зоны 1-го порядка, что в совокупности с приведенным анализом опережающих членов парагенезисов является основанием для создания универсального парагенезиса разрывов 2-го порядка в крупной разломной зоне, независимо от ее ориентировки в пространстве. Основные составляющие этого парагенезиса и взаимоотношения между ними показаны в системе (рис. III.24). Она не является строгой во всех отношениях в связи с существенными различиями условий и процессов образования отдельных направлений разрывов. В то же время при ее составлении в рамках отдельных горизонтальных строк мы пытались использовать единые классификационные признаки, что дает четкое представление о составе парагенезиса разрывов 2-го порядка и взаимоотношениях его отдельных членов.

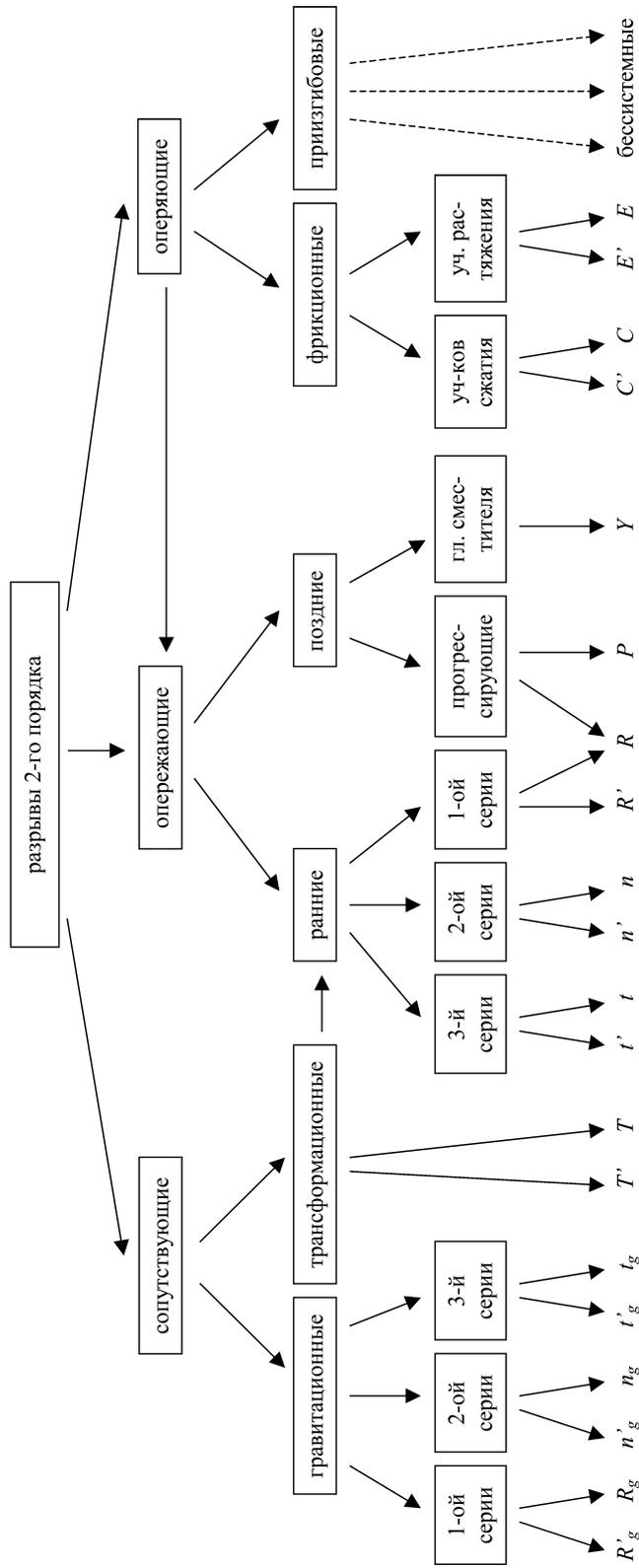


Рис. III.24. Универсальный парагенезис разрывов 2-го порядка в разломных зонах сжатия, растяжения и сдвига.

Первое деление (вторая строка систематики) составляющих внутреннюю структуру любой разломной зоны разрывов на три группы – сопутствующие, опережающие, оперяющие – осуществлялось по их отношению к моменту формирования сместителя 1-го порядка. Последующее деление (третья строка систематики) каждой из групп на две подгруппы – гравитационные и трансформационные, ранние и поздние, фрикционные и приизгибовые – происходило на основе специфики происхождения сил и полей напряжений, вызывающих их развитие. Деление в четвертой строке систематики проводилось в зависимости от пространственного положения осей поля напряжений, в котором происходило формирование разрывов той или иной из подгрупп. Наконец, последняя нижняя строка систематики содержит индексы, отражающие деление разрывов 2-го порядка на системы, характеризующиеся различной ориентировкой их плоскостей и/или векторов движения в пространстве. Специфика разделения на каждом из перечисленных уровней рассмотрена ниже вместе с краткой характеристикой выделенных групп разрывов 2-го порядка для зон сжатия, растяжения и сдвига.

Группа опережающих нарушений, охарактеризованная в первой части раздела, делится на подгруппы ранних и поздних разрывов. К первой из них относятся сколы 1-ой (R' , R), 2-ой (n' , n) и 3-ей (t' , t) серий, а ко второй – сколы главного сместителя (Y) и прогрессирующие нарушения R - и P -типов. Последние названы так, поскольку особенности их развития определяются спецификой прогрессирующей деформации скалывания, что более подробно будет рассмотрено при описании результатов моделирования (глава III.3). В целом опережающие члены формируют в универсальном парагенезисе 8 систем, причем R -сколы ввиду описанных ранее причин принадлежат как к поздним, так и к ранним разрывным нарушениям.

Следующую группу разрывов универсального парагенезиса составляют оперяющие разрывы, которые образуются при неравномерном скольжении вдоль плоскости магистрального сместителя, сформировавшейся в процессе эволюции опережающих нарушений. Обычно они представлены активизированными в процессе скольжения опережающими разрывами (что на рис. III.24 показано длинной горизонтальной стрелкой), хотя иногда могут образовывать особую группу дизъюнктивов 2-го порядка, состав которой охарактеризован ниже.

Поскольку причиной развития разрывов оперения служит трение, возникающее при движении блоков вдоль сместителя, а также имеющиеся на его плоскости и препятствующие скольжению структурные неоднородности, они делятся на две группы – фрикционные и приизгибовые (см. рис. III.24). Последние характеризуются локальным распространением вблизи изгибов сместителя и, как правило, не имеют системного расположения, так как возникают под действием меняющихся в пространстве условий транспрессии или транстенсии, степень которых целиком зависит от формы и размеров тормозящей неоднородности.

Фрикционные оперяющие разрывы могут иметь место у прямолинейных отрезков сместителя в особых условиях скольжения, главными среди которых являются существенно податливая реакция субстрата на деформацию вблизи сместителя, высокое давление флюидов (снижающее его прочность), а также наличие ранее образованных разрывных плоскостей. Такие благоприятные условия наиболее часто создаются у надвигов и взбросов, для которых в литературе описаны системы оперяющих разломов, менее характерны для сдвигов, где некоторыми исследователями были зафиксированы нарушения в основном трещинного ранга и, по-видимому, практически не имеют места в разломах растяжения, для которых таких фактов не обнаружено. Ориентировка и знак смещений по рассматриваемым разрывам обусловлены обста-

новками продольных к сместителю сжатия или растяжения, возникающих в направлении вектора движения при скольжении по его плоскости (см. диаграммы для оперяющих разрывов на рис. III.23). В разных участках зоны разлома смещения по одним и тем же, наклоненным под острыми углами к сместителю направлениям оперяющих разрывов будут иметь противоположные знаки, что и отражено на рис. III.24 в виде наличия сопряженных систем с индексами “С” (*compression*) и “Е” (*extension*).

Таким образом, в целом оперяющие разрывы не играют существенной роли при вторичном разломообразовании в крупных разломных зонах. Большей частью они наследуют опережающие разрывы, которые образуют густую системную сеть вблизи сместителей и, вследствие этого, могут удовлетворять практически любым, возникающим при скольжении напряжениям. Следовательно, вклад описываемых разрывов в универсальный парагенезис для формирующихся (но не активизированных) разломных зон несоизмерим с вкладом истинно оперяющих разрывов. В связи с этим разломные зоны этапа развития оперяющих разрывов представляют собой достаточно узкие полосы, по простиранию которых, наряду с участками магистрального сместителя и (возможной) активизации движений по близко располагающимся косоориентированным опережающим разрывам, могут присутствовать области интенсивного распространения истинно оперяющих нарушений, приуроченные к изгибам главной плоскости смещения. Эти нарушения не укладываются в системы, тогда как количество разновидностей систематических оперяющих разломов, которые могут сформироваться в благоприятных условиях, равно четырем.

Последней составной частью парагенезиса разломов 2-го порядка является группа сопутствующих нарушений (см. рис. III.24). Данное название отражает тот факт, что эти разрывы практически не связаны с подготовкой образования или с трением блоков по магистральному сместителю и поэтому существуют совместно с опережающими и оперяющими разрывами. Возникновение и развитие сопутствующих нарушений прямо не определяется напряженно-деформированным состоянием (т. е. динамикой) в основной части зоны разлома, а является следствием перемещений (т. е. кинематики) в ее пределах, когда имеет место «связанная» по А.Д. Гиббсу [Gibbs, 1990] сеть разрывов. Поэтому степень их развития зависит от параметров зоны разлома (и в первую очередь, от ее наклона к горизонту) и характеристик движений в ее пределах (направления и величины подвижек).

Сопутствующие разрывы разделяются на две подгруппы, одну из которых представляют разломы трансформационного типа, занимающие поперечное положение к простиранию зоны 1-го порядка (в зонах сжатия и растяжения – вертикальны; в сдвиговых зонах – горизонтальны) (см. разрывы *T'*- и *T*-типов на рис. III.23). Они кинематически необходимы для осуществления перемещений по опережающим или оперяющим разломам, соответствующим по морфогенетическому типу характеру движений по зоне в целом. В зависимости от специфики возникающих кинематических ситуаций в литературе различают несколько видов описываемых разломов, но их структурное выражение в принципе одинаково и здесь имеет смысл выделять лишь две системы трансформационных разрывов, характеризующихся противоположными знаками движения крыльев.

Характерным свойством разломов трансформационного типа является использование для перемещений уже имеющихся структурных или вещественных неоднородностей – древних или сформированных ранее при подвижках в разломной зоне. В последнем случае в качестве таких неоднородностей выступают опережающие разрывы, что и отражено на рис. III.24 короткой горизонтальной стрелкой. Движения трансформационного типа имеют наибольшее распространение в зонах растяжения,

так как характерный для них парагенезис опережающих разрывов 2-го порядка включает благоприятные для активизации крутые поперечные сбросы. У надвигов и взбросов такими первичными неоднородностями могут быть раздвиги (крупные трещины растяжения) висячего крыла. У сдвиговых зон трансформационные перемещения осуществляются главным образом по субгоризонтальным литологическим границам.

Несмотря на различную распространенность в зонах сжатия, растяжения и сдвига, трансформационные разломы являются обязательным членом парагенезисов разрывов 2-го порядка. Интенсивность их проявления (количество и ранг) увеличивается во времени по мере развития деформаций в разломной зоне и будет наибольшей в местах реализации по продольным разломам максимальных амплитуд смещений.

Кроме трансформационных разломов к группе сопутствующих элементов универсального парагенезиса разрывов 2-го порядка относятся гравитационные (см. плоскости с индексом "g" на рис. III.23), которые по причине своего происхождения проявляются лишь у сбросов, взбросов и надвигов. В результате изменения в ходе вертикальных смещений гипсометрических уровней висячего и лежащего крыльев дизъюнктивов в их пределах вследствие гравитации возникают разрывные сети, смещения по которым стремятся скомпенсировать возникающую разницу высот.

Введение в группу сопутствующих разрывов гравитационных нарушений обусловлено тем, что они, как и трансформационные, развиваются параллельно с опережающими и оперяющими разрывами и степень этого развития зависит не от наличия магистрального сместителя в разломной зоне, а от его геометрических характеристик (наклон, длина, ширина) и, особенно, параметров перемещений (направление и амплитуда). Что же касается различий, то, кроме отраженной в названиях специфики происхождения, они отличаются по характеру проявления. Если первые распределены в пределах участков развития опережающих и оперяющих разрывов, то вторые образуют сравнительно обособленную полосу в краевой части разломной зоны, где на субстрат воздействует гравитация.

Деформация в пределах данной полосы происходит при скалывании, причем в обстановке, прямо противоположной характеру подвижек по всей зоне. Так, у надвигов и взбросов перемещения по совокупности гравитационных разломов, развивающихся в аллохтоне, являются сбросовыми, а у сбросов, наоборот, - надвиговыми (взбросовыми), причем разрывы располагаются в лежащем крыле. В то же время описанная особенность развития полосы распространения гравитационных нарушений не служит причиной для выделения ее в отдельную разломную зону, так как ее происхождение и дальнейшее развитие обусловлено подвижками по находящемуся сначала на глубине, а затем вышедшему на поверхность магистральному сместителю.

Как свидетельствует анализ материалов по природным разломным зонам, сеть гравитационных разрывов до поздних степеней развития (т. е. сосредоточенных зон), по-видимому, не доходит. Даже при смещениях по образовавшемуся в крупной разломной зоне магистральному сместителю развитие гравитационных разрывов по мере прорастания в глубину все больше и больше ограничивается сжатием, возникающим при изгибе "корневых частей" отседающих блоков. Исчезает необходимость и в развитии трансформационных разломов. Вследствие этого среди гравитационных разрывов выделяется всего шесть систем, аналогичных (в рамках тектонофизического подхода) опережающим нарушениям ранних этапов развития разломных зон (см. рис. III.24 и диаграммы для сопутствующих разрывов на рис. III.23).

Следовательно, общее количество систем разрывов в полных парагенезисах крупных разломов сдвигового типа равно 14, а у сбросов и взбросов (надвигов) оно

составляет 20. Участие в этих разрывных системах трансформационных и гравитационных составляющих объясняет происхождение оставшихся (после анализа опережающих нарушений) членов выявленных эмпирическим путем парагенезисов вторичных разломных зон (см. рис. III.8), в том числе продольных и поперечных сбросов в зонах сжатия, а также продольных взбросов в зонах растяжения. Более того, следует ввести в этот парагенезис новые члены – гравитационные сколы *n*-типа, которыми при сжатии являются косоориентированные сопряженные системы сдвигов, а при растяжении – поперечные взбросы и надвиги (см. рис. III.23). Последние не были выявлены в ходе спецкартирования из-за в целом достаточно редкого проявления полосы развития гравитационных структур в зонах растяжения, обнаружение которых еще более осложняется расположением в перекрытых осадками лежащих крыльях.

Что же касается гравитационных пересекающихся сдвигов, то они не были выделены отдельно ввиду совпадения с косоориентированными сдвигами полосы развития опережающих нарушений. Действительно, несмотря на отличия в их ориентировке на теоретических схемах (см. рис. III.23), в природе развитие пластических деформаций по мере сжатия приводит к существенному увеличению угла при σ_1 между уже образовавшимися системами сдвигов до 90 и более градусов, а различия в знаке движений по одноориентированным сдвигам редко устанавливается ввиду отсутствия надежных маркеров.

В связи с последней ситуацией следует подчеркнуть, что показанные на рис. III.23 парагенезисы разломов 2-го порядка, установленные путем приложения к условиям сжатия, растяжения и сдвига универсального парагенезиса разломных зон, являются полными в теоретическом отношении. Однако в конкретных разломных зонах вряд ли будут присутствовать все возможные системы разломов, так как при отсутствии поступательной миграции фронта разрывообразования многие из образованных на ранних этапах систем активизируются в изменившемся в процессе прогрессирующей деформации поле напряжений. При этом, как видно из рисунка, наиболее часто встречающейся ситуацией будет не образование новой системы нарушений, а смена знака движений по немного отличающейся по положению, уже имеющейся в разломной зоне системе. Вследствие этого, даже при реализации всех необходимых для формирования полного парагенезиса типов динамических обстановок, количество реально развивающихся разрывных систем будет меньше 14-и и, тем более, 20-и.

Таким образом, практическое значение полных парагенезисов определяется возможностью с их помощью более качественно интерпретировать происхождение разрывных сетей в конкретных природных регионах. При этом обстановки сжатия и растяжения отличаются от сдвиговой большим количеством разломных систем, так как остальные члены парагенезисов механически подобны (см. рис. III.23). Кроме того, отличие связано с присутствием в их зонах продольных разломов противоположного морфогенетического типа по сравнению с магистральным сместителем. То есть, если в зоне правого сдвига разломы 2-го порядка с аналогичными сместителю элементами залегания являются только правосдвиговыми, то в зонах крупных взбросов (надвигов) имеют место аналогичным образом ориентированные в пространстве сбросы и – наоборот.

Описанное обстоятельство затрудняет идентификацию режимов сжатия и растяжения, тем более, что сравнение составов парагенезисов разломов 2-го порядка у разломов, формирующихся при сжатии и растяжении, свидетельствует об их значительном подобии. Отличие имеет место лишь в группе прогрессирующих опережающих разрывов и магистральном сместителе. При этом положение последнего в зонах

растяжения практически совпадает с пространственной ориентировкой плоскостей одной из систем продольных гравитационных сбросов, а в зонах сжатия – с системой продольных гравитационных сбросов. Такое совпадение в строении разломных зон с вертикальным, но противоположным характером перемещений крыльев закономерно, так как в обоих случаях в процессе развития внутренней структуры имеет место и сжатие, и растяжение. В то же время характер их проявления различен в разнотипных зонах 1-го порядка, что позволяет отличать их друг от друга.

В какой-то мере таким отличием может служить взаимное положение полос сжатия и растяжения в пространстве, которое они занимают в соответствии с механизмом деформации. В наиболее общем случае у зон сжатия гравитационные разрывы располагаются в тылу полосы опережающих и оперяющих нарушений, а у зон растяжения они занимают фронтальное положение. Однако в результате больших перемещений и направленной во фронт миграции процесса разрывообразования полоса распространения ранее образовавшихся опережающих разрывов попадает в область действия гравитационных сил, что приводит к наложению разноплановых структур. Выражением такой структурной ситуации является присутствие в одном и том же участке разломной зоны противоположных по типу перемещений на одноориентированных разрывных плоскостях. Часто ввиду совпадения отдельных систем гравитационных и опережающих разрывов, последние активизируются под действием гравитации с противоположным знаком движений.

В целом для правильной идентификации режима формирования крупных природных дизъюнктивов должна анализироваться разрывная сеть в пределах достаточно больших территорий, так как единичные наблюдения сместителей 2-го порядка могут привести к неправильным выводам. При достаточной статистике наблюдений определение может быть сделано вполне однозначно путем оценки соотношения вкладов вторичных обстановок растяжения, сжатия и сдвига в формирование внутренней структуры зоны 1-го порядка. В крупных природных дизъюнктивах более чем 50-процентный вклад в разрывообразование обеспечивает генеральная обстановка, т. е. соответствующая обстановке 1-го порядка. Эти, полученные по геологоструктурным данным формулы отражают интегральную картину вкладов. Соотношения аналогичного типа, установленные по распространению разнотипных механизмов очагов землетрясений, отражающие вклады лишь активных разломов и поэтому соответствующие более поздним этапам развития зон, свидетельствуют об увеличении вклада генеральной обстановки до 60 % у взбросов или надвигов и почти до 80 % у сбросов и сдвигов.

Эти эмпирические соотношения отражают в количественной форме состав универсального парагенезиса, представленного на рис. III.23-24. Разломы, соответствующие по типу характеру магистрального сместителя, преобладают по количеству систем над разломами других типов. На поздних этапах развития разломных зон эволюционируют лишь те системы вторичных разрывов, которые отражают генеральную тектоническую обстановку. Кроме того, даже на ранних этапах, для которых характерно равенство в количестве систем с гравитационными разрывами, последние всегда распространены меньше, поскольку запаздывают в своем развитии, как производные от перемещений по системе опережающих разрывов. Разломы трансформационного типа занимают нейтральную позицию в этом отношении, а оперяющие разрывы в зонах сжатия при прочих равных условиях должны давать небольшие, но равные вклады в обстановки вторичных сжатия и растяжения.

Следовательно, соотношения процентных вкладов разнотипных динамических обстановок в формирование внутренней структуры крупных разломных зон показало,

что определяющую роль среди них играют опережающие разрывы. Все остальные группы нарушений лишь усложняют строение разрывной сети в зонах разломов на различных этапах ее развития, причем в зависимости от условий деформации – в разной степени.

Итак, крупные сбросы, сдвиги и взбросы (надвиги), являющиеся главными структурными элементами формирующихся при разнотипном внешнем нагружении областей сжатия, растяжения и сдвига, характеризуются более сложным строением по сравнению с зонами мелких тектонических нарушений. В пределах каждой из разновидностей зон присутствуют разломы 2-го порядка, относящиеся ко всем основным морфогенетическим типам, группирующимся по ориентировкам в системы. Наборы систем и их пространственные распределения варьируют для зарождающихся разломов и разломов поздних этапов развития. В связи с этим полные парагенезисы разломных зон 2-го порядка для крупных взбросов (надвигов), сбросов и сдвигов в тектоническом отношении существенно различны.

Однако тектонофизический подход к анализу выявленных эмпирическим путем парагенезисов позволил установить, что они образовались в соответствии с общими закономерностями разрывообразования в упруго-пластическом субстрате при прогрессирующей деформации транспрессивного скалывания, хотя и имеют некоторые отличительные особенности, связанные с ориентировкой этих зон скалывания в пространстве и направлением движений в их пределах. Это позволило предложить универсальный парагенезис разломов 2-го порядка для крупной разломной зоны, который в зависимости от характера движений и пространственного положения дает полные наборы систем, составляющих внутреннюю структуру зон сжатия, растяжения или сдвига в их тектоническом понимании. Парагенезис является тем методологическим “инструментом”, который открывает путь для проведения качественной интерпретации внутренней структуры зон сжатия, растяжения и сдвига, развивающихся в любых геодинамических режимах.

Охарактеризованные выше закономерности были выявлены на основе изучения внутренней структуры разломных зон, обнажающихся на поверхности в областях с активной тектоникой, и, следовательно, в полной мере относятся к верхней части земной коры. Формы их проявления в более глубоких горизонтах из-за вариаций условий деформирования должны меняться вслед за изменением самого характера разрывообразования, что может являться темой отдельного самостоятельного исследования. Кроме того, описанные в данной главе результаты касались разломных зон в целом, хотя не раз отмечалось, что организация разрывных сетей существенно отличается для отдельных этапов развития разнотипных дизъюнктивов, а в рамках одного этапа – в продольном и поперечном направлениях. Природные данные в силу известных причин позволили оценить эти вариации лишь в самом общем виде. Характер эволюции отдельных элементов парагенезиса, выделение объективно существующих стадий разломообразования, оценка типа его пространственной неравномерности, специфика при вариациях условий деформации и т. п. могут быть установлены на качественном и, особенно, количественном уровнях лишь при физическом моделировании процесса образования зон сжатия, растяжения и сдвига, описанию результатов которого посвящена следующая глава монографии.

Глава III.3. Внутренняя структура крупных разломных зон по данным экспериментальных исследований

III.3.1. Задачи моделирования и методика работ

Целью описанных в данной главе исследований было установление наиболее общих закономерностей процесса формирования внутренней структуры крупных зон сдвига, сжатия и растяжения литосферы на основе применения метода физического моделирования. При этом для каждой из разновидностей разломных зон проводились 1) количественная оценка закономерностей разрывообразования во времени, а также 2) анализ пространственного распределения разрывов и перемещений на разных этапах формирования внутренней структуры.

Экспериментальные работы дополняют результаты исследований крупных природных дизъюнктивов, главная задача которых состояла в выявлении для них полного, теоретически обоснованного парагенезиса разрывов 2-го порядка, а оценка (на качественном уровне) пространственно-временных особенностей его проявления считалась задачей второстепенной. Здесь акценты поменялись местами и главной задачей стало установление закономерностей эволюции опережающих разрывов в основном на поздних этапах развития разломных зон, которые для крупных дизъюнктивов, в отличие от мелких тектонических нарушений, характеризуются наибольшей длительностью. В связи с этим основное внимание уделялось анализу разрывных сетей зон сжатия, растяжения и сдвига, формирующихся в результате эволюции главным образом *R*-сколов, так как предыдущие исследования показали, что именно эти опережающие разрывы играют ключевую роль на поздних этапах развития крупных разломов. Что касается опережающих и сопутствующих разрывов, то наиболее общие закономерности их развития были установлены в ходе изучения природных дизъюнктивов или аналогичны таковым для опережающих нарушений, т. е. не потребовали целенаправленного исследования при моделировании.

R-сколы являются неперенными участниками структурообразования практически при любом типе моделирования, но степень их выраженности существенно различна. Так, при моделировании на горных породах [Bartlett et al., 1981] при высоких температурах и давлениях их эволюция осложняется присутствием сколов разных серий, возникающих на ранних этапах структурообразования. Сколы *R*- и *R'*-типов отчетливо проявляются в моделях из песка, но, по мнению М.А. Нейлора с соавторами [Naylor et al., 1986], результаты таких экспериментов могут быть корректнее всего отнесены к осадочному чехлу, тогда как свойствам больших объемов, охватываемых крупномасштабным разломообразованием, должна отвечать влажная глина. Однако различная по составу глина также дает некоторую специфику при разрывообразовании, способствуя лучшему проявлению одних структурных элементов и делая менее отчетливой выраженность других. Так, при моделировании на бентонитовой глине с использованием примерно аналогичной техники у С. Стоянова [1977] существенную роль в формировании структуры сдвиговых зон играли *R'*-сколы, а у М.В. Гзовского [1975] – разрывы растяжения *e*-типа.

Наиболее подходящим для выполнения поставленных задач является тот тип моделирования, который использовали иркутские тектонофизики [Борняков, 1981; Шерман и др., 1983], развивая экспериментальные исследования Дж.Д. Лоуэлла [Lowell, 1972], Р.Е. Вилькокса с соавторами [Wilcox et al., 1973], Дж.С. Чаленко [Tchalenko, 1970], Р. Френда [Freund, 1974], Т.П. Хардинга [Harding, 1974; Harding, Lowel, 1979] и других. Эксперименты проводились при нормальных условиях на као-

линовой глине разной влажности с использованием различных способов нагружения, причем в любом случае при структурообразовании доминировали R -сколы. Нарушения e -типа, связанные с растяжением, имели место лишь при моделировании на очень вязкой глине. Разрывы, обусловленные переиндексацией осей, развивались на самых ранних этапах разрывообразования в отдельных сериях экспериментов (например, сдвиги и надвиги [Разломообразование..., 1994]). R' -сколы имели место на ранних этапах структурообразования практически во всех моделях, но степень их развития могла регулироваться до начала эксперимента, так как было установлено, что взаимоотношения сопряженных сколов Риделя определяются главным образом реологией глинистой пасты и скоростью нагружения модели. Следовательно, выбранный тип моделирования обеспечил возможность изучения ранних этапов развития разломных зон на примере R - и R' -сколов, а более поздних – путем исследования R -сколов и разрывов, возникающих в результате их эволюции.

Перед проведением экспериментальных работ была специально изучена конкретная паста (глина для ее получения взята в карьере Ново-Разводная, г. Иркутск), чтобы, во-первых, показать, насколько ее структурно-механические свойства при деформировании в лабораторных условиях соответствуют упруго-пластическому поведению литосферы в процессе крупномасштабного разломообразования и, во-вторых, определить отдельные численные показатели этих свойств для использования в критериях подобия модели и природного аналога. Ниже изложены лишь основные результаты работ, полное описание которых представлено в специальной публикации [Семинский, 1986а].

Изучение глинистых паст различной влажности проводилось несколькими методами. Общие свойства (гранулометрический состав, удельный вес, консистенция, пористость, влагоемкость, сжимаемость и др.) определялись сотрудниками кабинета грунтоведения ИЗК СО РАН способами, предусмотренными в государственных стандартах. Реологические характеристики материала, наиболее интересные в свете поставленных задач, изучались нами на оригинальном оборудовании в процессе деформации скалывания 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 по существующим классификациям представляет собой малопрочную твердообразную структурированную систему, которой присущи следующие особенности реологии: 1) предел текучести, отчетливо разделяющий области обратимых и необратимых деформаций (рис. III.25); 2) обратимые деформации, обусловленные наличием в материале мгновенной и замедленной упругости; 3) необратимые деформации, обусловленные одновременным существованием вязкого и пластического видов течений при преобладании последнего в рассматриваемых условиях; 4) нелинейный характер связи скорости деформации с напряжением (см. рис. III.25); 5) ступенчатый вид снижения эффективной вязкости с возрастанием напряжения, что свидетельствует о характерных значениях вязкости, остающихся постоянными в определенных интервалах значений напряжения и соответствующих разной степени нарушенности структуры (см. рис. III.25); 6) уменьшение значений основных количественных параметров по мере увеличения нарушенности (в частности, при увлажнении, при увеличении напряжения или с течением времени при динамическом нагружении) структуры материала (рис. III.25-27); 7) наличие релаксации напряжений.

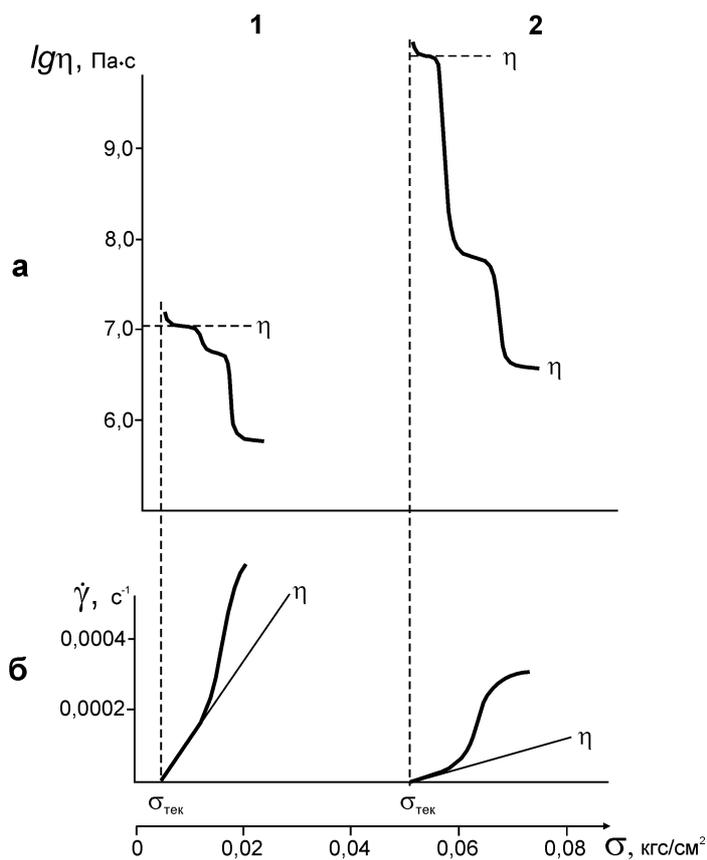


Рис. III.25. Графики зависимости логарифма эффективной вязкости (а) и скорости деформации (б) от напряжения для паст с влажностью 38 % (1) и 26,9 % (2).

Обозначения: $\sigma_{\text{тек}}$ – предел текучести; η – вязкость практически неразрушенной структуры.

Перечисленные свойства дают основание отнести исследованную глинистую пасту (с пределами изменения влажности 26-40 %) к упруго-пластическим материалам, причем в рассматриваемых условиях деформирования для нее характерно преобладание упругости и пластичности над остальными реологическими свойствами. Следовательно, вопрос о правомерности использования глинистой пасты в качестве материала для моделирования поведения литосферы при крупномасштабном разломообразовании решается положительно. Кроме того, некоторые из полученных при исследовании структурно-механических свойств глинистых паст количественные параметры (например, удельный вес и вязкость) могут быть использованы для составления уравнений подобия. Что же касается остальных параметров (табл. III.1), то знание их значений для паст разных влажностей необходимо для более качественной интерпретации результатов моделирования.

Таблица III.1

Количественные характеристики реологических свойств модельного материала

Влажность, %	Параметры глинистой пасты		
	Вязкость (Па·с)	Модуль сдвига (кгс/см ²)	Период релаксации (час)
26	1.05×10^{10}	1.950	15.25
27	3.55×10^9	1.500	6.70
28	1.26×10^9	1.100	3.24
29	4.79×10^8	0.580	2.34
30	1.74×10^8	0.300	1.64
31	7.94×10^7	0.150	1.50
32	4.37×10^7	0.100	1.24
33	2.51×10^7	0.080	0.85
34	1.74×10^7	0.075	0.66
35	1.26×10^7	0.073	0.49
36	9.12×10^6	0.070	0.37

37	7.24×10^6	0.070	0.29
38	6.17×10^6	0.070	0.25
39	5.01×10^6	0.070	0.20
40	4.57×10^6	0.070	0.18

Следующим этапом подготовки экспериментальных работ был выбор условий подобия, которым должно удовлетворять моделирование природных объектов, чтобы его результаты были корректны. Теория подобия в приложении к воспроизведению различных тектонических процессов описана А.И. Шемендой [1983], А.А. Бабичевым [1987] и С.И. Шерманом [1984], причем последним автором уравнения подобия приведены в удобной для использования табличной форме. В соответствии с этой таблицей масштабные коэффициенты для руководящих параметров моделирования вычислялись на основе комплексного критерия подобия:

$Lt\gamma / \eta = const$, где L – линейный размер, t – время, γ – удельный вес и η – вязкость.

При усредненных значениях характеристик разломообразования в природных условиях (толщина литосферы – 10^5 м, продолжительность процесса формирования крупного разлома ≈ 10 -100 млн лет, удельный вес – $2.7 \cdot 10^4$ Н/м³, вязкость – 10^{21} Па·с), а также определенных ранее параметрах реологических свойств модельного материала и количественных характеристиках условий деформирования в лаборатории (толщина деформируемого слоя – 0.07 м, продолжительность эксперимента –

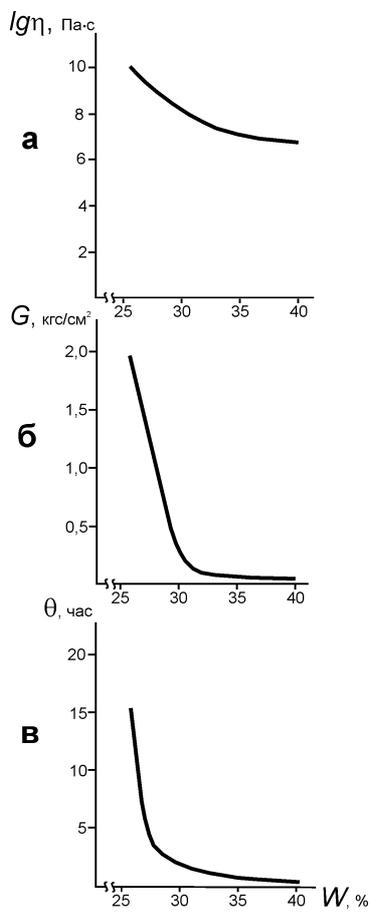


Рис. III.26. Общий вид кривых изменения логарифма вязкости (а), модуля упругости (б) и периода релаксации (в) глинистой пасты с практически неразрушенной структурой от ее влажности, полученных в условиях статического нагружения.

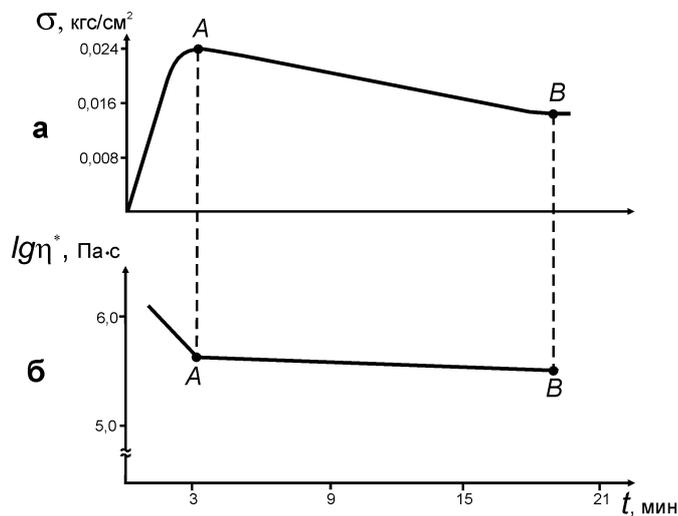


Рис. III.27. Общий вид графиков изменения напряжения (а) и логарифма псевдовязкости (б) в ходе эксперимента. Кривые получены при испытаниях глинистой пасты с влажностью 33 % в условиях динамического нагружения со скоростью деформирования 6 мм/мин.

$3.6 \cdot 10^3$ с, удельный вес – $2 \cdot 10^4$ Н/м³, вязкость – 10^7 Па·с) 1 км на местности соответствует 1 мм в модели и 1 млн лет в природе – 1 мин эксперимента. Эти масштабные коэффициенты в принципе могут быть использованы для перенесения отдельных численных характеристик, полученных в эксперименте на природные объекты. Следовательно, соблюдение критериев подобия не только обеспечивает корректность моделирования, но и позволяет (пусть приближенно) оперировать конкретными численными величинами.

Экспериментальные работы проводились на установке “Разлом” (рис. III.28), которая предназначена для моделирования различных типов тектонических структур на упруго-пластичных образцах путем их деформирования при помощи движущихся жестких штампов. В наших исследованиях такими штампами были А, Б и В, так как их относительные перемещения позволяли создавать в располагающихся сверху моделях зоны сжатия, растяжения или сдвига. Специфика способов нагружения будет рассмотрена в разделах, посвященных описанию каждой из разновидностей промоделированных структур.

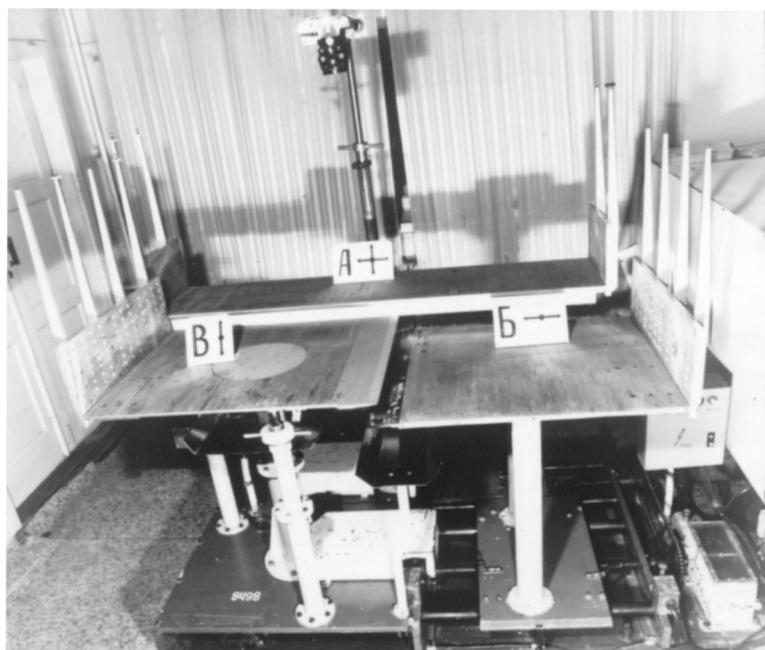


Рис. III.28. Общий вид установки “Разлом” для проведения тектонических экспериментов.

На табличках буквами обозначены штампы, а стрелками – возможные направления их перемещений.

Перед формированием модели измерялась влажность глинистой пасты, по величине которой с использованием табл. III.1 легко устанавливались значения необходимых реологических характеристик материала для его практически неразрушенной структуры. Форма образцов была прямоугольной, причем независимо от способа нагружения их минимальный размер всегда превышал 50 см, что позволяло получать информацию лучшего качества при обработке результатов экспериментов лишь на центральной части модели. Использование специальных боковин давало возможность менять толщину модели от 2 до 14 см, что при переводе через масштабные коэффициенты соответствует различным мощностям литосферы (20-140 км). Деформирование моделей проводилось с постоянными в течение одного опыта скоростями (10^{-5} , 10^{-4} , 10^{-3} м/с), которые охватывали интересующий нас интервал изменения данного параметра при крупномасштабном разломообразовании (0.6, 6, 60 мм/год).

В подавляющем большинстве случаев модели были однослойными. Нарушение внешней аналогии между моделью на жестком штампе и литосферой, подстилаемой менее вязкой астеносферой, в рамках наших исследований оправдано. При де-

формации скалывания, воспроизводимой и в моделях, возникает парагенезис разрывов 2-го порядка, который, как было показано в предыдущей главе, характерен для зон крупных разнотипных разломов, развивающихся в неоднородной литосфере различных природных регионов. Кроме того, результаты некоторых исследований [Разломообразование..., 1992, глава 6; Davy et al., 1995], включая и наши немногие опыты на двухслойных моделях, свидетельствуют о подобии на качественном уровне развообразования в зонах скалывания, формирующихся в одно- и двухслойных моделях, хотя количественные параметры процесса (длительность характерных временных отрезков, размеры разрывов и т. п.) могут существенно варьировать. Что же касается результатов экспериментальных работ на двухслойных моделях [Dauteuil, Mart, 1998], отличающихся по парагенезисам разрывов и стадийности процесса от полученных ранее на однослойных образцах, то они настолько специфичны, что, по нашему мнению, пока не могут применяться к широкому кругу природных объектов. В связи с этим на данном этапе исследований было необходимо установить наиболее общие закономерности формирования разрывных сетей в зонах сжатия, растяжения и сдвига для однослойных моделей, которые затем станут основой для выявления специфики их проявления в двухслойной среде.

Учитывая специфику поставленных задач, методика проведения наших экспериментов отличалась от работ предшественников тем, что деформирование модели осуществлялось с остановками, во время которых проводилось фотографирование ее поверхности. 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 разломной зоне и в то же время позволяет фиксировать 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”

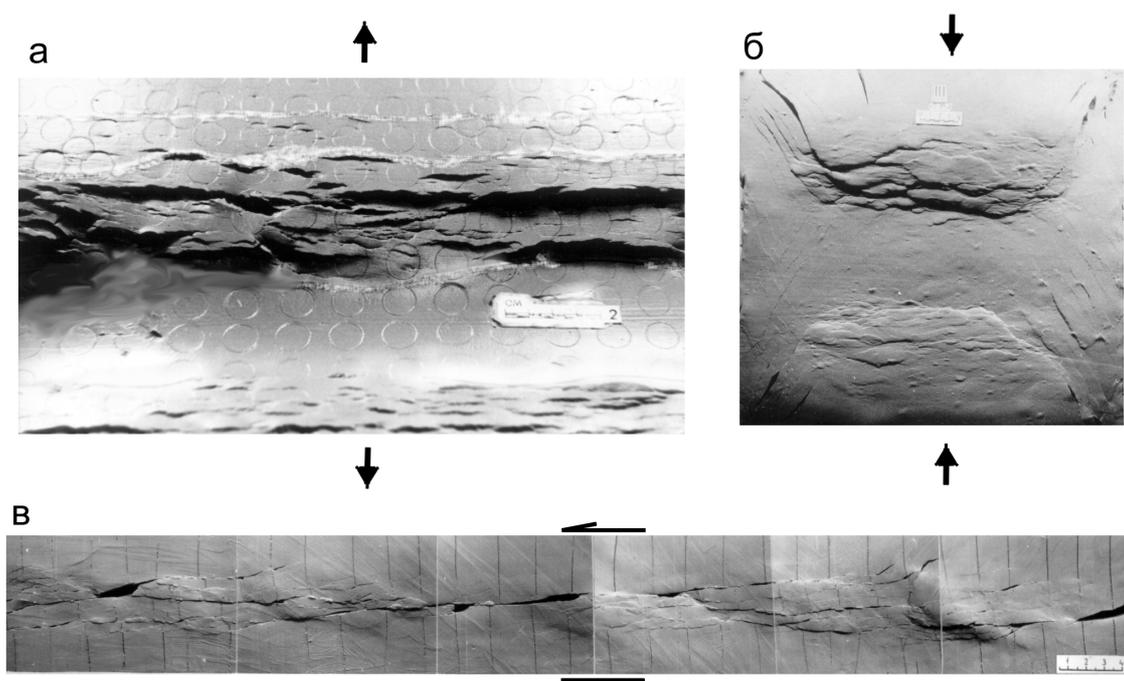


Рис. III.29. Фотографии поверхностей моделей для заключительных этапов формирования зоны растяжения (а), сжатия (б) и левого сдвига (в).

разрывных нарушений. Модель деформировалась, пока на ее поверхности не появился единый и непрерывный разрыв, что свидетельствовало о полном разрушении изучаемого образца. В результате для каждого эксперимента были получены фотографии отдельных этапов разрывообразования, примеры которых для зон растяжения, сжатия и сдвига показаны на рис. III.29. Они использовались для построения структурных схем разрывов, которые и служили исходным материалом для дальнейшей обработки экспериментальных данных.

В целом по описанной методике было проведено несколько серий экспериментов (всего более 100 опытов) по моделированию процесса разрывообразования в зонах сжатия, растяжения и сдвига. Общим для всех поставленных серий было варьирование условиями деформации (толщина разрушаемого слоя, вязкость материала, скорость деформирования). Это позволило выявить общие закономерности изменения количественных параметров разрывной структуры разломной зоны в различных режимах нагружения, и, следовательно, переносить полученные результаты на более широкий круг природных ситуаций.

III.3.2. Зоны сдвига

Наибольшее количество экспериментов было проведено при моделировании сдвиговых зон, так как они, судя по полученным формулам вкладов, являются наиболее распространенным в природе морфогенетическим типом разломов и, главное, – “нечувствительны” к гравитационному фактору. Последнее обеспечивает возможность исследования пространственно-временных закономерностей разрывообразования в наиболее “чистом” виде, а уже затем оценивать в какой мере они свойственны сбросам и взбросам, развивающимся при осложняющем влиянии силы тяжести.

Ранее было показано, что крупные сдвиговые зоны могут образовываться при двух способах приложения нагрузки к деформируемому объему: при сжатии (или растяжении), когда развиваются две сопряженные разломные зоны, и при простом скалывании (иначе – срезе), когда формируется одна зона под действием пары сил, действующих в одной плоскости, но направленных навстречу друг другу (см. рис. I.2). Поскольку в обоих случаях в разломных зонах реализуется один вид деформации, и разрывная структура характеризуется подобием [Шерман и др., 1983], закономерности ее формирования изучались при наиболее простом для воспроизведения срезом типе нагружения. Деформирование модели из глинистой пасты, располагающейся на двух штампах, осуществлялось за счет смещения одного из них в горизонтальном направлении. Главные особенности эволюции структуры на поверхности хорошо видны из поэтапных структурных схем (рис. III.30) и были описаны на качественном уровне предыдущими исследователями (раздел III.1.3). Спецификой наших работ была количественная оценка изменения разрывных сетей во времени и пространстве, что дает возможность выявить те закономерности формирования крупных сдвиговых зон, которые не могут быть определены визуально.

3.2.1. Количественная оценка временных закономерностей разрывообразования в сдвиговой зоне

Для выявления временных особенностей разрывообразования использовались четыре главных параметра: длина максимального (наиболее протяженного) разрыва в зоне (L_M), угол его наклона к оси зоны (λ), средняя ширина зоны (M) и общее количество разрывов, фиксируемых на участке зоны длиной в 1 м (N). В результате

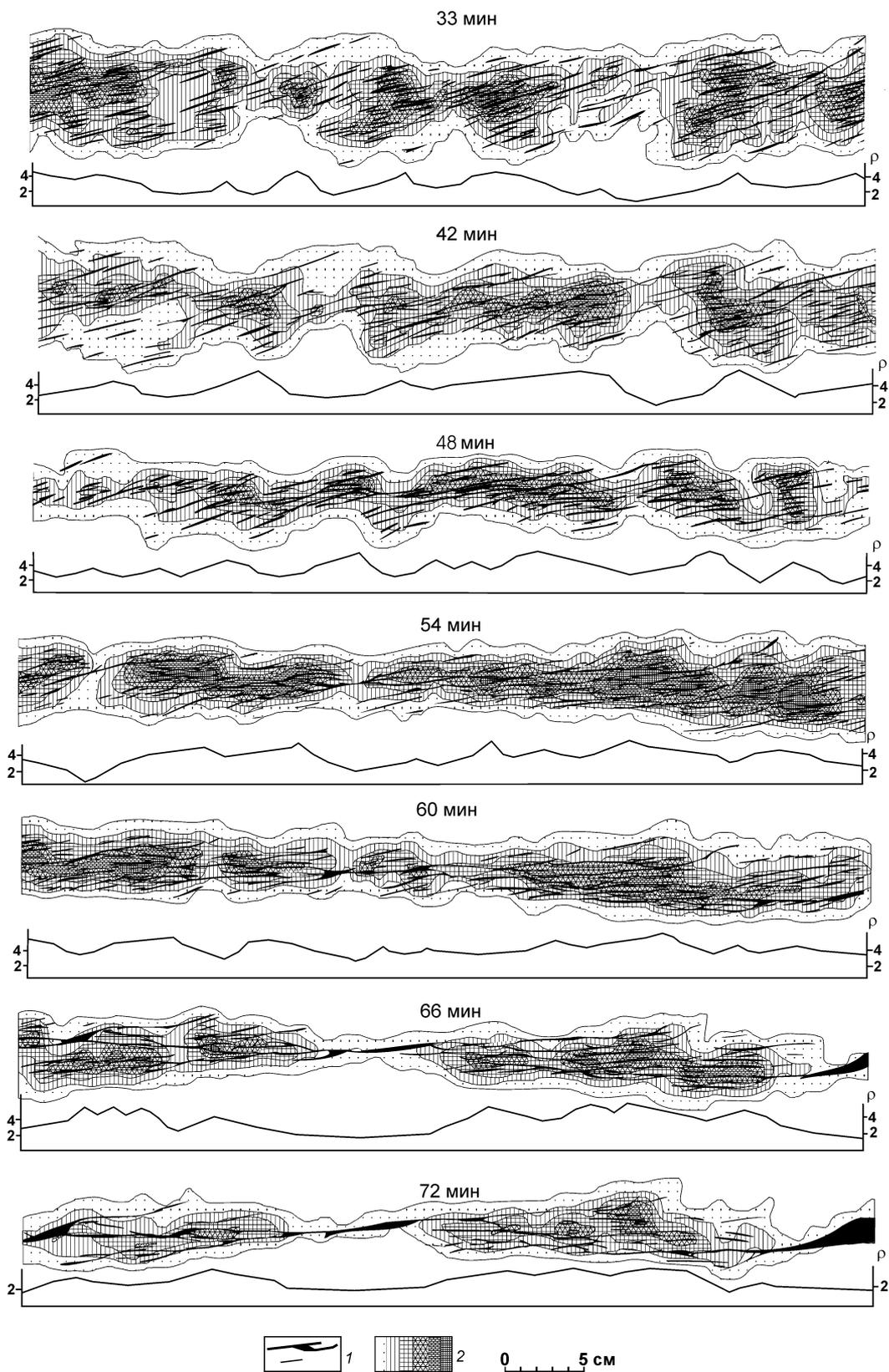


Рис. III.30. Структурные схемы разрывов, графики и карты распределения их плотности ρ в изолиниях, соответствующие отдельным этапам формирования сдвиговой зоны в упруго-пластичной модели.

Обозначения: 1 – разрывы; 2 – области с различным количеством разрывов в единице площади (интенсивность штриховки пропорциональна плотности).

проведения опытов при разных условиях деформирования моделей был собран большой количественный материал, позволяющий оценить вариации перечисленных параметров во времени.

Рис. III.31 в целом свидетельствует об увеличении длин разрывов в ходе формирования сдвиговой зоны за счет их прорастания и объединения друг с другом. При этом видно, что за один и тот же промежуток времени в начале деформирования образуются нарушения меньшей длины, чем на заключительных этапах формирования разломной зоны.

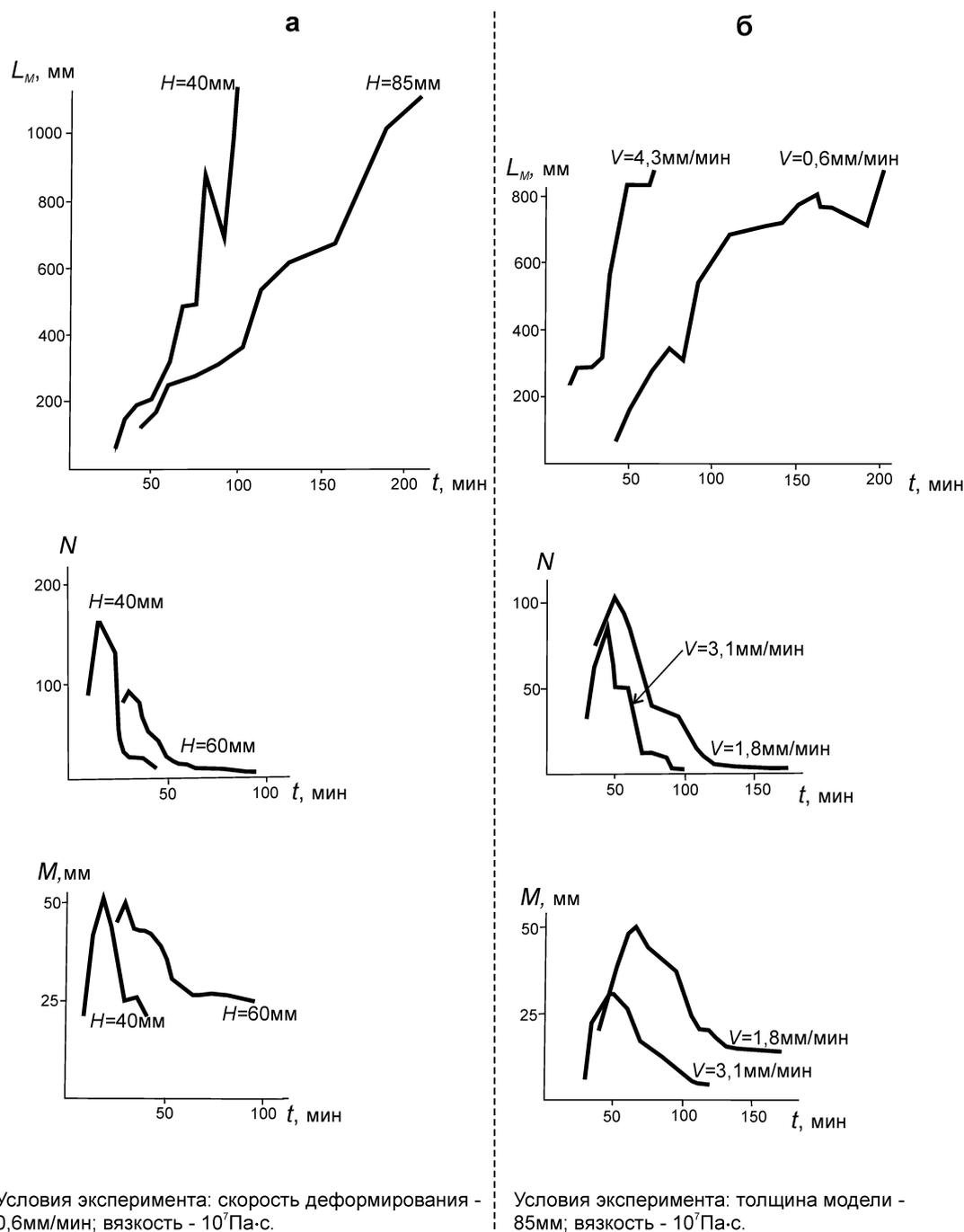


Рис. III.31. Влияние толщины модели (H) (а) и скорости деформирования (V) (б) на характер зависимостей длины максимального разрыва (L_M), количества разрывов (N) и ширины сдвиговой зоны (M) от времени течения процесса (t).

Угол наклона разрыва максимальной длины к оси зоны меняется в ходе деформирования от 25° до нуля, что отражает общую тенденцию временных вариаций данного параметра для всех нарушений R -типа (см. рис. III.30). Значение рассматриваемого параметра, соответствующее моменту появления разрывов R -типа, позволяет, зная наклон к оси сдвиговой зоны разрывов второй сопряженной системы, т. е. R' -сколов (85°), определить значение угла скалывания ($\alpha = 30^\circ$) и положение осей напряжений ($\sigma_1 - 55^\circ$) в момент их возникновения. Оно, даже при смещении штампов экспериментальной установки параллельно друг другу, свидетельствует о небольшой транспрессии. Постепенное вращение R -сколов по ходу часовой стрелки (для левосдвиговой зоны) при деформировании определяется не только “кинематической зависимостью” положения будущего сместителя над границей между штампами. Данное явление, хотя и менее выражено, но имеет место при формировании сдвиговой зоны в модели, когда нагрузка к ней приложена с боков [An, Sammis, 1996], и является характерной особенностью сдвигообразования, происхождение которой может быть объяснено следующим образом.

Согласно исследованиям Ж. Мандла [Mandl, 1988], оси напряжений при деформации в условиях транспрессии вращаются пока не займут положение под углом 45° к простиранию сдвига. Кроме того, несмотря на увеличение нарушенности субстрата в зоне сдвига, нагрузка продолжает возрастать вследствие упрочнения. В соответствии с приведенными в главе II.2 материалами, угол скалывания в описанных условиях должен увеличиться. Даже если это увеличение будет минимальным (5°), разрывы R -типа с учетом разворота осей напряжений на 10° (по $\sigma_1 - с 55^\circ$ до 45°) займут положение с наклоном 10° к оси сдвига. Именно под таким углом и образуется магистральный разрыв в кинематически независимых условиях [An, Sammis, 1996]. В наших же экспериментах наличие границы между штампами “принуждает” R -сколы разворачиваться дальше, пока рассматриваемый угол не уменьшится до нуля и, максимальный по длине магистральный разрыв не займет положение, параллельное оси сдвиговой зоны.

В отличие от длины максимального разрыва и угла его наклона к оси зоны сдвига значения двух других параметров тесно взаимосвязаны и претерпевают аналогичные изменения во времени. Вначале количество активных разрывов и ширина полосы их распространения (т. е. сдвиговой зоны) резко увеличиваются и достигают максимальных величин за короткий по сравнению с общей продолжительностью разрывообразования промежуток времени (см. рис. III.31). Затем наблюдается постепенное уменьшение рассматриваемых параметров до минимальных значений, обусловленных возникновением в конце эксперимента единого магистрального разрыва.

На рис. III.31 показаны кривые изменения длины максимального разрыва, ширины сдвиговой зоны и количества разрывов в ее пределах во времени при различных значениях толщины разрушаемой модели и скорости деформирования. Видно, что эти параметры не оказывают влияния на общий вид временных вариаций рассматриваемых параметров. Однако вариации скорости деформирования и толщины модели влияют на продолжительность формирования сдвиговой зоны, что приводит к изменению положения графиков относительно осей координат. Для меньших скоростей и моделей большей толщины процесс разрушения происходит медленнее: первые трещины и магистральный разрыв появляются позднее, а кривые выполаживаются. Это закономерно, если учесть, что 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.

Таким образом, общие тенденции временных изменений количественных параметров внутренней структуры сдвиговой зоны подтверждают закономерности, установленные визуально, и не противоречат существующим представлениям о механике разрушения сплошных сред. Синхронные изменения количественных характеристик внутренней структуры 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. То же относится и к описанным ниже деталям временных вариаций рассматриваемых параметров внутренней структуры.

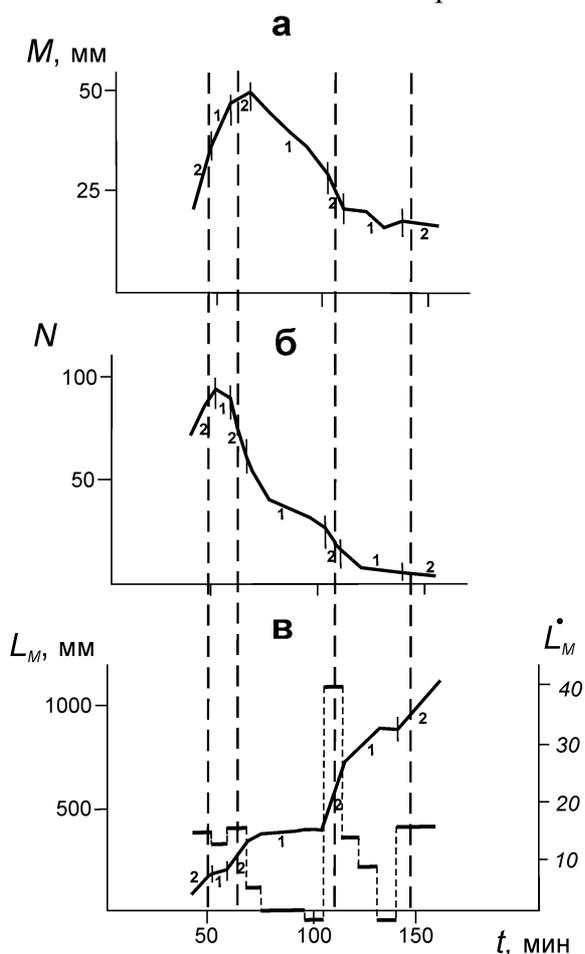


Рис. III.32. Графики зависимости ширины зоны (M) (**а**), количества разрывов (N) (**б**), длины максимального разрыва (L_M) и ее производной ($L_M \cdot$) (**в**) от времени формирования сдвиговой зоны (t) (условия эксперимента: скорость деформации – 0,6 мм/мин; вязкость – 10^7 Па·с; толщина модели – 60 мм).

Периоды постепенного и быстрого изменения разрывной структуры показаны, соответственно, арабскими цифрами 1 и 2. Пунктирные линии разделяют стадии, отмеченные римскими цифрами.

Эксперименты показали, что для всего процесса разрывообразования в сдвиговой зоне характерно существование нескольких пар выделенных выше участков, причем их количество зависит от условий деформирования. В связи с установленной

динамическом равновесии. То же относится и к описанным ниже деталям временных вариаций рассматриваемых параметров внутренней структуры.

Действительно, 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. III.32в видно, что для изучаемого графика характерно существование двух типов участков, которым соответствуют разные особенности изменения длины максимального разрыва во времени. Участки постепенного увеличения рассматриваемого параметра (1-й тип) чередуются с отрезками, в пределах которых длина максимального разрыва резко возрастает (2-й тип), что особенно отчетливо видно на графике изменения ее первой производной (см. рис. III.32в).

Совместное изучение трех рассматриваемых параметров внутренней структуры свидетельствует об их синхронных вариациях, и для каждого отдельно взятого отрезка времени характерно всегда одно и то же поведение всех описываемых величин (см. рис. III.32). Так, участкам изгиба ломаной, построенной для длины максимального разрыва, соответствует замедление в уменьшении количества разрывов и сужении зоны сдвига. Моментам резкого возрастания длины максимального разрыва отвечают скачкообразные изменения двух других рассматриваемых параметров.

таким образом неслучайной дифференциацией процесса формирования сдвиговой зоны на ряд временных отрезков, в течение которых внутренняя структура развивается по-разному, появилась возможность исследовать стадийность разрывообразования. Результаты всех поставленных при разных условиях деформирования опытов свидетельствуют о большей продолжительности существования участков 1-го типа, которые собственно и отвечают за стадию структурообразования, когда разрывы в сдвиговой зоне развивается постепенно, что и отражается в плавных изменениях ее количественных характеристик. Эти стадии отделяются друг от друга интенсивными структурными перестройками, представленными более короткими участками 2-го типа.

Сравнительно большая продолжительность перестроек объясняется частичной несинхронностью протекания достаточно быстрого процесса на отдельных участках сдвиговой зоны. В связи с этим единовременными границами между стадиями считались те моменты, когда производные, вычисленные для кривых изменений параметров внутренней структуры по времени, принимали экстремальные значения: максимальные – для длины и минимальные – для двух других параметров. Четкие временные границы между стадиями развития сдвиговой зоны облегчают сравнение результатов различных экспериментов, а также перенесение полученных закономерностей на природные объекты. Однако прежде необходимо рассмотреть, что скрывается за изменениями значений тех или иных количественных характеристик разрывной сети.

В течение стадии развития сдвиговой зоны параметры внутренней структуры в своих вариациях сохраняют те же тенденции, что и для всего процесса в целом. Длина максимального разрыва постепенно возрастает, а количество разрывов и ширина сдвиговой зоны, начиная с определенного момента, уменьшаются со временем. То есть эволюция структуры идет по пути уменьшения количества разрывов в сдвиговой зоне за счет их прорастания и объединения друг с другом, причем структурообразование концентрируется все в меньшем объеме материала.

Каждой стадии структурообразования присущи строго определенные взаимоотношения между разрывами, что отражают графики зависимости количества разрывов от их длины, построенные для отдельных этапов эксперимента в логарифмических координатах (рис. III.33). Они группируются в несколько пучков, каждый из которых соответствует одной из стадий, выделенных по вариациям количественных параметров внутренней структуры во времени. Следовательно, в течение отдельных промежутков времени (стадий) самоподобие процесса структурообразования не нарушается. Справедливость данного вывода подтверждают более поздние исследования [Борняков, Шерман, 2000], которые показали, что фрактальный показатель, отражающий те же свойства разрывной сети, что и графики рис. III.33, сохраняется примерно постоянным в течение отдельных сближенных во времени этапов сдвигообразования (принадлежащих к одной стадии) и, как правило, значительно изменяется при переходе от одного этапа к другому (моменты структурных перестроек). Все это в совокупности с описанными выше синхронными изменениями параметров структуры во времени является неопровержимым доказательством объективности существования и справедливости выделения стадий развития сдвиговой зоны. Последнее имеет принципиальное значение, так как предыдущие исследователи стадийности разрывообразования в экспериментально полученных и особенно природных сдвиговых зонах руководствовались главным образом качественными (а значит – субъективными) критериями.

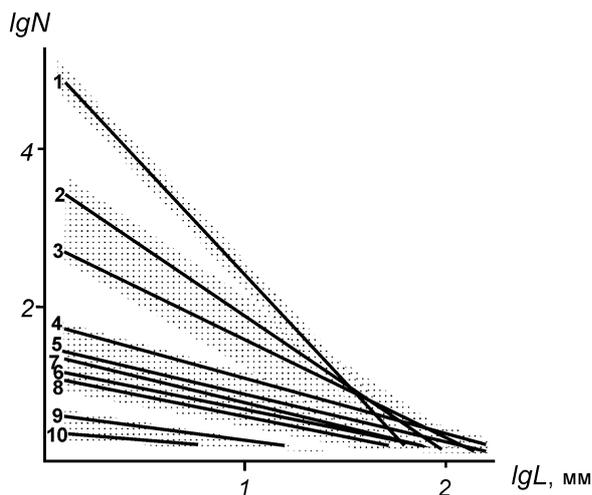


Рис. III.33. Графики зависимости количества разрывов от их длины, представленные для отдельных временных этапов (1-10) развития сдвиговой зоны.

Пучки линий, отмеченные крестом, соответствуют четырем стадиям разрывообразования: I – 1; II – 2 и 3; III – 4, 5, 6, 7 и 8; IV – 9 и 10.

Условия эксперимента: скорость деформирования - 0,6 мм/мин; вязкость – 10^7 Па·с; толщина модели – 60 мм.

Как показали эксперименты, в конце стадии разрушение как бы тормозится в своем развитии. Количество нарушений, ширина зоны сдвига, длина максимального разрыва на протяжении определенного времени деформирования либо сохраняют практически постоянные значения, либо изменяются не так интенсивно, как в начале стадии (см. рис. III.31-32). 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, как качественный переход от одного сравнительно стабильного состояния структуры в зоне сдвига к другому, требует значительных энергетических затрат. Именно поэтому перед каждой перестройкой наблюдается описанное выше торможение в процессе разрушения, когда накапливается энергия для существенных структурных изменений в зоне сдвига. Когда ее оказывается достаточно, происходит лавинообразное разрушение "перегородок" между наиболее крупными разрывами, составляющими сдвиговую зону. Это приводит к изменению напряженного состояния, так как протяженные разрывы вызывают перераспределение напряжений и, в частности, их падение в значительных объемах деформируемого материала. Продолжительность структурной перестройки несомненно зависит от условий деформирования. Протекая практически мгновенно при хрупком разрушении, она будет значительной по времени при крупном разломообразовании, когда пластическое поведение субстрата усиливается масштабностью явления, роль которой обсуждалась выше.

После структурной перестройки многие мелкие разрывы, попав в зону влияния новообразованных крупных нарушений, прекращают развитие и переходят в латентное существование. Отражением этих структурных изменений, происшедших при переходе от одной стадии структурообразования к другой, в параметрах разрывной сети является увеличение длины разрывов, уменьшение их количества, а также сокращение ширины зоны сдвига. Далее процесс протекает в нормальных условиях на следующей стадии, пока состояние разрушаемого объема не вступит в противоречие с внешними силами, т. е. до момента следующей структурной перестройки. Таким образом, происходит неравномерное во времени формирование внутренней структуры в зоне сдвига.

Результаты экспериментов свидетельствуют, 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 крупномасштабного разломообразования, не превышает пяти.

Итак, изучение параметров внутренней структуры сдвиговой зоны, в отличие от чисто визуальных наблюдений, позволило зафиксировать временную неравномерность процесса. Ее конкретным выражением в данном случае является стадийность формирования структуры сдвиговой зоны, когда процесс разрушения упруго-пластического тела осуществляется эволюционно-революционным путем, выражающимся в переходах от одного сравнительно стабильного состояния (стадии) через структурную перестройку к другому. Перестройки, несмотря на относительно короткое время 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 природных условиях, к примеру, является сейсмичность.

3.2.2. Количественная оценка пространственных закономерностей разрывообразования в сдвиговой зоне

Пространственные закономерности организации разрывной сети в сдвиговой зоне изучались путем анализа распределений в ее пределах структурных элементов и движений, количественными характеристиками которых, соответственно, являются плотность разрывов и амплитуда перемещений по ним. В связи с тождественностью воздействия внешних сил по простиранию модели и его изменением в поперечном направлении, изначально заложенным условиями нагружения, необходимо последовательно рассмотреть особенности распределения указанных параметров вдоль и вкрест простирания сдвиговой зоны. Следует отметить, что в модели еще до появления разрывов закладывается неравномерность разрушения, выражающаяся в распределении пластических деформаций [Михайлова, 1971; Стоянов, 1977; Борняков, 1981]. С течением времени это приводит к образованию сравнительно узкой зоны повышенных значений деформации, в которой на некотором удалении друг от друга располагаются хорошо локализованные максимумы данной величины, где впоследствии и появляются первые разрывные нарушения R' - и R -типов.

С целью изучения характера распределения дислокаций по простиранию формирующейся сдвиговой зоны для каждого этапа структурообразования строились карты плотности разрывов. На схемах, отрисованных по фотографиям, замерялось количество нарушений сплошности в единице площади. Диаметр окна палетки равнялся половине толщины деформируемой модели. На картах плотности разрывов, построенных для нескольких временных этапов одного из экспериментов (см. рис. III.30), отчетливо видна неравномерность распределения разрывов, имевшая место во всех изученных моделях. Кроме того, общим свойством распределений является чередование по простиранию разломной зоны максимумов и минимумов плотности, причем максимумы находятся примерно на одинаковых расстояниях друг от друга.

Для доказательства последнего тезиса все карты плотности вкрест простирания были разделены сетью профилей с последующим построением графиков (см. рис. III.30), на которых по оси абсцисс отмечалось местоположение каждого профиля, а по оси ординат – значение пересекающей его изолинии максимальной плотности (параметр ρ). Полученные кривые продольных изменений плотности разрывов иссле-

довались методом автокорреляции, который позволил установить их колебательный характер с преобладающим периодом, соответствующим среднему расстоянию между максимумами плотности нарушений в зоне сдвига (см. рис. III.30). Вариации рассматриваемого параметра во времени, судя по предложенным рисункам и другим аналогичным экспериментальным материалам, свидетельствуют о существовании общей тенденции увеличения расстояния между максимумами плотности в ходе деформирования.

Для заключительных этапов развития характерно наличие одного хорошо выраженного периода колебаний, т. е. отчетливо проявлена дифференциация зоны на участки повышенной и пониженной плотности разрывов. Очевидно, что в этом случае наиболее нарушенные участки являются теми комплексными структурными элементами природных разломов, которые Р.М. Лобацкая [1987] называет деструктивными полями, а Н.Г. Вудкок и М. Фишер [Woodcock, Fischer, 1986] - дуплексами. Из рис. III.30 видно, что эти структуры представляют собой области сочленения самых протяженных *R*-сколов, центральные части которых являются сегментами будущего магистрального сместителя (*Y*-тип). Рассматриваемые области ограничиваются с одной стороны окончаниями описанных выше наиболее протяженных разрывов, а с другой – *P*-сколами, что и послужило главной причиной их представления как нарушений, обеспечивающих соединение друг с другом *R*-сколов [Naylor et al., 1986; Mandl, 1988; Smith, 1993]. Поскольку дуплексы в однонаправленно развивающихся зонах скалывания формируются при сжатии, *P*-сколы часто приобретают дополнительную вертикальную составляющую смещения, отчего в некоторых наиболее ранних работах по моделированию сдвиговых зон их называли надвигами [Skempton, 1966; Tchalenko, 1970].

Внутреннее строение описываемых участков повышенной раздробленности может отличаться у сдвиговых зон, формирующихся в разных условиях деформирования. В целом оно будет усложняться с увеличением хрупкости в поведении деформируемого субстрата за счет появления систем разрывов 3-го, 4-го и т. д. порядков (куда, в частности, относятся сравнительно широко известные *X*- и *X'*-сколы) [Swanson, 1988]. Однако общей остается их суть, как наиболее нарушенных участков сочленения эшелонированных разрывов, а также определяющая роль в структурообразовании синтетических разрывов 2-го порядка *R*-, *P*- и *Y*-типов.

Р.М. Лобацкая [1987] отмечала, что рассматриваемые участки повышенной раздробленности имеют место в разломных зонах в течение всего времени их формирования. Экспериментальные результаты позволили не только подтвердить данный вывод, но и рассмотреть детали в проявлении их структурной эволюции. Из рис. III.30 видно, что существующие на заключительных этапах деформирования, хорошо выраженные области максимальной раздробленности закладываются с первых этапов разрывообразования в сдвиговой зоне. Вначале они включают в себя несколько мелких участков повышенной плотности разрывов и практически совершенно затушевываются в сложной картине раздробленности сдвиговой зоны. Однако по мере деформирования происходит упрощение их внутреннего строения и обособление на фоне находящихся рядом областей с низкой плотностью разрывов. Качественно аналогичный процесс имеет место при складкообразовании [Очерки..., 1977], когда в деформированном при сжатии слое сначала появляются сравнительно мелкие складки различной формы, затем некоторые из них развиваются лучше других и, в конце концов, образуют то сравнительно упорядоченное строение, которое заложено изначально условиями нагружения.

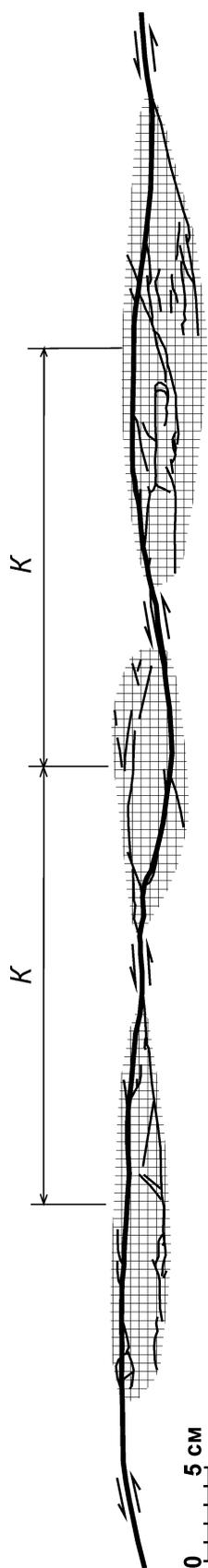


Рис. III.34. Волнистая форма магистрального сместителя (показан жирной линией), огибающего с разных сторон участки повышенной плотности разрывов 2-го порядка (заштрихованы) при деформации модели из упруго-пластического материала в условиях простого скальвания способом III.

Обозначения: K – расстояние между центрами участков максимальной нарушенности.

Таким образом, участки повышенной раздробленности, существующие в том или ином виде практически на всем протяжении процесса формирования сдвиговой зоны, являются отражением неоднородности разрушения 1-го порядка для рассматриваемых условий деформирования. Естественно, что эта неоднородность накладывает свой отпечаток и на распределение оперяющих нарушений.

Наши эксперименты показали, что в сравнительно идеальных условиях деформирования магистральный сместитель, образующийся в результате структурообразования в пределах участков сочленения крупных R -сколов, редко проходит в их центральных частях. Обычно он является краевым нарушением, причем, если в одном случае область сочленения оказывается в одном крыле, то соседний дуплекс будет располагаться в другом (рис. III.34). Именно этим и обусловлена изогнутость поверхности появляющегося магистрального сместителя, и, следовательно, не только неравномерное, но и периодическое (регулярное) распределение плотности оперяющих нарушений. Одним из путей структурной эволюции разрывов данного типа будет тот, который соответствует развитию дуплексов изгиба и выражается в постепенном выравнивании поверхности сместителя так, как это происходит у надвигов при прогрессирующем разрушении рампа лежачего блока [Woodcock, Fischer, 1986].

В связи с важной ролью неоднородности 1-го порядка в сдвиговой зоне было исследовано, как изменение условий деформирования влияет на ее количественные характеристики. На рис. III.35 показаны зависимости расстояния между центрами участков повышенной раздробленности от толщины разрушаемого слоя, скорости деформирования и логарифма вязкости материала модели. Видно, что в исследованных границах вариаций рассматриваемых величин наибольший вклад в изменение данного параметра вносит скорость деформирования, с увеличением которой расстояние между максимумами плотности разрывов уменьшается.

Итак, пластические и разрывные деформации в пределах сдвиговой зоны распределяются по ее простиранию неравномерно: максимумы, чередуясь с минимумами, располагаются примерно на одинаковом удалении друг от друга. Расстояние между максимальными 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 повышен-

ной 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 опережающих разрывов. Количественные параметры, характеризующие эту неоднородность, зависят от условий деформации и в первую очередь от ее скорости. Структурное развитие неоднородности разрушения 1-го порядка происходит и после образования магистрального сместителя за счет возникновения опережающих разрывов, эволюция которых в конечном итоге приводит к ее полному исчезновению.

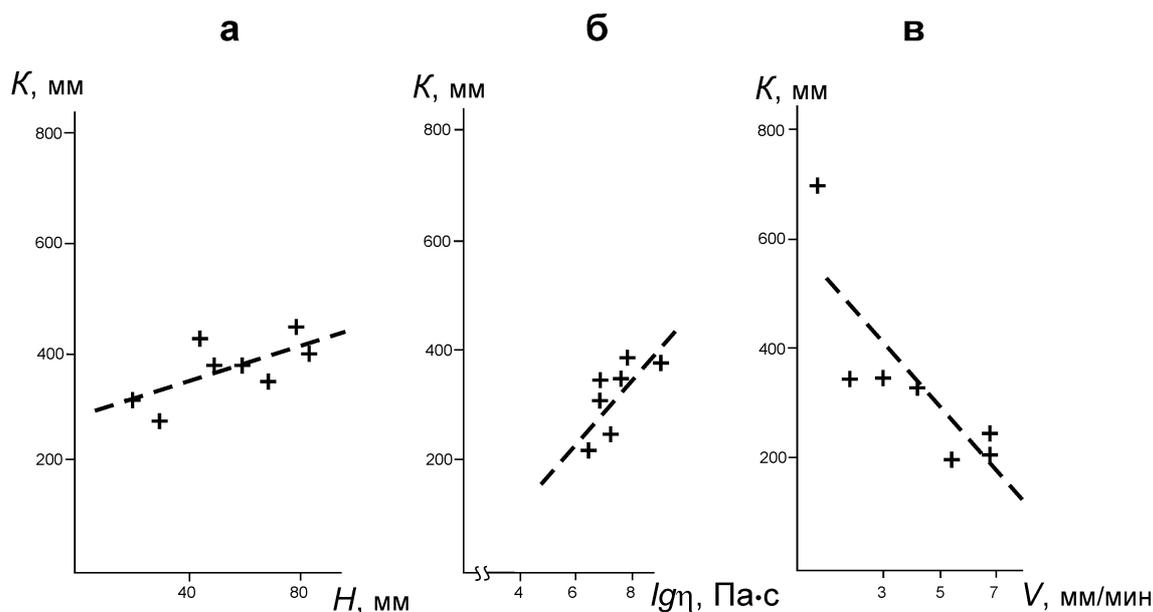


Рис. III.35. Графики зависимости расстояния между участками повышенной плотности разрывов в сдвиговой зоне (K) от толщины модели (H), логарифма вязкости ($lg\eta$) и скорости деформирования (V).

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

Теперь остановимся на характере нарушенности сдвиговой зоны в поперечном направлении. Кроме обусловленного условиями нагружения увеличения плотности разрывов от периферии к центру, варьирующего в деталях на разных участках сдвиговой зоны, в ее поперечной раздробленности есть определенные особенности. Для их выявления исследовалось положение зоны распространения опережающих разрывов на поверхности модели в отдельные этапы деформирования.

В качестве системы отсчета, относительно которой определялось положение зоны, был выбран магистральный разрыв, образующийся на заключительной стадии эксперимента. Его местонахождение фиксировалось и затем переносилось на структурные схемы предыдущих этапов сдвигообразования. Изучение особенностей распределения разрывов вкрест простирания сдвиговой зоны в конечном итоге сводилось к выяснению относительной степени раздробленности активного (к которому приложена нагрузка) и пассивного крыльев разлома.

При обработке экспериментальных данных зона распространения разрывов на каждой структурной схеме вкрест простирания разбивалась сетью профилей (рис. III.36). На их линиях измерялись размеры сдвиговой зоны в активном и пассивном крыльях, после чего из первого значения ширины вычиталось второе. Среднее

арифметическое найденных для всех профилей величин (параметр X) отражает положение оси зоны (средней линии) относительно магистрального разрыва на каждом этапе деформирования. Затем для всех экспериментов были построены графики зависимости положения оси зоны разрывов от времени течения процесса (рис. III.37), из анализа которых следует, что зона активных разрывов мигрирует во времени в поперечном направлении по поверхности разрушаемого объема. Миграции носят колебательный характер, и в ходе развития сдвига большая часть зоны находится то в активном, то в пассивном крыле.

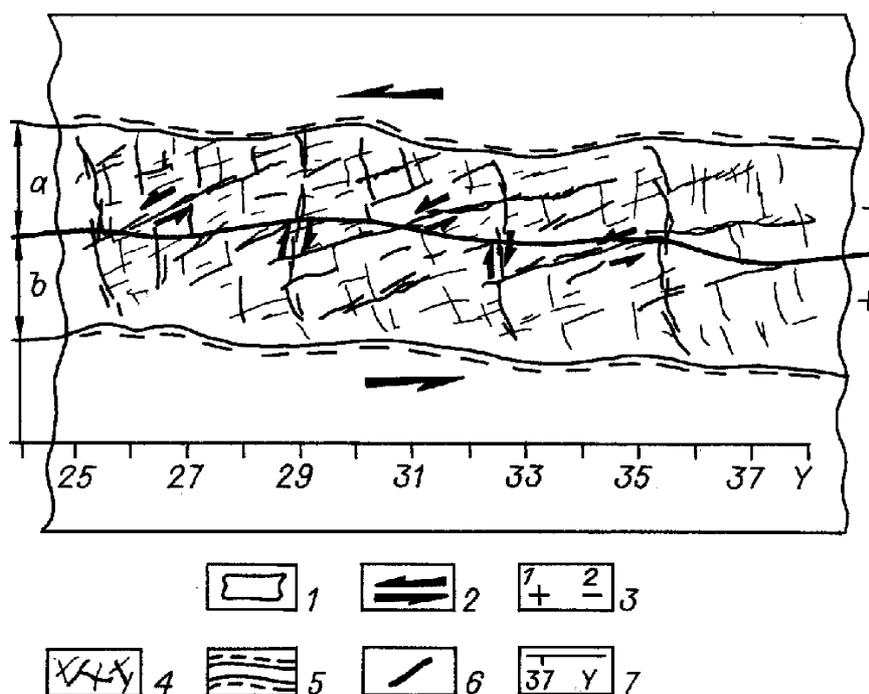


Рис. III.36. Принципиальная схема участка сдвиговой зоны с некоторыми параметрами, используемыми для обработки результатов экспериментов.

Обозначения: 1 – участок деформируемой модели; 2 – направление перемещения крыльев; 3 – активное (+) и пассивное (–) крылья сдвига (а, б – размеры зоны в их пределах); 4 – разрывы; 5 – границы зоны; 6 – линия магистрального разрыва; 7 – номера профилей.

На рис. III.37 показано, как меняется характер кривой, отражающей колебания средней линии зоны распространения активных разрывов по отношению к магистральному шву, с увеличением толщины модели (а), вязкости эквивалентного материала (б) и скорости деформирования (в). При количественном описании этих закономерностей для каждой модели были определены скорость миграции, а также (путем исследования кривых методом фурье-анализа) период и амплитуда колебаний. Из полученных графиков (рис. III.38а-в) видно, что два последних параметра ведут себя аналогично при изменении условий деформирования. Они увеличиваются при увеличении толщины разрушаемого слоя и вязкости модельного материала и уменьшаются с возрастанием скорости деформирования. Отсюда неудивительно, что между этими двумя параметрами существует представленная на рис. III.38г прямая зависимость. Коэффициент корреляции является значимым для данной выборки и равен 0.73. Средняя скорость установленной миграции также варьирует в связи с изменением условий деформирования (см. рис. III.38а-в). При этом ее увеличение с возрастанием

скорости деформирования модели объяснений не требует. Что же касается вязкости, то, поскольку данный параметр связан со скоростью деформирования прямой зависимостью, с его увеличением скорость миграции тоже увеличивается. С толщиной разрушаемого слоя рассматриваемая характеристика миграции отчетливо не коррелирует.

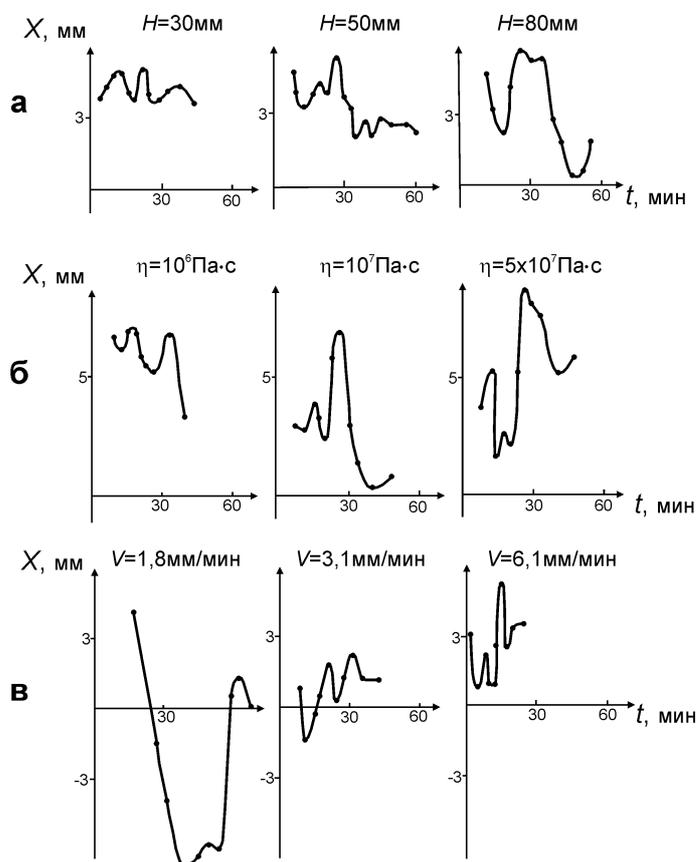


Рис. III.37. Влияние толщины модели (а), ее вязкости (б) и скорости деформирования (в) на характер временной миграции зоны распространения разрывов по отношению к сдвиговому магистральному сместителю.

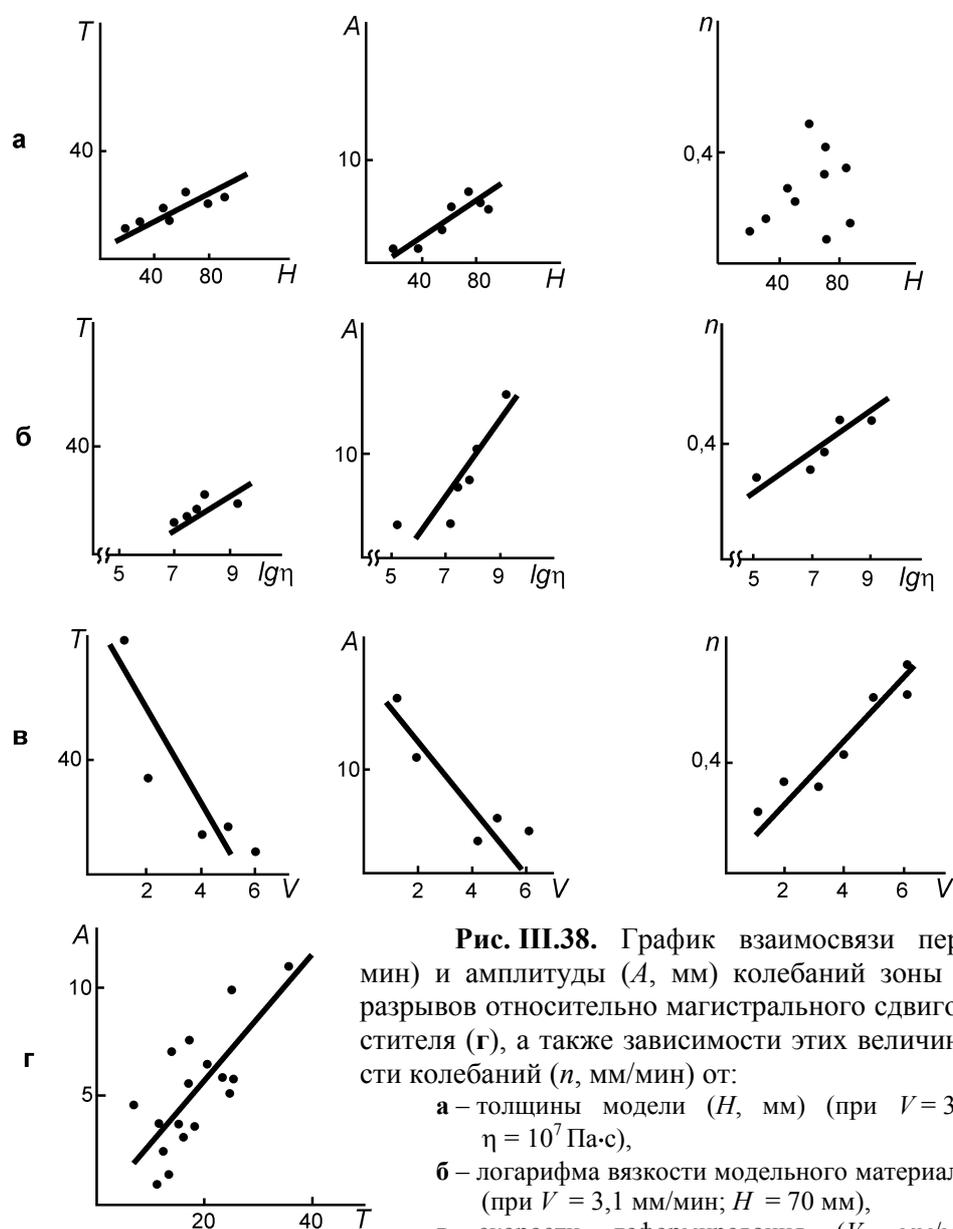
Обозначения: X – положение оси зоны разрывов по отношению к линии магистрального сместителя («+» – большая часть зоны находится в активном крыле, «-» – большая часть зоны находится в пассивном крыле); t – время течения эксперимента; H – толщина модели (при $V = 3,1$ мм/мин, $\eta = 10^7$ Па·с); η – вязкость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

Следует отметить, что впервые миграции подобного типа были выявлены В.Ю. Буддо [Разломообразование..., 1991, глава 6] при изучении пластических деформаций внутри аналогичных моделей методами тензометрии. Однако их количественные параметры отличаются от полученных нами в меньшую сторону. То есть перемещение зоны по поверхности модели в поперечном направлении сравнительно пассивно реагирует на более быстрые изменения внутри деформируемого объема, хотя способ распространения деформаций (пластических и разрывных) является по своей природе аналогичным.

Полученные данные позволяют оценить относительную степень раздробленности блоков материала, находящихся по разные стороны от магистрального разрыва. Наиболее раздробленным будет активное крыло, так как значительная часть зоны распространения разрывов в большинстве опытов почти на всем протяжении деформирования находится в его пределах (см. рис. III.37). Отклонения от данной закономерности рассматривались специально [Семицкий, 1986б] и не влияют на сделанное выше заключение.

Таким образом, кроме заложенной условиями нагружения общей тенденции увеличения количества разрывов к центру, имеет место различная степень раздробленности крыльев сдвига, обусловленная существованием поперечной миграции зоны

опережающих нарушений. Результаты опытов, проведенных при различных условиях деформирования, показали, что миграция носит колебательный характер, и в каждый фиксированный момент времени большая часть зоны находится то в активном, то в пассивном крыле дизъюнктива. Однако в целом в пределах активного крыла сдвига зона распространения опережающих разрывов существует на протяжении более длительного времени, что и приводит к его большей нарушенности.



Вторая группа пространственных закономерностей разрывообразования в сдвиговой зоне связана с распределением амплитуды смещения, изучение которой проводилось совместно с В.А. Саньковым [Саньков, Семинский, 1988]. В отличие от работ предыдущих экспериментаторов, где рассматривались главным образом частные смещения по разрывам [Tchalenko, 1970; Freund, 1974] и их перераспределения в ходе ранговых перестроек [Борняков, 1981], основное внимание было уделено соотношению пластической и дизъюнктивной составляющих амплитуды общего смещения как в целом для всей зоны сдвига, так и для ее отдельных участков.

Структурные схемы разрывов (рис. III.39д) дают представление об общей картине перемещений в развивающейся разломной зоне, так как перед началом опыта и после каждой остановки на поверхность модели перпендикулярно ее длинной оси наносилась сеть реперных профилей. Рассмотрим вначале, как амплитуда смещения распределяется по простиранию единичных разрывов, составляющих зону сдвига в различные моменты ее существования. На рис. III.39а-г отчетливо проявлено непостоянство амплитуды сдвига по простиранию отдельных разрывов, что является закономерным следствием их постепенного прорастания в сплошной среде. Однако форма распределения смещения вдоль разрывов не одинакова для нарушений разной длины.

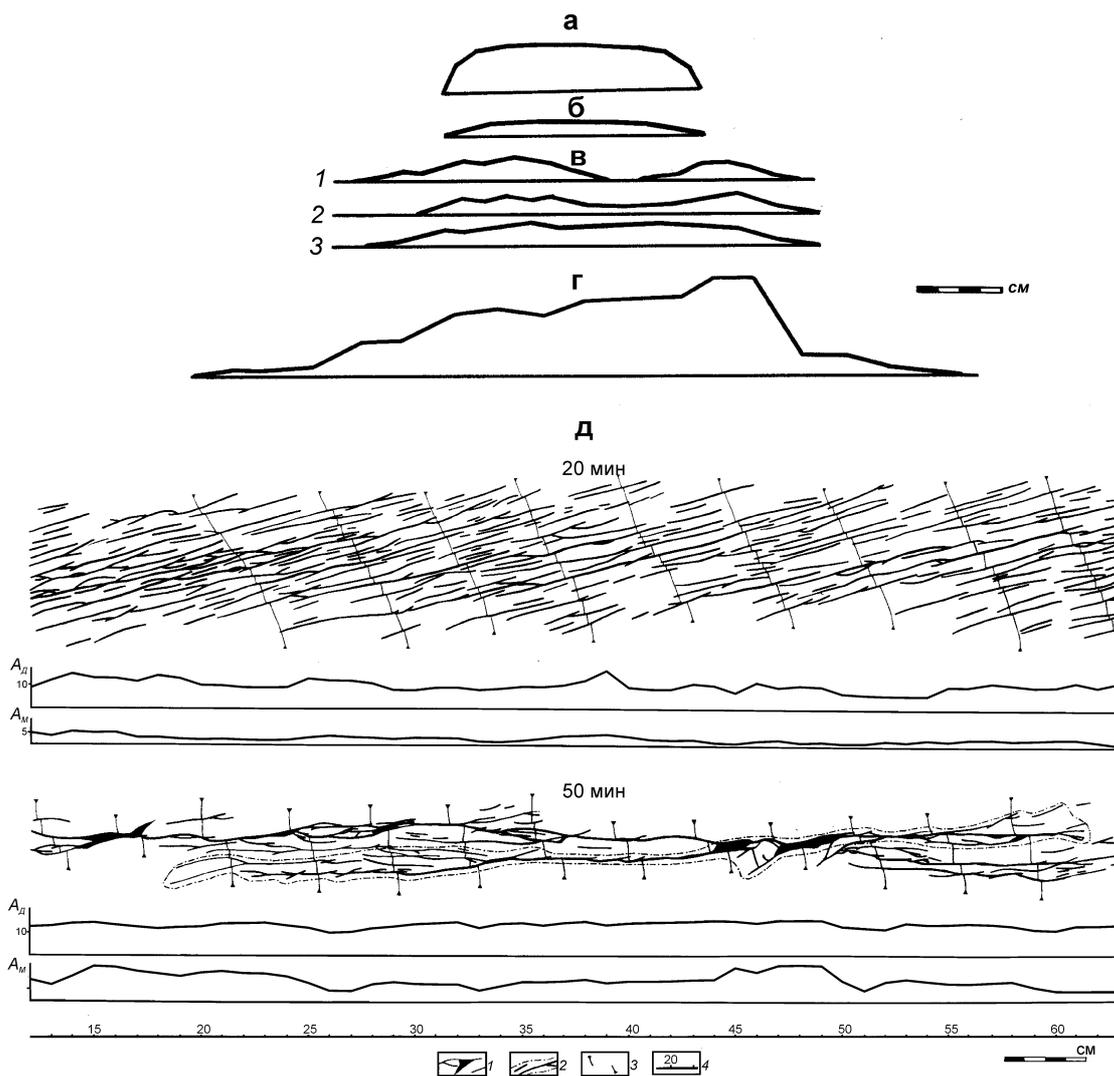


Рис. III.39. Распределение амплитуды сдвига по простиранию отдельных разрывов, образовавшихся в упругом (а) и упруго-пластическом (б-г) материале, а также структурные схемы и соответствующие им распределения A_d и A_M по простиранию сдвиговой зоны (д), построенные для двух характерных этапов ее развития (20 и 50 минуты эксперимента) в упруго-пластической среде (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).

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

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. III.39б). Весьма сходное распределение наблюдалось нами в образцах из упругих материалов (желатиновый студень) (см. рис. III.39а). Существующие модели разломов в геологии [Буртман и др., 1963; Рац, Чернышев, 1970; Забродин и др., 1973; Ружич, Шерман, 1978; Шерман и др., 1988; Muraoka, Kamara, 1983] и модели разрывов, связанных с крупными землетрясениями [Казахара, 1985], исходят из подобных представлений о закономерностях распределения амплитуды сдвига вдоль линии разрывного нарушения.

Если рассмотреть более крупные разрывы, то их окончаниям свойственен несколько иной вид распределения амплитуды, что, по-видимому, обусловлено пластическим поведением материала модели в ходе образования дислокаций описываемого ранга длины. При объединении коллинеарных и кулисообразных разрывов, имеющих сходное в общих чертах 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. III.39в). Несколько позже подобные распределения были установлены и для природных разломов сдвигового типа [Peacock, 1991].

Форма распределения амплитуды сдвига вдоль крупных разрывов поздних этапов структурообразования, при анализе которой учитывались смещения по всем дислокациям зоны их влияния (см. рис. III.39д), имеет ступенчатый вид с пологим максимумом, сдвинутым к линии будущего магистрального разрыва (см. рис. III.39г). Во многих случаях четко выраженного максимума вообще не образуется: по большей части нарушения амплитуда смещения постоянна, а максимальные ее градиенты локализуются на окончаниях разрыва. Такие дислокации, 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 развития структуры, перейдем к анализу движений в пределах всей сдвиговой зоны. Общая амплитуда смещения, постоянная, как известно, по простиранию сдвиговых зон с рассматриваемым механизмом образования, на каждом профиле складывается из пластической и дизъюнктивной (разрывной) составляющих (см. рис. III.39д). Последняя определялась суммированием смещений по разрывам, пересеченным одним профилем. Оставшаяся часть полной амплитуды относилась за счет пластической компоненты. Значения двух этих параметров для каждого временного этапа формирования структуры в целом находились как средние арифметические величины, полученные для отдельных профилей.

Структурные схемы и графики изменения величины разрывной составляющей амплитуды по простиранию модели (см. рис. III.39д) позволяют сделать вывод о неравномерном распределении данного параметра в каждый фиксированный момент времени, несмотря на заложенное условиями нагружения повсеместное постоянство общей амплитуды сдвига. Вдоль зоны чередуются участки повышенных и пониженных значений дизъюнктивной компоненты общего смещения, свидетельствующие о ее неоднозначных соотношениях с пластической составляющей в различных областях модели. Как показал проведенный анализ, эти соотношения зависят от величины плотности разрывов, варьирующей по простиранию сдвиговой зоны. Графики, отра-

жающие взаимосвязь разрывной составляющей смещения на каждом профиле и количества разрывов (рис. III.40), для всех этапов разрушения могут быть аппроксимированы прямыми линиями. При этом по мере разрушения модели зависимость между изучаемыми величинами меняется с прямой на обратную, что обусловлено различными вкладами дизъюнктивной и пластической составляющих в общую амплитуду смещения на разных этапах разрушения.

В условиях преобладания пластической составляющей (первые этапы деформирования) участкам с большим количеством разрывов соответствует и большее значение дизъюнктивной компоненты смещения. Для более поздних этапов структурообразования наблюдается обратная картина: 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 выражается наиболее отчетливо. К этому времени в полной мере проявляется неоднородность разрушения 1-го порядка: в тех местах, где разрывные нарушения на поверхности модели появляются ранее всего, обособляются участки повышенной раздробленности. Однако сегменты будущего магистрального разрыва образуются быстрее в промежутках между ними, так как развивающиеся там разрывы больше удовлетворяют изменившемуся с начала эксперимента полю напряжений, чем те дислокации, которые закладывались в сдвиговой зоне первыми.

Таким образом, изучение распределений разрывов и перемещений в сдвиговой зоне показало, что они тесно взаимосвязаны и отражают одни и те же пространственные закономерности разрушения объема при деформации. Главной из них является наличие двух типов чередующихся в сдвиговой зоне с одинаковым шагом областей, которые в структурном отношении развиваются по-разному. Установленные особенности распределения амплитуды смещения и количества разрывов позволяют более полно проследить их структурную эволюцию.

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 сравнительно медленно 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 [Семицкий, 1986а], а также анализ работ других авторов [Tchalenko, 1970] в свете приведенных выше экспериментальных данных позволяют определить положение описываемого момента на кривой “нагрузка–амплитуда смещения”. Оно располагается вблизи максимума сдвиговой нагрузки на нисходящей ветви графика, когда преодолен предел прочности модели. Как показал проведенный ранее анализ временных вариаций параметров разрывной сети, к этому же моменту

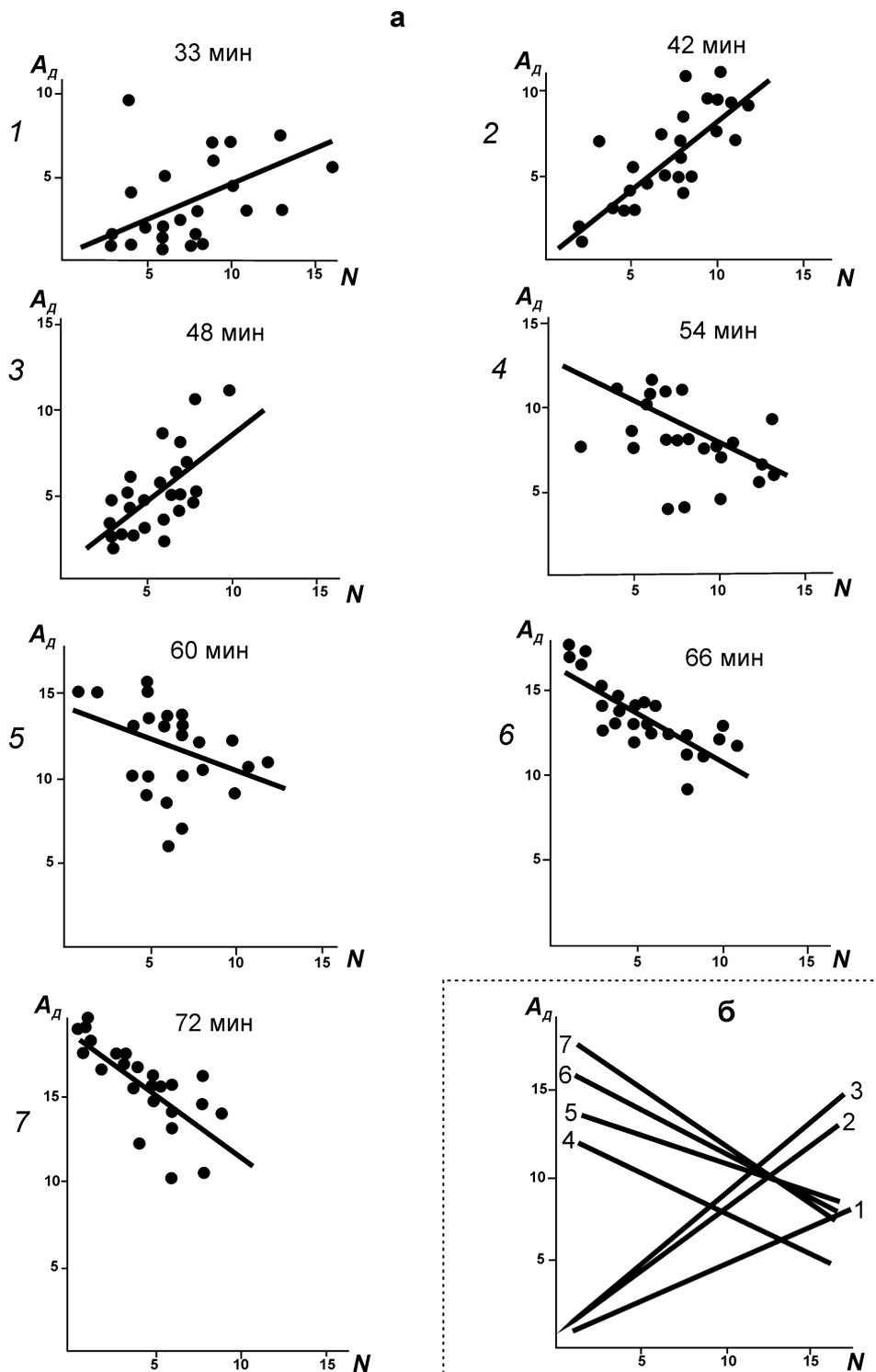


Рис. III.40. Графики зависимости дизъюнктивной составляющей общей амплитуды смещения (A_d , мм) от количества разрывов (N) в пределах сдвиговой зоны, соответствующие отдельным этапам ее развития (а), и обобщающий график (б).

Условия эксперимента: скорость деформирования – 3,1 мм/мин; толщина модели – 70 мм; вязкость – 10^7 Па·с.

времени приурочена одна из структурных перестроек, разделяющих отдельные стадии развития сдвиговой зоны. Ее характерным отличием от других перестроек является то, что деформируемый объем, как единое целое, под действием приложенной нагрузки в значительной мере теряет сплошность, а вклады пластической и разрывной составляющих в общую амплитуду смещения уравниваются (50/50 %).

Дальнейшее развитие сдвиговой зоны протекает при все большем увеличении дизъюнктивной компоненты смещения, что приводит к изменению характера связи, показанного на рис. III.40, с прямого на обратный. Размеры нарушений, локализуемых в местах пониженной раздробленности и являющихся отрезками будущего магистрального разрыва, становятся все больше, а амплитуда сдвига по ним достигает величины смещения штампов друг относительно друга. В пределах участков повышенной плотности разрывов скольжение концентрируется на нескольких дислокациях, которые стремятся соединиться с фрагментами магистрального сместителя, находящимися рядом. 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 несущей способности, объясняет наличие на заключительных этапах эксперимента обратной связи между дизъюнктивной составляющей общей амплитуды сдвига и количеством разрывов.

Таким образом, проведенный анализ свидетельствует не только о тесной связи между вариациями плотности разрывов и амплитуды смещения в отдельных участках зоны сдвига, но и об определяющей роли структуры во взаимоотношениях этих параметров. Вариации амплитуды сдвига обусловлены прогрессирующим разрушением и специфическим характером этого разрушения, отличительной чертой которого является существование пространственной неравномерности. Для рассмотренных условий деформирования неравномерность 1-го порядка обуславливается наличием в сдвиговой зоне двух типов чередующихся участков. Одни из них отстают от других в развитии и характеризуются длительным структурообразованием, что выражается в большей ширине зоны влияния и повышенной концентрации разрывов. В противоположность этому спецификой развития соседних участков является ускоренное развитие и сравнительно быстрое появление там единичных нарушений – сегментов будущего магистрального сместителя. Изменение отдельных параметров деформирования сказывается лишь на количественных характеристиках неравномерности, но не меняет сути явления. Следовательно, существование пространственной неравномерности внутреннего строения по простиранию сдвиговой зоны обусловлено динамикой структурообразования.

Итак, проведенная на основе моделирования количественная оценка пространственных и временных особенностей разрывообразования в крупных сдвиговых зонах показала, что их развитие носит неравномерный характер, несмотря на однородность разрушаемого субстрата, тождественность приложения нагрузки по простиранию дизъюнктива и постоянство скорости деформирования.

Конкретным выражением временной неравномерности развития внутренней структуры сдвиговой зоны является стадийность процесса, когда приповерхностная структура эволюционирует сравнительно медленно в течение отдельных стадий и претерпевает значительные изменения в ходе структурных перестроек, разделяющих стадии. Количество стадий возрастает с увеличением скорости деформирования, но для рассмотренных условий крупномасштабного разломообразования в литосфере, как правило, не превышает пяти.

Конкретным выражением пространственной неравномерности развития внут-

ренной структуры сдвиговой зоны является, во-первых, большая раздробленность активного крыла разлома по отношению к пассивному и, во-вторых, существование по простиранию дизъюнктива двух типов областей, развивающихся по-разному (одни отстают от других в развитии), что находит отражение как для движений (распределение амплитуды сдвига), так и для структурных элементов (распределение плотности разрывов и пластических деформаций) на поверхности. Продольная неравномерность разрушения характеризуется наличием постоянного шага между максимумами плотности опережающих разрывов, значение которого возрастает в ходе деформирования, а также существенно изменяется при вариациях скорости нагружения.

Тесная взаимосвязь пространственных и временных проявлений неравномерности разрушения свидетельствует, что выявленные закономерности являются наиболее общими особенностями развития крупных сдвиговых зон литосферы.

Ш.3.3. Зоны растяжения

Начиная с классических работ Г. Клооса, моделированием зон растяжения занимались многие экспериментаторы. Из публикаций последних пятнадцати лет следует отметить известные исследования Х. Рамберга [1985], Дж. Мулугеты [Mulugeta, 1985], А.Н. Ромашова с соавторами [1986], М.О. Уифджака и В.Р. Джеймисона [Withjack, Gamison, 1986], А.С. Григорьева с соавторами [1987а, б], Дж.М. Диксона и Д.Дж. Симпсона [Dixon, Simpson, 1987], В.Г. Гутермана [1987], К.Р. Макклея и П.Дж. Эллиса [McClay, Ellis, 1987], Б. Вендевилля и П.Р. Коббольда [Vendeville et al., 1987; Vendeville, Cobbold, 1988], С. Сьерра и Р.А. Нельсона [Serra, Nelson, 1988], А.И. Шеменды [1984; 1989], В. Трона и Дж.-П. Бруна [Tron, Brun, 1991], М. Кипа и К.Р. Макклея [Keer, McClay, 1997], Т.Л. Пэттона с соавторами [Patton et al., 1998], Н.А. Логачева с соавторами [Логачев и др., 2000]. Целью экспериментальных работ обычно было моделирование механизмов формирования существующих в природе областей растяжения.

Что же касается эволюции разрывообразования, то ее целенаправленное исследование проводилось С.А. Борняковым [Разломообразование..., 1992, глава 6] на больших моделях из глинистой пасты, деформированных при различных способах нагружения. Детали структурной эволюции зависят от характера приложенной внешней нагрузки, но общим для всех проведенных исследователем серий экспериментов стало развитие двух (перпендикулярных в плане направлению растяжения) зон разрывов, по которым происходит перемещение вниз центральной сравнительно слабо деформированной части модели. Эти зоны растяжения являются аналогами описанных в предыдущей главе крупных краевых сбросов, представляющих плечи континентальных рифтов и формирующих их грабенообразный профиль. Кроме того, было замечено, что обе разрывные зоны, имеют аналогичное внутреннее строение в упруго-пластических моделях, хотя и отличаются степенью развития разрывных сетей, обусловленной неравномерностью приложения нагрузки к деформируемому объему (которая обычно действует с одной стороны). Это создавало асимметрию поперечного профиля областей растяжения, но не играло принципиального значения для разрывообразования в сбросовых зонах. Следовательно, для выяснения наиболее общих пространственно-временных закономерностей разрывообразования в зонах растяжения было необходимо изучить зоны крупных сбросов, где происходят наибольшие деформации, подвергая модель любому из использованных С.А. Борняковым типов нагружения.

В наших экспериментах осуществлялось перемещение одной из частей модели

вниз под различными углами к горизонту, что, кроме простоты воспроизведения, имело и некоторые дополнительные преимущества. В данном типе нагружения реализуется второй способ скалывания (см. рис. I.3б), который в публикациях по рифтообразованию называется “механизмом простого сдвига”. Следовательно, изучение разрывообразования в этом случае позволяет, во-первых, проверить в эксперименте состоятельность обобщенного подхода к структурообразованию 2-го порядка (что особенно важно для разломов с вертикальным смещением крыльев) и, во-вторых, исследовать закономерности разрывообразования в зонах, формирующихся при наиболее распространенном по современным представлениям механизме континентального рифтообразования.

Установка „Разлом” обеспечила возможность воспроизведения сбросовых зон в модели (длиной 120 мм, шириной 60 мм и толщиной 60-120 мм) из глинистой пасты при смещении подвижного штампа со скоростями 0.5-12 мм/мин вертикально вниз или при его опускании под некоторым углом к горизонту (60°). Исходным для анализа фактическим материалом были структурные схемы активных разрывов (рис. III.41), отстроенные после обработки фотографий, соответствующих различным по времени этапам формирования сбросовой зоны. В таблицах III.2-4 даны количественные сведения о некоторых параметрах разрывных сетей и условиях проведения тех экспериментов, которые послужили основой приведенных ниже обобщений. Главной задачей наших исследований, также как и при изучении зон сдвига, было осуществление количественной оценки закономерностей разрывообразования во времени и пространстве. Однако прежде необходимо остановиться на некоторых деталях качественной картины структурообразования в моделях.

Поскольку используемый тип нагружения применялся ранее многими экспериментаторами, основные закономерности эволюции разрывов описаны в литературе [Гзовский, 1963; Стоянов, 1977; Шерман и др., 1983; Григорьев и др., 1987б; Patton et al., 1998] и в целом соответствуют нашим наблюдениям. Так как в плане (см. рис. III.41) сложно разделить разрывы в сбросовой зоне по отличающимся углами падения сместителей типам, такой анализ обычно проводится в разрезе. На рис. III.42 приведены схемы разрывов, полученные перечисленными исследователями при вертикальном и наклонном опускании штампа, а также соответствующим образом ориентированные рисунки разрывов 2-го порядка, возникающих при скалывании способом III. Несмотря на некоторые отличия, характерные для изменения ориентировок у отдельных систем разрывов с глубиной, очевидно, что весь их набор практически полностью исчерпывается сколами R' -, R -, P - и Y -типов. Кроме того, на ранних этапах деформирования моделей в экспериментах С.А. Борнякова [Разломообразование..., 1992, глава 6] на поверхности имели место пересекающиеся системы сдвигов, которые в универсальном парагенезисе фигурируют как разрывы n -типа, образующиеся при переиндексации осей напряжений. Действие гравитации ощущается лишь в приповерхностной части модели и выражается в приобретении сбросами Y -типа раздвиговой составляющей, а также в формировании продольной полосы мелких надвигов опущенного крыла. Магистральный разрыв образуется при слиянии проникающих от поверхности раздвигов (или сбросов) и растущих вверх от границы между штампами R -сколов, причем его наклон несколько круче иницирующей поверхности скольжения.

Гравитационные эффекты проявляются более отчетливо при крутых углах наклона иницирующих сместителей и прогрессируют по мере увеличения амплитуды смещения. При вертикальном движении штампа в полосе распространения надвигов в принципе может образоваться магистральный сместитель, но необходимая для это-

го амплитуда смещения, согласно масштабным коэффициентам из уравнений подобия, может иметь место в природных условиях лишь теоретически. При этом требуется еще и высокая скорость движения, чтобы действующие процессы эрозии не могли скомпенсировать поднятие, необходимое для достижения гравитационного эффекта, который достаточен для образования магистрального надвигового сместителя в полосе сжатия висячего крыла.

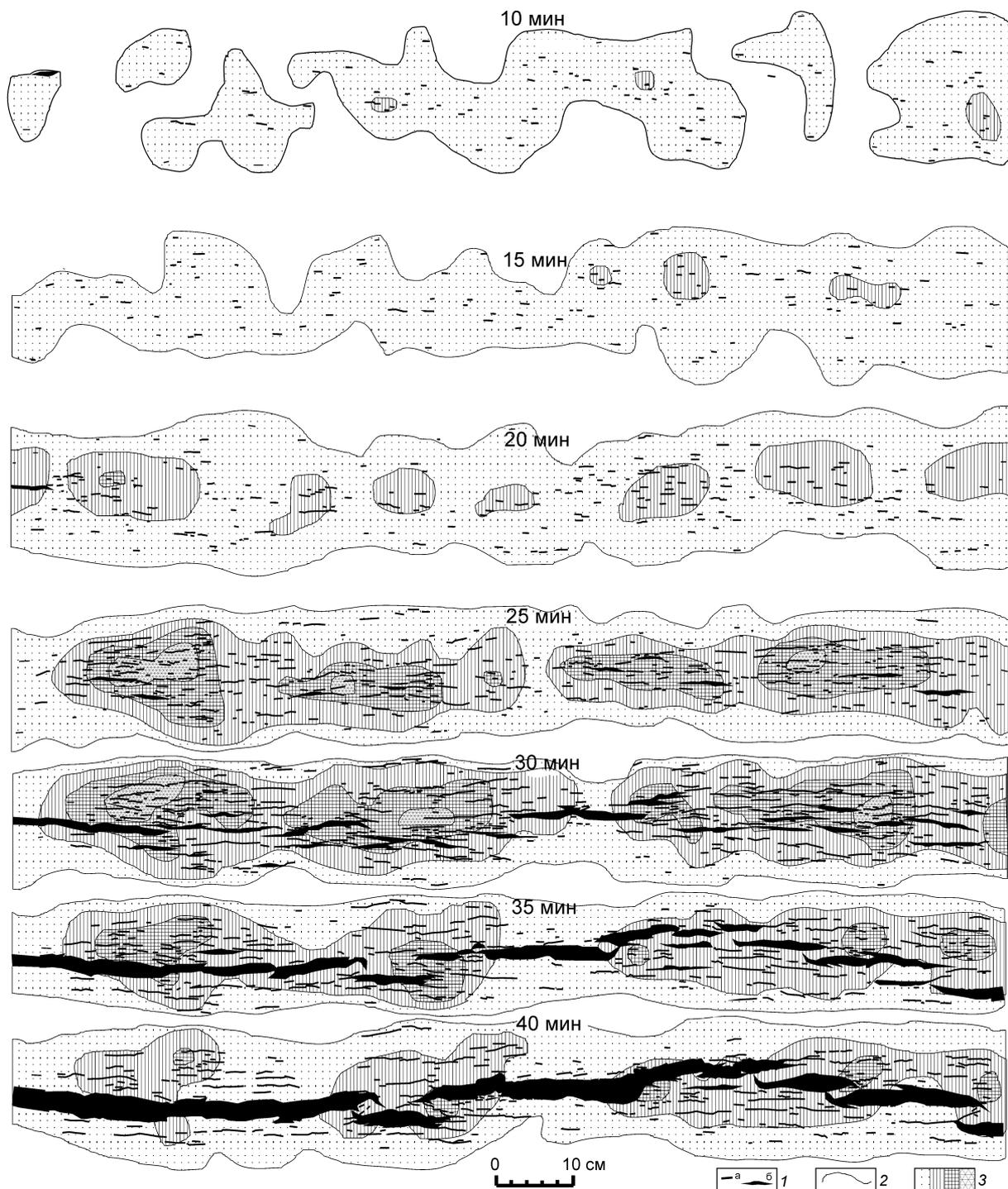


Рис. III.41. Структурные схемы и распределения плотности разрывов в изолиниях, соответствующие отдельным этапам формирования сбросовой зоны в упруго-пластической модели.

Обозначения: 1 – разрывы с незначительной (а) и значительной (б) раздвиговой составляющей смещения; 2 – изолинии плотности разрывов; 3 – области с различным количеством разрывов в единице площади (интенсивность штриховки пропорциональна величине плотности).

Таблица III.2

Влияние условий деформирования на величину расстояния между участками повышенной раздробленности в зоне сброса

<i>N</i>	η (Па·с)	λ (град.)	<i>H</i> (мм)	<i>V</i> (мм/мин)	<i>K</i> (мм)
В-18	10^7	90	120	1	16
В-28	10^7	90	120	0.5	22.5
В-29	10^7	90	80	1	12
А-6	10^7	60	80	1.2	22.5
А-7	10^7	60	80	11.7	13.5
А-13	10^7	60	120	11.7	17

Примечание: *N* – номер эксперимента; η – вязкость материала модели; λ – угол смещения штампа по отношению к горизонтальной плоскости; *H* – толщина модели; *V* – скорость деформирования; *K* – расстояние между центрами участков повышенной нарушенности разрывами.

В связи с этим основные исследования разрывообразования проводились для зоны растяжения лежачего крыла, где на первых этапах деформирования появляются мелкие разрывы двух типов. Наклон и перемещения вдоль нарушений первого типа (в зависимости от угла опускания штампа – это *R*-, *P*- или/и *Y*-сколы) соответствуют направлению движения по сбросовой зоне в целом, тогда как те же характеристики для разрывов второго типа (главным образом *R'*-сколов) при одинаковом простирании – противоположны. На первых этапах эксперимента противосбросы локализуются главным образом в поднятом крыле, а сбросы тяготеют к опущенному. В результате дальнейшей эволюции сбросы получают преимущественное распространение и формируют магистральный разрыв. При этом опережающие нарушения на поверхности однородной модели отсутствуют. Следовательно, наличие изгибов сместителей (рамп), а также связанных с их разрушением дуплексов у природных сбросов обусловлено в основном реологической расслоенностью литосферы.

Таблица III.3

Влияние условий деформирования на количественные характеристики стадийности развития сбросовой зоны

<i>N</i>	η (Па·с)	λ (град.)	<i>H</i> (мм)	<i>V</i> (мм/мин)	<i>t</i> ₁ (мин)	<i>t</i> ₂ (мин)	<i>t</i> ₃ (мин)
В-18	10^7	90	120	1	10	30	45
В-28	10^7	90	120	0.5	30	80	110
В-29	10^7	90	80	1	17	48	58
А-6	10^7	60	80	1.2	25	38	55
А-7	10^7	60	80	11.7	4	9	10
А-13	10^7	60	120	11.7	4	6	9

Примечание: *N* – номер эксперимента; η – вязкость материала модели; λ – угол смещения штампа по отношению к горизонтальной плоскости; *H* – толщина модели; *V* – скорость деформирования; *t*₁ – время появления на поверхности модели первых разрывов; *t*₂ – время проявления главной структурной перестройки; *t*₃ – время появления на поверхности модели магистрального сместителя.

Таким образом, наиболее общие закономерности качественной картины структурообразования в зоне сброса аналогичны установленным ранее для сдвигов. Парагенезис разрывов 2-го порядка представлен теми же элементами, несмотря на развитие зоны сброса способом II. Эволюция протекает путем рангования вплоть до появления единого сбросового сместителя. Особенности процесса (для однородных мо-

делей) являются образование в висячем блоке приповерхностной полосы мелких надвигов и появление раздвиговой составляющей движения по крупным сбросам в основной зоне.

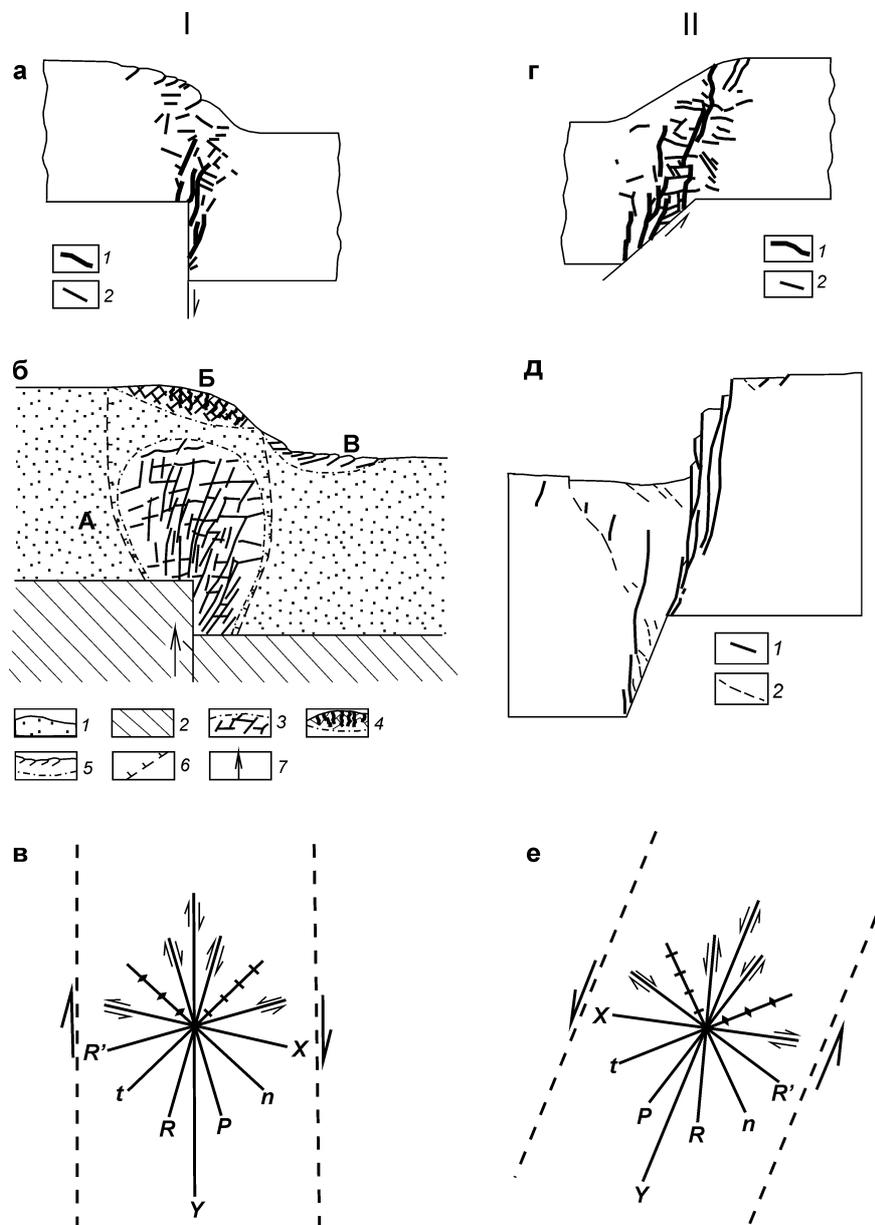


Рис. III.42. Структурные схемы разрывов (а-д) в разрезе моделей, деформированных за счет вертикального (I) и наклонного (II) перемещений штампов, а также соответствующим образом ориентированный в пространстве идеализированный парагенезис разрывов 2-го порядка (в-е).

- а, г – Результаты экспериментов на бентонитовой глине (по [Григорьев и др., 1987]): 1 – крупные; 2 – мелкие разрывы.
- б – Результаты экспериментов на каолиновой глине (по [Шерман и др., 1983] с упрощениями): 1 – модель; 2 – штампы; 3 – сетка трещин в зоне А; 4 – то же в зоне Б; 5 – то же в зоне В; 6 – граница зоны разрывообразования; 7 – направление перемещения подвижного штампа.
- д – Результаты экспериментов на известняке при окружающем давлении 200 Мпа (по [Patton et al., 1998]): 1, 2 – разрывы с противоположным падением плоскостей.
- в, е – Парагенезис разрывов 2-го порядка в зоне скалывания (по [Hancock, 1985]).

С целью проведения количественной оценки закономерностей разрывообразования в сбросовых зонах для каждой структурной схемы определялись значения двух параметров (длина максимального разрыва и количество нарушений в пределах фиксированного по длине участка зоны), которые, как показали результаты исследования сдвигов, являются наиболее информативными характеристиками разрывной структуры. Графики их временных вариаций в качестве примера приведены на рис. III.43 вместе с соответствующими им кривыми изменения первых производных. Качественная картина структурообразования здесь отражена в количественной форме. Отчетливо видно, что в ходе деформирования длина максимального разрыва возрастает, а количество активных нарушений в пределах сбросовой зоны, начиная с определенного момента, убывает.

Таблица III.4

Влияние условий деформирования на количественные характеристики миграций зоны опережающих разрывов во времени

<i>N</i>	η (Па·с)	λ (град.)	<i>H</i> (мм)	<i>V</i> (мм/мин)	<i>T</i> (мин)	<i>A</i> (мм)	<i>v</i> (мм/мин)
B-18	10^7	90	120	1	17	5	1.1
B-28	10^7	90	120	0.5	50	10	0.8
A-7	10^7	60	80	11.7	3	13	17.3
A-13	10^7	60	120	11.7	6	17	11.3

Примечание: *N* – номер эксперимента; η – вязкость материала модели; λ – угол смещения штампа по отношению к горизонтальной плоскости; *H* – толщина модели; *V* – скорость деформирования; *T* – период колебаний; *A* – амплитуда колебаний; *v* – скорость миграции.

На фоне описанных общих тенденций изменения во времени количественных параметров разрывной сети проявляются некоторые отклонения, что позволяет выйти на стадийность разрывообразования в сбросовых зонах. Однако в отличие от сдвигов здесь однозначно выделяется лишь одна структурная перестройка (главный максимум на рис. III.43-4 и основной минимум на графике рис. III.43-2), когда нормальное течение процесса нарушается, происходит резкое увеличение длины максимального разрыва и уменьшение количества разрывных нарушений, после чего структурообразование проходит сравнительно спокойно уже на следующей стадии развития зоны сброса.

Следовательно, в процессе формирования внутренней структуры сбросовых зон есть три характерных временных момента: появление первых разрывов, момент структурной перестройки и появление магистрального сместителя. Из табл. III.3, где показаны изменения этих временных характеристик в зависимости от скорости деформирования и толщины разрушаемого слоя, видно, что они изменяются аналогично при вариациях условий деформирования и могут рассматриваться совместно. Уменьшение значений трех временных характеристик с увеличением скорости деформирования вполне естественно и также было характерно для сдвиговых разломных зон, где аналогичные оценки проводились для времени проявления первых разрывов и магистрального сместителя. Корреляция с толщиной разрушаемого слоя в отличие от сдвигов дает обратную зависимость, что свидетельствует об относительно быстром разрушении более толстых моделей. Это объясняется увеличением веса слоя вещества, перемещающегося под действием гравитации вниз и способствующего отрыву, т. е. в конечном итоге – образованию магистрального сместителя.

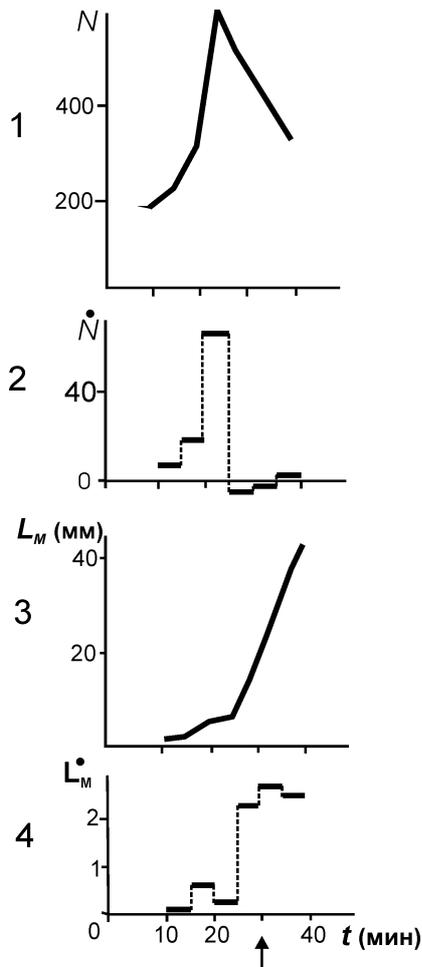


Рис. III.43. Графики изменения количества разрывных нарушений (1) и длины максимального разрыва (3), а также их производных (2 и 4) в ходе деформирования для эксперимента с индексом В-18 (условия: вязкость – 10^7 Па·с; толщина модели – 120 мм; скорость деформирования – 1 мм/мин; перемещение штампа – вертикальное).

Стрелкой показан момент главной структурной перестройки.

не являются дуплексами, как это было у сдвигов. Простирание дуплекса перпендикулярно вектору движения по разломной зоне, что имеет место для областей сочленения сдвиговых зон и не выполняется для сбросов, у которых аналогичные участки называют “зонами аккомодации” [Gibbs, 1990].

Как видно из рис. III.41, распределение опережающих разрывов в пределах рассматриваемых участков подчиняется характерным для всей разломной зоны закономерностям, что свидетельствует о подобии процесса на разных иерархических уровнях. Так, на фоне общей картины неравномерного распределения описываемого признака отчетливо выделяются максимумы более высокого порядка, чередующиеся друг с другом с постоянным шагом, величина которого существенно меньше значения аналогичного параметра для неоднородности разрушения 1-го порядка. Повыше-

Таким образом, проявление стадийности разрывообразования для зон сбросов и сдвигов имеет сходство в главном. Детали процесса отличаются для разломов различных морфогенетических типов, что особенно заметно при вариациях условий нагружения деформируемого объема. Кроме того, у сбросов количество стадий при прочих равных условиях существенно меньше, чем у сдвигов. Это свидетельствует о менее сложной эволюции разрывов в зонах со смещением крыльев по падению.

Изучение пространственного распределения опережающих разрывов в зоне сброса, проводилось по соответствующим отдельным этапам карт плотности (см. рис. III.41). Методика их построения была аналогична использованной ранее для сдвигов, что обеспечило возможность сравнения полученных результатов.

Все без исключения карты свидетельствуют о неравномерном распределении плотности опережающих разрывов в сбросовых зонах различных стадий развития. Существует общая тенденция увеличения плотности дислокации от периферии к центральным частям. В продольном направлении максимумы рассматриваемой величины располагаются примерно на одинаковых расстояниях друг от друга, причем эта закономерность более отчетливо проявлена, чем у сдвигов. Так, неоднородность разрушения 1-го порядка (для рассматриваемых условий деформирования модели) закладывается уже на первых этапах разрывообразования и в ходе эволюции все более и более локализуется в отдельных участках зоны сброса (см. рис. III.41). На заключительных этапах эксперимента зона представляет собой серию максимумов плотности, разделенных крупными единичными нарушениями раздвигового типа (сегментами будущего магистрального сместителя). Участки повышенной нарушенности субстрата представляют собой места сочленения наиболее крупных разрывов, но при этом

ние локализованности главных максимумов в ходе деформирования, обусловленное сокращением числа частных максимумов в их пределах, влечет за собой значительное упрощение внутренней структуры зоны распространения опережающих разрывов. В итоге эволюция завершается полным редуцированием максимумов, т. е. разрушением деформируемой модели единым разрывом, хотя подобная ситуация вряд ли может иметь место у крупных природных дизъюнктивов.

Результаты нескольких серий экспериментов свидетельствуют о сохранении регулярности в распределении опережающих разрывов при вариациях скорости деформирования и толщины модели (см. табл. III.2), когда от опыта к опыту меняется лишь ее количественное выражение. Как было установлено, величина шага между максимумами плотности разрывов возрастает при увеличении толщины разрушаемого слоя и резко уменьшается при увеличении скорости деформирования, что было характерно и для сдвига. Следовательно, сходство зон разломов двух рассматриваемых морфогенетических типов наблюдается не только в качественной картине пространственного распространения опережающих разрывов, но и в сохранении общих тенденций изменения количественных параметров распределения при вариациях условий деформирования. Отличаются лишь абсолютные значения параметров, когда при прочих равных условиях сдвиговым разломным зонам свойственен значительно больший шаг между участками повышенной раздробленности (неоднородность 1-го порядка), чем расстояние между максимумами плотности в зонах сбросов.

Теперь по аналогии с исследованием сдвиговых зон рассмотрим особенности положения зоны опережающих разрывов в различные этапы деформирования модели. В качестве системы отсчета использовалась граница между штампами, местоположение которой на поверхности фиксировалось и затем переносилось на все структурные схемы. Вариации параметра X , полученного по подобию с рассчитанным для зон сдвига и отражающего расположение оси (средней линии) зоны распространения опережающих разрывов по отношению к системе отсчета, показаны на рис. III.44 для некоторых проведенных при разных условиях экспериментов.

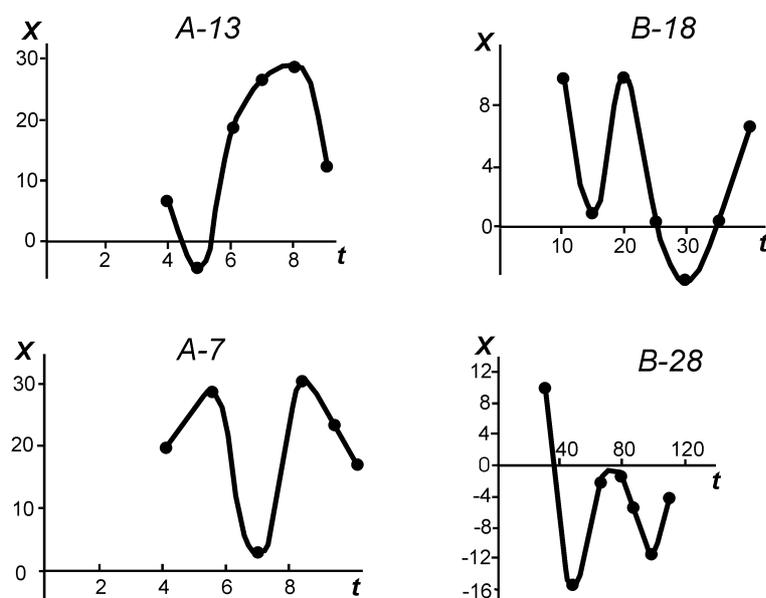


Рис. III.44. Миграция оси зоны распространения опережающих разрывов во времени по отношению к границе между штампами в четырех экспериментах с индексами А-13, А-7, В-18 и В-28 (условия деформирования – см. приложение III.3).

Обозначения: t – время течения эксперимента, мин; X – положение оси зоны по отношению к границе между штампами, см.

Как видно из графиков, зона распространения активных опережающих разрывов мигрирует во времени в поперечном направлении по поверхности модели, причем величина отклонения ее оси от линии отсчета иногда достигает 30-40 % по отно-

шению к общей ширине зоны влияния разлома. Следовательно, в сбросовой зоне активными в отдельно взятый момент времени являются ее различные участки. Более того, как и для сдвигов, описываемые миграции имеют колебательный характер, а их параметры варьируют аналогичным образом при изменениях условий деформирования.

Из табл. III.4 видно, что с увеличением скорости деформирования период и амплитуда колебаний уменьшаются, а скорость миграции возрастает. Увеличение толщины разрушаемого слоя приводит к уменьшению скорости, но к увеличению периода и амплитуды колебаний. Это позволяет к выявленной ранее для сдвигов прямой зависимости между амплитудой и периодом добавить наличие обратной пропорциональности, связывающей скорость миграции с двумя первыми показателями. Характерно, что данная тенденция подтверждается при сравнении сдвигов и сбросов, развивающихся в одинаковых условиях: период и амплитуда колебаний для первых больше, а скорость миграции, естественно, меньше, чем для вторых.

Итак, моделирование разрывообразования в сбросовых зонах, которые являются главными дизъюнктивными элементами областей растяжения показало, что основные закономерности, установленные на примере сдвиговых зон, отчетливо проявлены и в данном случае. Несмотря на развитие внутренней структуры в сбросовой зоне под действием скалывания способом II, парагенезис разрывов 2-го порядка в ее пределах практически полностью определяется эволюцией R' -, R -, P - и Y -сколов (в терминологии способа III), что свидетельствует о правомерности обобщенного подхода к структурообразованию в зонах скалывания.

Процесс формирования разрывной сети в зоне сброса неравномерен во времени и пространстве даже в условиях постоянства скорости деформирования, тождественности приложения нагрузки по простиранию дизъюнктива и однородности разрушаемого субстрата. Это выражается в наличии объективно существующих стадий формирования внутренней структуры и неравномерной нарушенности субстрата в продольном и поперечном направлениях, которая проявляется на фоне миграции активности разрывообразования, имеющей колебательный характер.

Данные закономерности являются наиболее общими для процесса разрушения упруго-пластического материала в условиях сдвига и растяжения, чего нельзя сказать об их количественных характеристиках. Они существенно различаются и свидетельствуют, что процесс разрывообразования менее сложен в разломных зонах растяжения по отношению к сдвигам, так как сравнительно быстрому разрушению нагруженного объема в первом случае способствует гравитация, усиливающая действие внешней нагрузки. При этом, чем больше толщина деформируемого слоя, тем больше гравитационный эффект и, следовательно, интенсивнее происходит разрушение, в ходе которого в рассматриваемых условиях деформирования выделяется лишь две стадии в отличие от 4-5 у сдвигов.

III.3.4. Зоны сжатия

Анализ публикаций по разрывообразованию в экспериментально воспроизведенных зонах сжатия [Гзовский, 1963; Михайлова, 1971; Бондаренко, 1976; Стоянов, 1977; Dennis, Hall, 1978; Davis et al., 1983; Шерман и др., 1983; Peltzer et al., 1984; Рамберг, 1985; Гутерман, 1987; Mulugeta, 1988; Mandl, 1988; Dixon, Tirrul, 1991; Thrust..., 1991; Разломообразование..., 1994, глава 6; и др.] позволил прийти к заключению, что, как и для зон растяжения, основные закономерности процесса могут быть установлены при реализации в модели типа нагружения, когда надвиг (взброс) “про-

растает” способом II от инициирующей неоднородности (см. рис. I.2в). В то же время из-за “принудительного” характера образования сместителя, он не может в полной мере отражать эволюцию разрывной сети на заключительных этапах крупного надвигообразования, характеризующихся наибольшей сложностью в связи с миграцией активных разрывов во фронт под действием непрекращающегося тангенциального давления. Это послужило причиной проведения нескольких экспериментов и при двух первых видах нагружения модели (см. рис. I.2а, б), позволивших оценить характер проявления наиболее общих пространственно-временных закономерностей разрывообразования на этапе поступательного перемещения надвигового фронта.

Главная серия экспериментов по надвигообразованию проводилась на установке “Разлом” аналогично моделированию сбросов, однако вместо опускания подвижный штамп поднимался. Рассмотрим закономерности разрывообразования в зонах сжатия, возникающих при моделировании круто наклоненных инициирующих сместителей ($60-90^\circ$), так как при более пологих углах наклона происходило формирование двух сопряженных зон (см. рис. I.2), характеристика которых будет дана позднее. Визуальные наблюдения за разрывами на поверхности моделей и на их боковых стенках свидетельствуют, что качественная картина развития разрывной сети по большому счету не зависит от вариаций скорости деформирования, вязкости, толщины образцов и в принципе аналогична описанной в публикациях предыдущих исследователей надвигообразования при данном способе нагружения [Гзовский, 1963; Михайлова, 1971; Шерман и др., 1983; Mandl, 1988; Разломообразование..., 1994, глава 6]. Остановимся лишь на некоторых деталях, необходимых для решения поставленных задач.

Главными разрывными системами в зоне сжатия на поверхности модели являются надвиги двух систем, отличающихся направлением падения сместителей. В краевых дистальных окончаниях зоны присутствуют две системы пересекающихся сдвигов. При рассмотрении модели в вертикальном сечении становится очевидным, что перечисленные разрывные направления в индексации способа скалывания III представляют сколы 1-ой (R' , R) серии (рис. III.45), к которым на дистальных окончаниях зоны добавляются сколы 3-ей (n' , n) серии. Кроме этих систем, в нижних частях зоны имеют место и Y -сколы, представляющие магистральный сместитель, который начинает проникать к поверхности от границы между штампами, используя сформировавшиеся ранее разрывные нарушения. Так как в верхней части модели ими являются R -сколы, сместитель из взбросового на глубине постепенно переходит в надвиговой у поверхности.

Формирующийся в однородной модели полого изогнутый сместитель при наличии свойственной природным регионам горизонтальной расслоенности будет иметь характерный лестничный вид, так как по Ж. Мандлу [Mandl, 1988], он состоит, с одной стороны, из R -сколов, принимающих субгоризонтальное положение в соответствии с неоднородностью, а, с другой, – из P -сколов (см. рис. III.45б), которые в этих условиях будут образовываться при сочленении первых друг с другом. Дальнейшие перемещения по сместителю подобной формы вызовут образование дуплексов изгиба, которые по данным Н.Г. Вудкока и М. Фишера [Woodcock, Fischer, 1986] наиболее характерны для зон надвигообразования.

Таким образом, парагенезис разрывов 2-го порядка в зонах сжатия, формирующихся способом II за счет перемещений по инициирующей неоднородности на глубине, состоит из R' -, R -, n - и Y -сколов. Образование P -сколов для зон сжатия в однородных моделях не характерно, однако существование горизонтальной расслоенности в природных условиях вызывает их возникновение в местах сочленения друг с

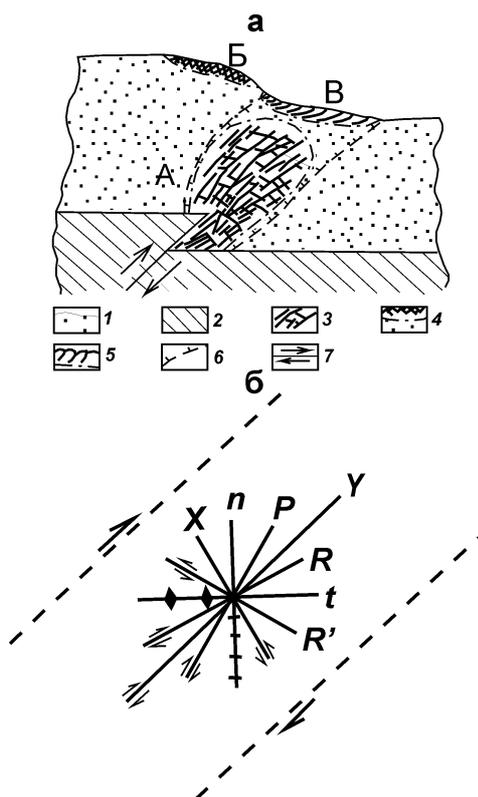


Рис. III.45. Структурная схема разрывов в разрезе упруго-пластической модели, деформированной за счет перемещения одного из штампов вверх под углом 45° (по [Шерман и др., 1983] с упрощениями) (а), а также соответствующим образом ориентированный в пространстве идеализированный парагенезис разрывов 2-го порядка зон скалывания (по [Нансок, 1985] с упрощениями) (б), относящихся к Y -, R -, R' -, P -, X -, t - и n -типам.

Обозначения: 1 – модель; 2 – основание экспериментальной установки; 3-5 – сети разрывов на участках А (3), Б (4) и В (5); 6 – границы зоны разрывообразования; 7 – направления движения штампов.

Частные отклонения от описанных общих тенденций происходят синхронно для изученных параметров, что свидетельствует об объективно существующих стадиях процесса, разделенных структурными перестройками (для иллюстрируемого здесь эксперимента их 4). Кроме временной неравномерности надвигообразования для зон сжатия описанного типа имеет место и пространственная, которая проявляется в чередовании с определенным шагом вдоль простирания зоны максимумов и минимумов плотности.

Теперь необходимо рассмотреть особенности структурообразования в зонах сжатия, испытывающих миграцию активности во фронт под действием горизонтально ориентированного давления. Постановочная часть экспериментов по

другом субгоризонтальных разрывов R -типа. Примерно в это время начинают проявляться гравитационные эффекты, и на поверхности модели формируется полоса растяжения, выраженная образованием висячем блоке серии продольных противоположно наклоненных сбросов (см. рис. III.45а, зона Б). Несмотря на то, что наиболее крупные из них приобретают раздвиговую составляющую, структурообразование здесь не заканчивается образованием единого сместителя, так как глубокому проникновению разрывов препятствует обстановка сжатия, господствующая в нижней части модели. На поверхности полоса растяжения принадлежит к зоне сжатия, хотя иногда и отделена от полосы надвигообразования участком распространения пластических деформаций. Последнее позволило провести количественную оценку пространственно-временных закономерностей формирования разломных зон сжатия, используя в качестве исходного фактического материала структурные схемы опережающих разрывов (рис. III.46), располагающихся только в пределах собственно полосы надвигообразования (см. рис. III.45а, зона В).

Эволюция разрывообразования происходит в соответствии с уже установленными для зон сдвига и растяжения закономерностями, отражающимися на картах плотности опережающих надвигов (см. рис. III.46) и графиках изменения во времени длины максимального разрыва, ширины зоны и количества нарушений в ее пределах (рис. III.47а). Ширина зоны и количество дислокаций сначала увеличиваются, а затем уменьшаются вследствие перехода части мелких нарушений в пассивное состояние, тогда как длины активных разрывов увеличиваются за счет объединения друг с другом, пока модель не разрушится единым магистральным сместителем.

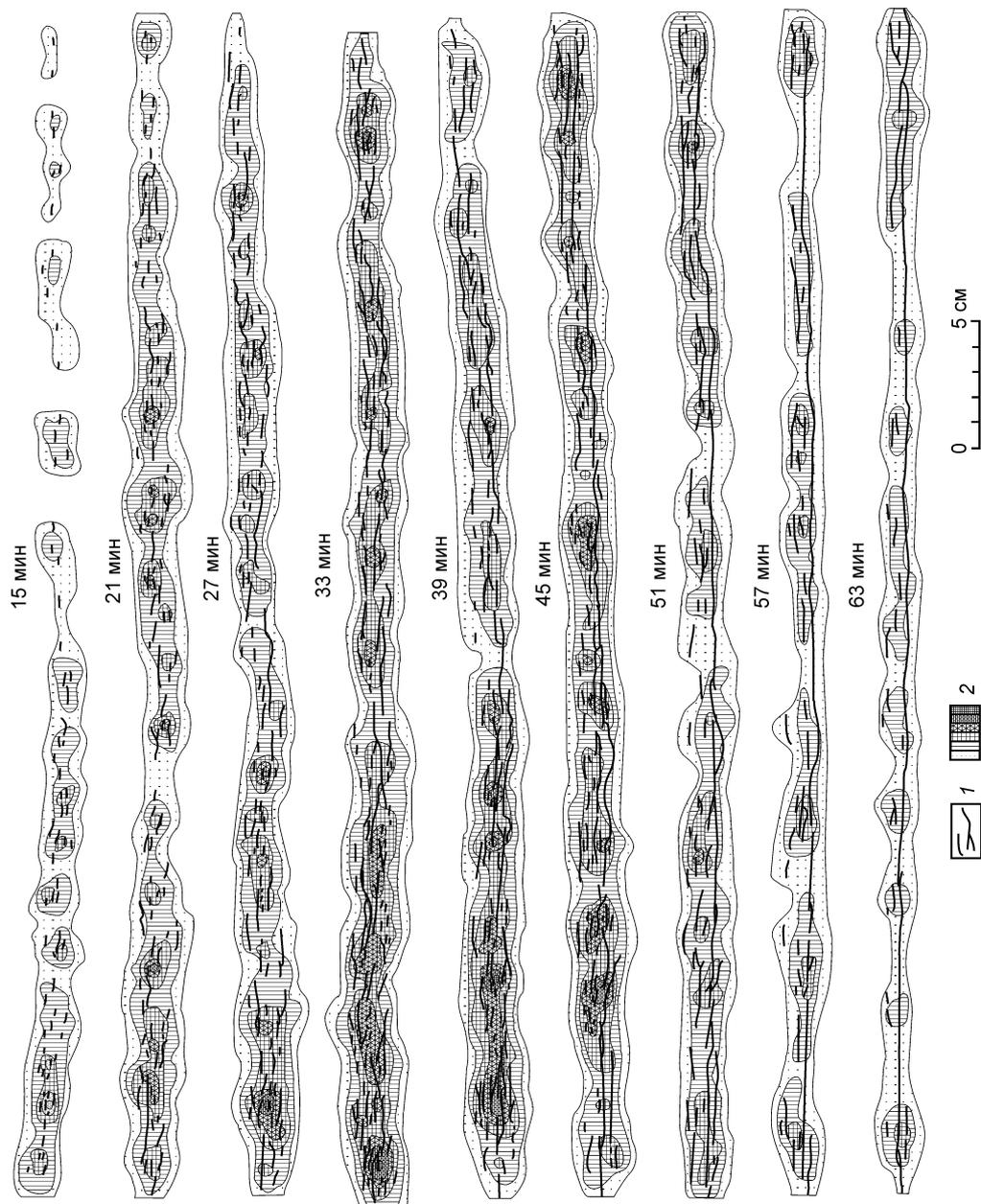


Рис. III.46. Структурные схемы и распределения плотности разрывов в изолиниях, соответствующие отдельным этапам развития зоны сжатия, формирующейся в упруго-пластичной модели при перемещении вверх одного из штампов под углом 45° к горизонту.

Обозначения: 1 – разрывы; 2 – области с различным количеством разрывов в единице площади (интенсивность штриховки пропорциональна плотности).

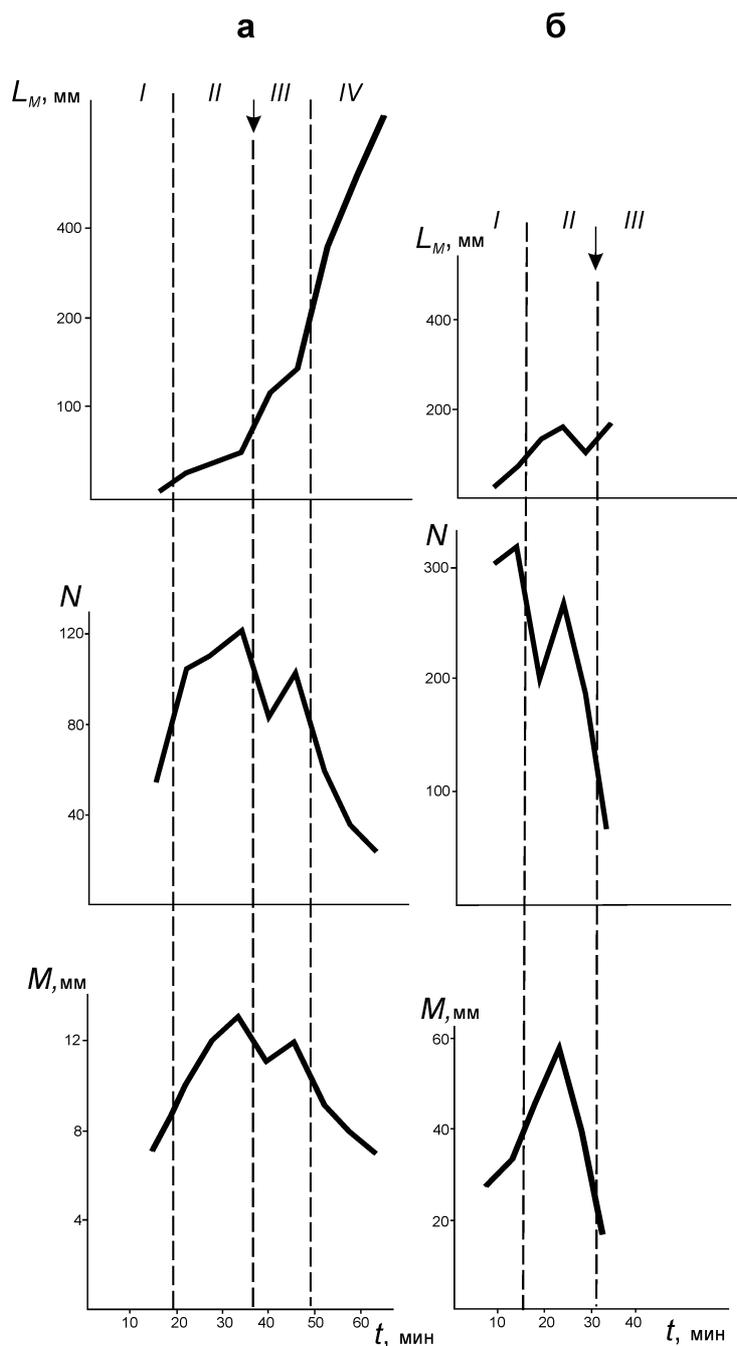


Рис. III.47. Графики изменения количественных параметров разрывной сети (L_M – длина максимального разрыва; N – количество разрывов; M – ширина зоны разрывообразования) во времени (t) формирования двух (а, б) разнотипных зон сжатия, структурные схемы для которых были показаны, соответственно, на рис. III.46 и III.49 (параметры представляют только зону A_1).

Пунктирные линии разграничивают стадии развития, а стрелка фиксирует момент главной структурной перестройки.

друг с другом участков, отличающихся по условиям протекания деформации. Фронтальную часть занимает собственно зона сжатия, а тыловую – полоса растяжения. Наиболее интенсивное разрывообразование, естественно, происходит в первой зоне, тогда как вторая "вызвана к жизни" вторичными процессами изгиба участков модели,

моделированию подобных структур в двух режимах нагружения была осуществлена С.А. Борняковым, за что автор выражает ему искреннюю благодарность. Ниже рассматриваются лишь главные результаты проведенных опытов, позволяющие подтвердить наличие пространственно-временных закономерностей формирования внутренней структуры крупных надвиговых зон, установленных выше на примере существенно отличающегося способа их образования.

В первой серии опытов модель испытывала воздействие с боков. Деформация выражалась в формировании двух наклоненных в противоположные стороны сопряженных зон надвигообразования. Формируясь в одинаковых динамических условиях, зоны отличаются главным образом степенью развитости разрывной сети, обусловленной различием величин действующих с разных сторон внешних сил (при одностороннем воздействии образуется лишь одна зона – рис. III.48а). В обеих зонах по мере развития деформации на фоне главенствующих горизонтальных перемещений наблюдается частичное выдвигание вверх активного блока (к которому приложена нагрузка) с последующим его нависанием под действием силы тяжести над пассивным. Это обуславливает наличие в каждой зоне сжатия (у свободной поверхности) двух неравномерно развитых, соседствующих

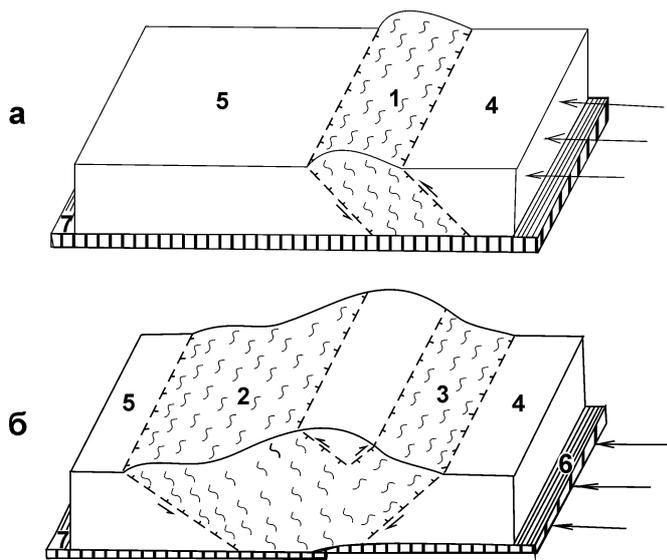


Рис. III.48. Схемы двух (а, б) различных способов нагружения, приводящих к образованию в упруго-пластической модели зон сжатия.

Обозначения: 1-3 – зоны распространения разрывов, возникающие при первом (1) и втором (2, 3) способах нагружения; 4, 5 – активный (4) и пассивный (5) блоки; 6, 7 – подвижный (6) и неподвижный (7) штампы.

Реализация в модели двух описанных типов нагружения приводит к формированию трех разновидностей разломных зон сжатия. Однако структура одной из зон пассивного блока (см. рис. III.48б, зона 2), формирующейся при втором типе нагружения, развивается в главных чертах также как и у зон, имеющих место в первом случае (при одностороннем давлении на рис. III.48а – это зона 1). Таким образом, рассматривая ниже особенности разрывообразования в модели при ее разрушении с приложением внешних сил у основания, мы можем оценить основные черты процесса, протекающего и при воздействии на деформируемый объем сбоку. Вначале остановимся на основных закономерностях процесса в зоне 2 (см. рис. III.48б), так как, во-первых, именно она выступает в качестве аналога развивающихся при первом способе нагружения разломных зон, и, во-вторых, в ее пределах, в отличие от зоны 3, происходит миграция активности разрывообразования, что в конечном итоге приводит к разрушению модели под действием приложенных к ее основанию внешних сил.

Воздействие деформирующих сил через какое-то время приводит к началу процесса разрывообразования на поверхности модели, т. е. к заложению зоны, которая на рис. III.49 обозначена буквой A_1 . На первых этапах разрывообразования преобладают пластические деформации, сопровождающиеся ростом поднятия над границей между активным и пассивным блоками. Редкие разрывы, располагающиеся в плане перпендикулярно направлению генерального сжатия, вначале формируют сравнительно узкую зону, которая затем увеличивается за счет возникновения все новых и новых дислокаций.

Характер разрывообразования несколько меняется с появлением более крупных нарушений, которые локализируются главным образом у фронтальной границы зоны сжатия, в то время как в ее периферийной тыловой части “отмирают” возникшие ранее разрывы. Процесс концентрируется в сравнительно узкой зоне, где в

выдвинутых вверх по серии крупных надвиговых сместителей.

Во второй серии экспериментов, когда внешние силы воздействовали на так называемый активный блок снизу (см. рис. III.48б), также развиваются две разломные зоны сжатия, однако они наклонены не от центра к периферии сжимаемого участка модели, как в первом случае, а, наоборот, от внешних частей “сходятся” практически к одной центральной линии – фронтальной границе активного блока. Участок модели, заключенный между разломными зонами, вследствие реализации в их пределах главным образом взбросовых (надвиговых) подвижек, испытывает воздымание в процессе деформирования. Крылья поднятия нарушены сбросами, составляющими внутреннюю структуру участков растяжения, принадлежащих к разломным зонам сжатия.

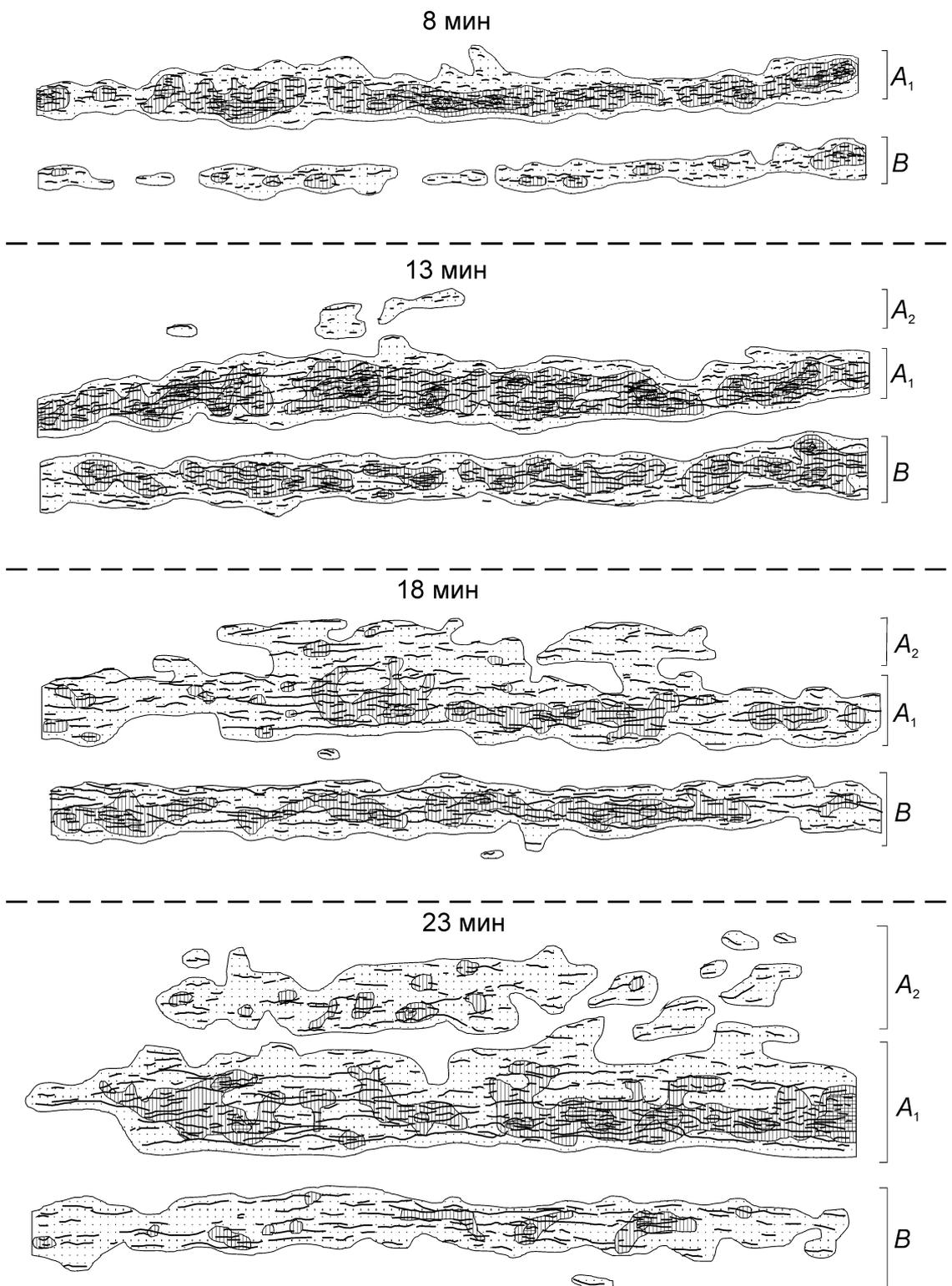


Рис. III.49. Продолжение и подписи – на следующей странице.

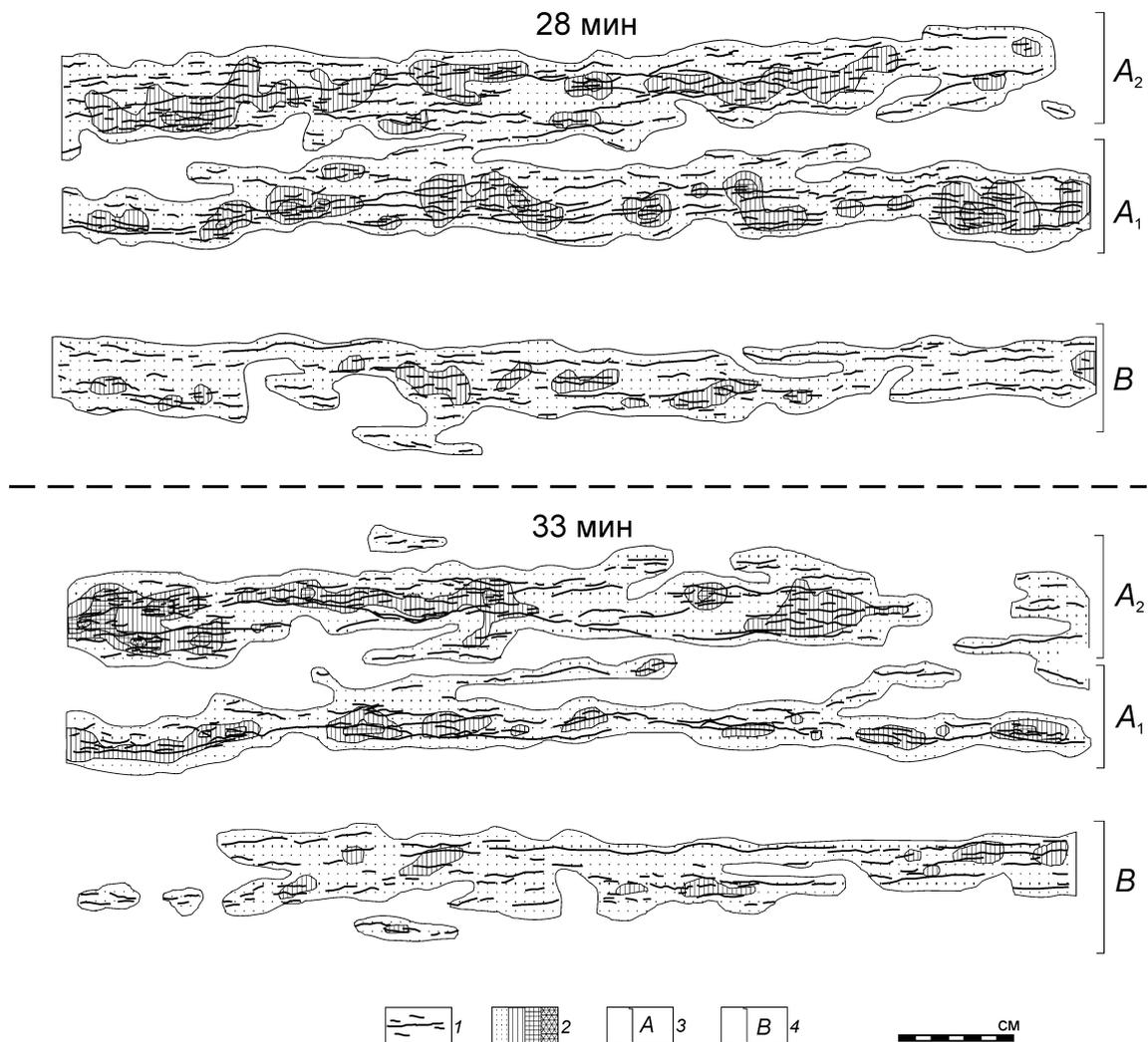


Рис. III.49. Структурные схемы разрывов и распределение их плотности в изолиниях, соответствующие отдельным этапам развития зоны сжатия в модели при ее деформировании за счет горизонтального движения одного из штампов.

Обозначения: 1 – разрывы; 2 – области с различным количеством разрывов в единице площади (интенсивность штриховки пропорциональна плотности разрывов); 3 – индексация зоны в активном (двигающемся) блоке; 4 – индексация зоны в пассивном блоке.

дальнейшем после ряда ранговых перестроек появляется единый магистральный сместитель, плоскость которого падает в сторону активно движущегося блока. По морфогенетическому типу он представляет собой надвиг, переходящий на глубине во взброс, протягивающийся в плане через весь деформируемый участок модели.

Таким образом, общая тенденция в развитии процесса разрывообразования сохраняется и при рассматриваемом способе сжатия модели. Более того, как показали проведенные исследования при разных условиях деформирования (толщины разрушаемого слоя, скорости деформирования), такое свойство процесса, как неравномерность, не только проявляется здесь в полной мере, но и по-прежнему занимает главенствующее положение. Рисунки (см. рис. III.46 и III.49) иллюстрируют, что конкретными выражениями данного свойства во времени и пространстве, как и при де-

формировании модели путем поднятия одной ее части по инициирующему сместителю, являются стадийность и наличие чередующихся с постоянным шагом максимумов плотности опережающих разрывов.

Так как зона A_1 располагается под сравнительно большим углом к направлению действия генерального сжатия, ее формирование при данном способе нагружения становится все более и более энергетически невыгодным. Внешние силы через активный блок воздействуют на еще не деформированную часть модели, где впереди образовавшейся ранее разломной зоны сжатия A_1 возникает новая (см. рис. III.49). Эта зона (A_2) постепенно получает преимущественное развитие, так как движению вверх активного блока по магистральному разрыву зоны A_1 все более и более препятствуют силы гравитации.

В целом структурообразование в зоне A_2 , если его рассматривать на качественном уровне, протекает в соответствии с законами, описанными для зоны A_1 . Имеют место отдельные стадии процесса и та же пространственная дифференциация зоны на развивающиеся по-разному участки. Однако внутреннее строение зон значительно отличается в количественном отношении, что связано главным образом с уменьшением некоторых главных параметров новообразованной структуры. Относительное уменьшение ширины и других количественных характеристик зоны A_2 обуславливается меньшим объемом разрушаемого во втором случае слоя модели, так как в условиях существования уже сформированной (хотя и сравнительно крутой) магистральной плоскости скольжения несколько меняется характер динамической обстановки. Как следствие этого, второй надвиговый сместитель, образующийся в результате эволюции разрывов в зоне A_2 , имеет меньший угол наклона к горизонту и приключается к первому на некоторой глубине.

В условиях непрекращающегося воздействия энергетического источника, вслед за A_2 , образуются все новые и новые зоны сжатия с соответствующими им поднятиями поверхности деформируемого объема, что хорошо воспроизводилось как в наших экспериментах (рис. III.50а), так и в опытах при существенно иных способах организации сжатия [Mulugeta, 1988; Dixon, Tirrul, 1991]. В природе участки надвигово-складчатой зоны, развивавшиеся в разное время, отчетливо диагностируются по разделенным крупными надвиговыми сместителями различным образом дислоцированным толщам горных пород [Teyssier, 1985; Mitra, 1986; Evans, 1989; Thrust..., 1991; Watkinson, 1993; Alessio et al., 1995], а изгибы поверхности, возникающие при сокращении земной коры, отражаются в рельефе в виде располагающихся параллельно друг другу горных хребтов (см. рис. III.50б). Возникшая вследствие этого сложная картина деформаций в наиболее молодых зонах сжатия (Памир, Альпы) существенно затрудняет выявление описанных выше общих закономерностей структурообразования, так как они теряются в гамме процессов, накладывающихся в результате активного воздымания поверхности (гравитационное скольжение, послонные срывы и т. д.).

Таким образом, в рассматриваемой зоне одновременно могут функционировать разрывы, принадлежащие к двум-трем смежным участкам (A_1 , A_2 , A_3), где процесс структурообразования начинается в разное время. При этом в относительно древних зонах к определенному моменту времени активными остаются наиболее крупные нарушения и в первую очередь – сместители магистрального типа. Одновременное перемещение блоков горных пород по нескольким протяженным надвигам приводит к их взаимному перекрытию, что создает благоприятные условия для образования дуплексов. Последовательность напластований структурно-вещественных комплексов, вид разломной сети в пределах этих специфических структур зон сжатия

различны в связи с неодинаковыми условиями деформирования в отдельных природных регионах. Однако подверженность данной зоны сжатия образованию дуплексов несомненна, что принципиально отличает ее от рассматриваемых ниже зон типа 3 (см. рис. III.486).

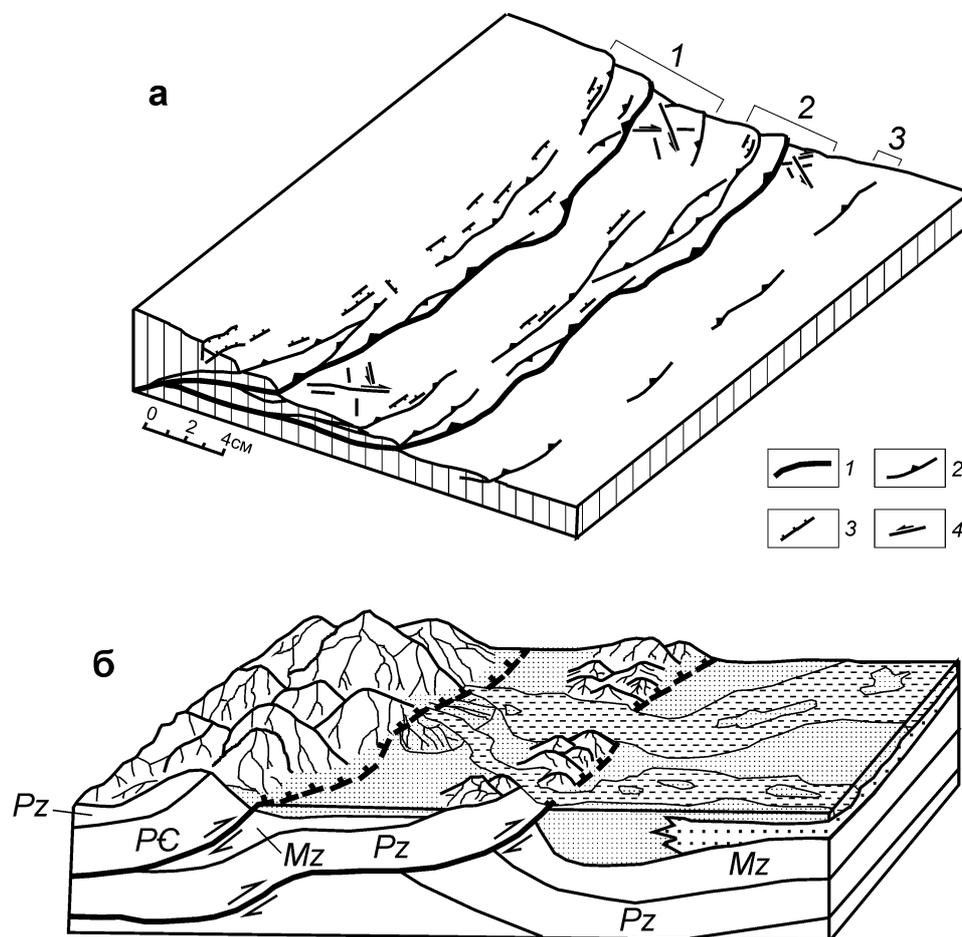


Рис. III.50. Блок-диаграммы, иллюстрирующие строение разломных зон сжатия в эксперименте (а) и в природе (б) (по [Schmitt, Steichmannl, 1990]).

Обозначения (для “а”): 1 – сместители магистрального типа; 2 – надвиги; 3 – сбросы; 4 – сдвиги; 1, 2, 3 – три частные зоны, составляющие внутреннюю структуру надвиговой зоны.

Эволюция структуры в пределах периодически возникающих частных зон (A_3 , A_4 и т. д.) сохраняет описанные выше главные тенденции развития как в качественном, так и в количественном отношении. В итоге это приводит к заложению очередного магистрального сместителя с минимальным углом наклона к поверхности. Активный блок по такому сместителю перемещается практически в горизонтальной плоскости, т. е. почти в полном соответствии с направлением действия внешней деформирующей силы. В этих условиях давление на пассивный блок не передается, вследствие чего отпадает необходимость в образовании там новых зон сжатия и процесс разрывообразования в деформируемом объеме заканчивается практически полностью. При продолжающемся воздействии внешних сил имеет место лишь поступательное движение всего дислоцированного комплекса по плоскости магистрального сместителя без существенного изменения внутренней структуры, чему в верхних го-

ризонтах земной коры (где и происходит данный процесс) способствуют аномальное давление флюидов и наличие субгоризонтально залегающих слоев маловязких пород [Hubbert, Rabey, 1959; Moench, 1970; Kehle, 1970; Elliott, 1976; Ayrton, 1980; Engelder, 1984; Davis, Engelder, 1985; Mitra, 1986].

Структурообразование в пределах разломной зоны типа 3 (см. рис. III.48б), которая на рис. III.49 обозначена буквой *B*, протекает во времени практически параллельно с зонами *A*₁, *A*₂, *A*₃ и т. д., и характеризуется наличием некоторых общих закономерностей. На рисунке отчетливо проявляется пространственная неравномерность развития внутренней структуры зоны *B*, а также общая тенденция в изменении характера разрывообразования в ходе деформирования. Однако зона *B* несколько отстает в развитии от зон типа *A*, о чем свидетельствует временной сдвиг в проявлении всех наиболее характерных структурных ситуаций в ее пределах (появление первых разрывов, сегментов магистрального сместителя и самого сместителя). После появления магистрального сместителя развитие зоны *B* заканчивается, и она переходит в латентное существование.

Таким образом, несмотря на существование сходных черт эволюции внутренней структуры зон типа *A* и зоны *B* (особенно в начальный этап деформирования модели), они отличаются друг от друга на средних и заключительных этапах формирования. Спецификой зоны *A* является продолжение структурообразования (в форме зон *A*₂, *A*₃ и т. д.) из-за непрерывного движения активного блока под действием приложенных к нему внешних сил. Общие размеры фронтальной зоны при деформировании непрерывно увеличиваются за счет поступательного перемещения процесса активного структурообразования все дальше и дальше от зоны *B*, в пределах которой периодически возникают небольшие надвиговые перемещения по сравнительно крутому (как и в зоне *A*₁) передовому сместителю или поддвиговые перемещения по тыловому шву, отделяющему зону *B* от располагающегося рядом поднятия.

Итак, зоны сжатия литосферы, характеризующиеся по результатам исследования природных объектов наиболее сложной внутренней структурой, были промоделированы в лаборатории при трех основных типах нагружения однородной упруго-пластической модели. Области сжатия, формирующиеся в каждом из вариантов нагружения, представлены одной или двумя надвиговыми (взбросовыми) разломными зонами, отличающимися по пространственному положению и степени развитости их внутренней структуры. В условиях приложения горизонтального давления к боковым поверхностям модели формируются две разломные зоны, наклоненные в противоположные стороны от ее центра к периферии. Если силы приложены к основанию, надвиговые зоны также наклонены в противоположные стороны, но падают от периферии к центральной части модели. Аналогичные последнему пространственные взаимоотношения разломных зон имеют место в условиях поднятия одной части модели относительно другой по иницирующей плоскости сместителя, характеризующейся пологими углами наклона к горизонту, тогда как при крутых углах формируется лишь одна разломная зона. При образовании двух разломных зон даже однородная модель, как правило, характеризуется поперечной асимметрией (т. е. более интенсивным развитием структуры в одной из надвиговых зон) в связи с неодинаковым воздействием противоположно направленных внешних сил. Наибольшей асимметрией, усиливающейся с течением времени, характеризуется область сжатия, формирующаяся при одностороннем давлении, что особенно отчетливо проявляется в условиях приложения сил к основанию модели в связи с прогрессирующим разрывообразованием в одной разломной зоне и замедлением или полным прекращением процесса – в другой.

Структурообразование у наиболее полно развитых разломных зон сжатия выражается в последовательном формировании от тыловых частей к фронтальным серии частных надвиговых зон с все более и более пологими сместителями, которые в общем случае сочленяются на глубине по типу чешуйчатого веера. Это происходит, если воздействие внешних сил продолжалось после образования первой взбросовой зоны, так как ее крутой сместитель, с одной стороны, и действие гравитации, – с другой, препятствуют реализации потребности в горизонтальных перемещениях. При непрекращающемся давлении по направлению от корневого сместителя к форланду формируются новые частные надвиговые зоны, каждая последующая из которых характеризуется меньшей глубиной заложения и более пологим углом наклона к горизонту. Формирующийся в результате этого главный сместитель состоит из отдельных сегментов сместителей частных зон: от полого наклоненного фронтального до крутого взбросового в корневой зоне.

Сложность и многообразие процесса разрывообразования в зонах сжатия по сравнению с зонами растяжения и сдвига определяются не столько формированием нескольких частных зон, сколько их взаимодействием друг с другом. Несмотря на то, что наибольшая активность в каждый фиксированный момент времени концентрируется в одной из зон, по крайней мере, в двух смежных движения также имеют место, причем в тыловой зоне они происходят по частному сместителю магистрального типа. В результате даже в однородном субстрате происходит нагромождение пластиноподобных блоков по серии сместителей друг на друга с образованием крупных дуплексов, выраженных в рельефе продольными поднятиями (в природе – горными хребтами), высота которых в целом уменьшается по мере продвижения от тыловых частей зоны к фронтальным. Главную структурообразующую роль в описанных деформациях играют нарушения, параллельные надвиговой зоне, что по большому счету не усложняет парагенезис разрывов 2-го порядка. На поверхности имеют место взбросы и надвиги при подчиненном распространении сбросов, причем происхождение последних, кроме гравитации, обуславливается образованием в поле сжатия с наклонно ориентированными осями главных нормальных напряжений (см. рис. III.50).

Развитие структуры в частных зонах, если абстрагироваться от осложняющих элементов их взаимодействия друг с другом, происходит достаточно автономно и в случае прекращения действия внешних сил после образования частного магистрального сместителя может рассматриваться как завершенное. Основные закономерности разрывообразования в их пределах были установлены на примере взбросовой зоны, формирующейся над круто наклоненным иницирующим сместителем (аналог корневой зоны). Несмотря на развитие процесса способом II, у иницирующей неоднородности возникает зона опережающих разрывов, парагенезис которых состоит главным образом из R' -, R - и Y -сколов, выраженных на поверхности надвигами и взбросами. Магистральный разрыв прорастает от иницирующего сместителя вверх, используя вначале Y -сколы, а затем R -сколы, в связи с чем он у поверхности из взбросового становится надвиговым. В горизонтально расслоенной среде, имеющей место во многих поясах надвигообразования, проникающий вверх сместитель имеет лестничную форму, так как объединяет тяготеющие к литологическим контактам R -сколы и круто наклоненные P -сколы, возникающие в этом случае при соединении первых друг с другом. В этих условиях при последующих движениях по магистральному разрыву образуются сравнительно мелкие дуплексы изгиба, в пределах которых опережающее разрывообразование направлено на разрушение неоднородностей на плоскости сместителя.

Несмотря на однородность субстрата, постоянство скорости деформирования и

тождественность приложения нагрузки по простиранию разломной зоны сжатия, разрывообразование в ее пределах происходит неравномерно во времени и пространстве, что по большому счету выражается в стадийности и наличии участков повышенной нарушенности, располагающихся по простиранию зоны примерно на одинаковых расстояниях друг от друга.

* * *

Моделирование процесса формирования областей сжатия, растяжения и сдвига в упруго-пластической среде, соответствующее по условиям подобия режиму крупномасштабного разломообразования в литосфере, показало, что главными элементами их структуры, соответственно, являются взбросовые (надвиговые), сбросовые и сдвиговые разломные зоны, которые в зависимости от типа приложения нагрузки к деформируемому объему могут образовываться поодиночке или сопряженными парами. В последнем случае одна из разломных зон ввиду обычно существующей даже в экспериментах неравноценности действия активных (или реактивных) внешних сил получает большее развитие, что создает асимметрию поперечного профиля областей сжатия, растяжения и сдвига.

Внутренняя структура крупных зон сжатия, растяжения и сдвига развивается при деформации скальвания, и, несмотря на способ ее реализации (II или III), характеризуется единым парагенезисом разрывов 2-го порядка. При этом на поздних этапах структурообразования, которым при моделировании уделялось главное внимание, определяющую роль в строении разрывной сети играют *R*-, *P*- и *Y*-сколы. При горизонтальном положении двух и вертикальном одной из осей главных нормальных напряжений в условиях сжатия они являются наклоненными в разные стороны и под различными углами надвигами или взбросами, в условиях растяжения – аналогичным образом ориентированными сбросами, а в условиях сдвига – вертикальными разломами, соответствующими по характеру подвижек магистральному сместителю, но несколько отличающимися от него по простиранию (кроме *Y*-сколов).

Развитие внутренней структуры в целом происходит путем увеличения длин *R*-сколов, уменьшения угла их наклона к простиранию зоны, сочленения друг с другом посредством *P*-сколов с формированием в результате этого *Y*-сколов и, наконец, единого магистрального сместителя. Эволюция протекает неравномерно во времени и пространстве, даже в идеальных условиях эксперимента (однородная модель, тождественность приложения нагрузки вдоль простирания зоны, постоянство скорости деформирования).

Конкретным выражением временной неравномерности является наличие объективно существующих стадий, в течение каждой из которых процессу разрывообразования свойственно самоподобие, меняющееся при переходе от стадии к стадии посредством структурной перестройки разрывной сети. Количество стадий определяется длительностью разрывообразования в конкретной разломной зоне и в целом уменьшается при увеличении скорости деформирования и уменьшении толщины слоя. Кроме того, число стадий существенно зависит от тектонической обстановки формирования разломной зоны и увеличивается в ряду “зона растяжения – зона сдвига – зона сжатия” от двух до 5-6 при прочих одинаковых условиях деформирования, соответствующих режиму крупномасштабного разломообразования в литосфере. Возрастание длительности формирования разломной зоны в указанном выше ряду

определяется различной ролью гравитации при разрывообразовании. В структурном отношении она выражается в образовании продольных полос распространения сравнительно мелких разрывов, которые обеспечивают движения, противоположные по типу общему характеру перемещений в зоне сжатия или растяжения. Гравитация не играет структурообразующей роли у зон сдвига, ускоряет разрушение за счет вклада веса висячего блока в величину внешней нагрузки в зонах растяжения и замедляет процесс в зонах сжатия, оказывая тормозящее воздействие на формирование магистрального сместителя.

Конкретным выражением пространственной неравномерности формирования крупных разломных зон является чередование максимумов и минимумов плотности разрывов 2-го порядка в продольном направлении. При этом максимумы располагаются на одинаковом расстоянии друг от друга, которое увеличивается от стадии к стадии и в конечном итоге отражает пространственную неоднородность разрушения 1-го порядка. Эта неоднородность, хотя и не явно выражена, но имеет место на ранних этапах эволюции зоны, что свидетельствует об изначальном разделении зоны в продольном направлении на участки, шаг между которыми определяется условиями деформирования. Одни из участков отстают от других в развитии, что отражается в неравномерном характере распространения структурных элементов (пластических и разрывных) и движений (амплитуд смещений) в их пределах. Особенно отчетливо это проявляется в горизонтальном срезе на заключительных этапах структурообразования, когда происходит резкая дифференциация разломной зоны в продольном направлении на участки, представленные практически единым разрывом и широкие области повышенной нарушенности, где происходит сочленение друг с другом располагающихся в соседних участках сегментов будущего магистрального сместителя. В сдвиговых зонах участки повышенной раздробленности по существующим в структурной геологии терминам являются дуплексами, вертикальные оси которых перпендикулярны вектору движения по разломной зоне. В зонах сжатия и растяжения участки сочленения друг с другом сегментов магистрального разрыва параллельны вектору движения и обычно называются “зонами аккомодации”.

Наличие определенного шага между зонами аккомодации и дуплексами в идеальных условиях предопределяет продольную регулярность и в расположении связанных с изгибами нарушений, опережающих магистральный сместитель, так как он обычно имеет в плане форму волны, огибающей с разных сторон описанные выше участки сочленения. Характер развития опережающих разрывов в этом случае направлен на разрушение неоднородности и создание условий для беспрепятственного скольжения по магистральному сместителю.

Временная и пространственная неравномерности разрывообразования в разломных зонах тесно связаны с установленным при моделировании процессом миграции активности в их пределах. При неизменном характере нагружения полоса распространения активных опережающих разрывов совершает миграции колебательного характера в поперечном направлении по поверхности модели в процессе развития зон сдвига и растяжения, причем, нам представляется, что их наличие в зонах сжатия не было установлено лишь в связи с более сложной картиной распределения плотностей. Существование миграции активности разрывообразования в разломных зонах приводит к различной степени раздробленности их отдельных участков (например, к большей нарушенности активного крыла у сдвигов), что, по-видимому, тесно связано с характером распространения деформаций, однотипно проявляющемся при неизменных во времени условиях деформирования (в том числе и характере нагружения).

В противоположность этому (колебательному) типу миграции другой ее вид

(поступательный) связан с изменением условий деформирования в ходе структурообразования, что происходит при больших перемещениях в разломной зоне в условиях непрекращающегося бокового давления (см. рис. 1.2а, б). Наиболее отчетливо поступательная миграция проявляется и была изучена на примере зон сжатия. Однако и в зонах растяжения она, судя по литературным данным, приводит к появлению аналогичных особенностей структурообразования (дуплексы, послонные срывы, последовательность формирования разрывов и т. п.). При данном способе нагружения влияние целого ряда факторов (наличие свободной поверхности, гравитации и др.) приводит при больших деформациях к изменению существующей динамической обстановки. Оси σ_1 и σ_3 постепенно отходят от вертикали и горизонтали, и перед образовавшейся ранее разломной зоной, уже не удовлетворяющей из-за достаточно крутого положения в пространстве необходимости в реализации накапливающихся напряжений, образуется новая зона, имеющая меньший угол наклона к горизонту. Этот процесс направленной во фронт миграции активности может в принципе продолжаться вплоть до образования срыва по какой-либо горизонтальной неоднородности, которой для зон растяжения обычно служит любой из податливых слоев на глубине, а для зон сжатия – дневная поверхность. В итоге формируется пологий главный магистральный сместитель, состоящий из сегментов частных сместителей каждой из ранее образовавшихся зон.

Процесс разрывообразования в описанном случае является сложным и многообразным, так как одновременные движения блоков по отдельным частным сместителям приводят к сучиванию деформируемого субстрата. Однако развивающиеся при этом нарушения принадлежат к тем же, установленным ранее в составе универсального парагенезиса системам разрывов. Развитие структуры частных разломных зон происходит стадийно и характеризуется наличием всех установленных ранее форм пространственной неравномерности. Следовательно, выявленные в результате экспериментальных работ пространственно-временные закономерности разрывообразования являются наиболее общими для процесса разрушения упруго-пластического материала в разломных зонах сжатия, растяжения и сдвига.

Глава III.4. Тектонофизическая модель разрывообразования в крупных разломных зонах литосферы

Описанные в предыдущих главах результаты исследования природных и экспериментально воспроизведенных крупных зон сжатия, растяжения и сдвига показали, что формирование их внутренней структуры подчиняется общим тектонофизическим закономерностям разрушения упруго-пластического субстрата при скальвании. Это дает основание для создания тектонофизической модели разрывообразования в крупных разломных зонах литосферы, где должны органично сочетаться установленные ранее пространственные и временные закономерности формирования разрывов (главными среди которых являются стадийность процесса, наличие пространственной неравномерности распределения нарушений) и их парагенетические взаимоотношения друг с другом на различных этапах структурообразования.

Чтобы установить взаимосвязь перечисленных особенностей формирования крупных разломных зон, воспользуемся такими изменениями их внутренней структуры, которые отчетливо определяются визуально. Согласно результатам экспериментов, к ним в первую очередь относятся моменты появления на поверхности модели первых разрывов, магистрального сместителя, а также одной (главной) из всех выделяющихся количественным путем структурных перестроек. На схемах, соответст-

вующих следующим после ее осуществления этапам разрывообразования в сдвиговых (см. рис. III.30 – 54 мин опыта), сбросовых (см. рис. III.41 – 30 мин опыта) и взбросовых (см. рис. III.46 – 39 мин опыта, а на рис. III.49 – 33 мин опыта для зоны A_1) зонах, появляются участки, представленные одним сравнительно крупным активным разрывом.

На графиках изменения производной длины максимального разрыва во времени момент главной структурной перестройки определяется по главному максимуму (например, рис. III.25в или III.43-4). Кроме того, для тех экспериментов, которые ранее анализировались в связи с распределением движений в сдвиговой зоне (см. рис. III.39), с данным моментом времени совпадает равенство вкладов дизъюнктивной и пластической составляющих в общую амплитуду смещения (50/50 %), а также изменение характера связи дизъюнктивной компоненты смещения и количества разрывов с прямого на обратный (см. рис. III.40). Наконец, изучение соответствующих экспериментам кривых “нагрузка-деформация” показало, что главная структурная перестройка приурочена к нисходящей ветви графика и является первой после того, как нагрузка достигла максимального значения. В более поздних экспериментах В.А. Трускова и С.А. Борнякова этому моменту времени соответствует один из пиков импульсов акустической эмиссии, свидетельствующих о “всплеске” активности разрывообразования [Разломообразование..., 1991 – глава 7, рис. 7.2].

Таким образом, деление природных разломов на рассредоточенные и сосредоточенные [Гзовский, 1963], нормального вида и скрытые (у других авторов – сквозные) [Щукин, 1979; Макаров, Щукин, 1979; Металлогения..., 1984; Фаворская и др., 1985; Сквозные рудоконцентрирующие структуры, 1989], каиндинского и актасского типов [Суворов, 1962], зарождающиеся и зрелые [Рац, Чернышев, 1970], ранних и поздних этапов структурообразования (см. главу III.2 данной работы) и проводимое различными специалистами при визуальной оценке состояния разрывных сетей получает в результате проведенных исследований надежное тектонофизическое обоснование. Приповерхностная структура отражает те кардинальные изменения, которые в момент главной структурной перестройки претерпевает весь деформируемый объем земной коры или литосферы. На рис. III.51 в качестве примера представлены схемы разрывов, составляющих структуру крупных разломных зон сжатия, растяжения и сдвига, прошедших и не прошедших в своем развитии момент главной структурной перестройки.

Поскольку хорошо определяемым визуально характерным состояниям разрывных сетей соответствуют кардинальные изменения в деформационном поведении нагруженного объема, открывается возможность разделения процесса структурообразования в крупных разломных зонах по времени, исходя из физических и структурных критериев, т. е. выделения крупных стадий процесса на тектонофизической основе. На принципиальной кривой $\sigma = f(\epsilon)$ (рис. III.52) точками отмечены границы перехода нагруженного объема из одного деформационного состояния в другое, а квадратами – появления на поверхности первых разрывов (A'), сместителя (C') и главной структурной перестройки (B'). Учитывая некоторое запаздывание отражения в поверхностной структуре происходящих во всем нагруженном объеме изменений деформационного состояния и, таким образом, отождествляя точки $B'-B$ и $C'-C$, логично разделить весь процесс развития разломной зоны на следующие главные стадии.

Отрезок OA отвечает за начальную упругую стадию развития полностью обратимых деформаций, CD – за заключительную стадию полного разрушения, которая протекает при примерно одинаковом напряжении скалывания, соответствующем трению блоков по образовавшемуся в точке C магистральному сместителю. Между

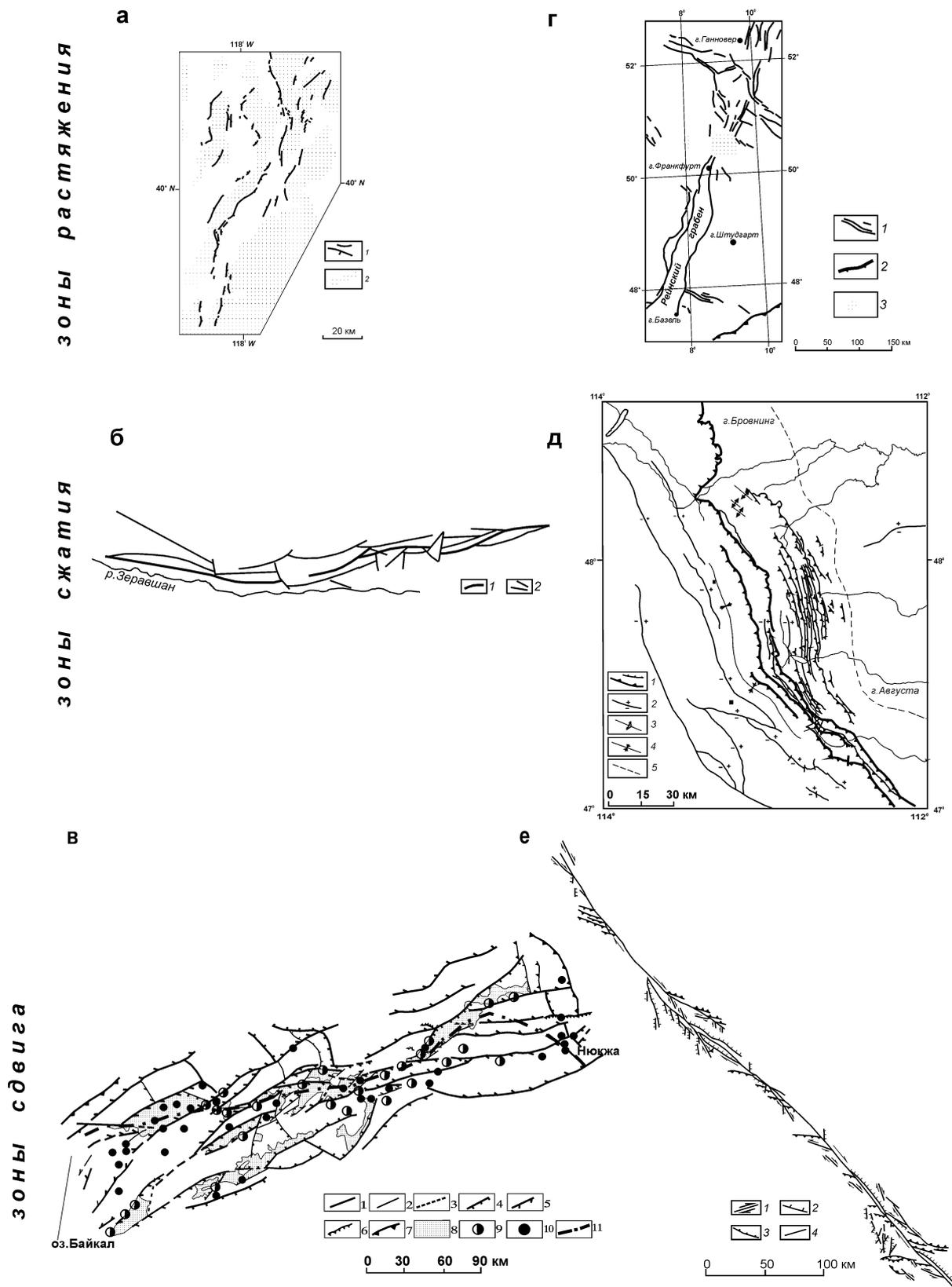


Рис. III.51. Подписи – см. на следующей странице.

Рис. III.51. Схемы разломов для зон растяжения (**а, г**), сжатия (**б, д**) и сдвига (**в, е**), не прошедших (**а-в**) и прошедших (**г-е**) в своем развитии период главной структурной перестройки.

- а** – Сбросовая зона Провинции Бассейнов и Хребтов (по [Jackson, Leeder, 1994] с упрощениями): **1** – сбросы; **2** – возвышенности, превышающие 1500 м.
- б** – Взбросовая зона Туркестанского хребта в Южном Тянь-Шане (по [Лобацкая, 1987]): **1** – магистральный разлом; **2** – сопутствующие разломы.
- в** – Сдвиговая зона северо-восточного фланга Байкальского рифта (по [Карта неотектоники..., 1983] с упрощениями): **1** – генеральные разломы; **2** – региональные разломы; **3** – предполагаемые разломы; **4** – сбросы; **5** – сбросо-сдвиги; **6** – надвиги; **7** – взбросы; **8** – осадочное заполнение впадин; **9** – палеосейсмодислокации; **10** – эпицентры землетрясений с магнитудой больше 4; **11** – ось рифтовой зоны.
- г** – Сбросовые зоны Рейнского грабена (по [Ahorner, 1975] с упрощениями): **1** – сбросы; **2** – Альпийский надвиговый фронт; **3** – вулканические породы.
- д** – Надвиговая зона штата Монтана в США (по [Watkinson, 1993]): **1** – мелкие и крупные надвиги; **2** – сбросы; **3** – антиклинали; **4** – синклинали; **5** – фронтальная граница складчато-надвиговых структур.
- е** – Зона Чингизского сдвига в Казахстане (по [Самыгин, 1974]): **1** – сдвиги; **2** – сбросы; **3** – надвиги и взбросы; **4** – разрывы с неясным характером смещений.

этими стадиями имеет место участок проявления необратимых деформаций, который моментом главной структурной перестройки делится на отрезки *AB* и *BC*, когда происходят, соответственно, упрочнение и ослабление субстрата. Исходя из существующих в тектонофизике представлений об иерархических взаимоотношениях компонент деформации [Гончаров, 1996] и учитывая, что максимуму на кривой $\sigma = f(\epsilon)$ соответствует установленное выше равенство пластической и разрывной составляющих деформации, первый отрезок должен отвечать за пластическую, а второй – за дизъюнктивную (разрывную) стадии процесса.

Однако направленность данной работы на исследование разрывной структуры разломных зон вносит определенные коррективы в это объективное с точки зрения механики разрушения разделение на стадии. Упругая стадия имеет лишь общетеоретическое значение, так как зона проявления деформаций соответствующего типа вокруг разлома не может быть зафиксирована для природных объектов и сложна для определения даже в экспериментах. В то же время появление разрывов в ходе упрочнения (точка *A'*) делает необходимым выделение заключительной части данного периода в отдельную стадию. В свете тематики исследования ее следует назвать ранней дизъюнктивной, изменив, соответственно, и название следующей, начинающейся после главной структурной перестройки и поэтому объективно установленной стадии, на позднюю дизъюнктивную.

Что же касается границы между собственно пластической (отрезок *A-A'*) и ранней дизъюнктивной (отрезок *A'-B*) стадиями, то, несмотря на известный субъективизм ее точного определения в структуре даже для эксперимента, в этом качестве, вслед за предыдущими исследователями [Гзовский, 1963; Борняков, 1981; Шерман и др., 1983], можно использовать момент появления разрывных нарушений определенного минимального размера. Следует отметить, что перечисленные стадии по макроскопическим проявлениям соответствуют принятому в механике [Рац, Чернышев, 1970; Мячкин, 1978] делению на стадии равномерного растрескивания по всему объему (1), сгущения и слияния сравнительно мелких разрывов (2) и разрастания магистрального разрыва (3).

Таким образом, первостепенное значение для исследования внутренней структуры разломных зон имеют три главные стадии: ранняя и поздняя дизъюнктивные и дизъюнктивная стадия полного разрушения. Первые две у разломных зон

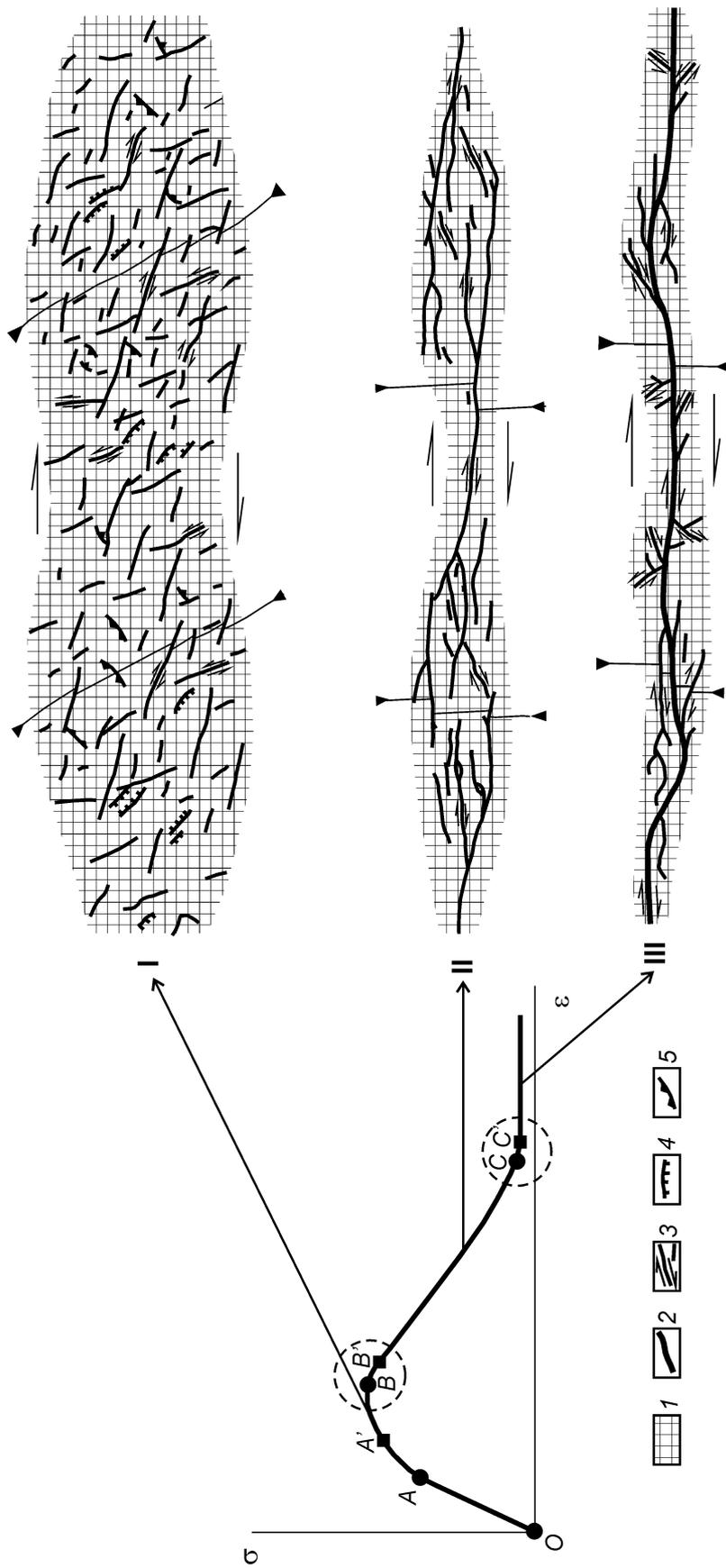


Рис. III.52. Принципиальные схемы внутренней структуры зоны крупного разлома с правосдвиговым характером смещения крыльев, соответствующие трем главным стадиям его развития (I – ранняя дизъюнктивная, II – поздняя дизъюнктивная, III – дизъюнктивная стадия полного разрушения) и трем характерным отрезкам кривой “нагрузка (σ) – деформация (ε)”. Точка A соответствует напряжению на пределе текучести, B – конечной прочности, C – уровню остаточных напряжений, A' – появлению первых разрывов в деформируемом объеме, B' – проявлению главной структурной перестройки на его поверхности и C' – появлению магистрального сместителя.

Обозначения: I – зона разлома; 2 – магистральный сместитель (разрыв 1-го порядка); 3-5 – разрывы 2-го порядка со сдвиговым (3), сбросовым (4) и надвиговым (5) характером перемещения крыльев.

длительного развития состоят из более мелких стадий разрывообразования, которые в свете выделения главных стадий должны рассматриваться как подстадии, существующие объективно и отражающие процесс рангования разрывов в ходе их эволюции в течение крупных стадий. На третьей заключительной стадии разрушение деформируемого объема является полным лишь с механической точки зрения, тогда как в природной ситуации даже в предельном случае два обособленных блока контактируют друг с другом по достаточно мощной зоне тектонитов. Отметим, что стадии, выделенные М.В. Гзовским [1963], соответствуют в нашей трактовке уровню подстадий, так как разделяющая их структурная перестройка для сравнительно небольших разломных зон может сопровождаться всплеском сейсмической активности (стадия II по М.В. Гзовскому).

Возможность определения трех главных стадий разрывообразования на основе анализа качественной картины состояния структуры в разломной зоне позволяет поставить каждой из них в соответствие все полученные в ходе натурных и экспериментальных исследований пространственные закономерности строения разрывных сетей, объединив их, таким образом, в единое целое на тектонофизической основе. Полная характеристика стадий представлена ниже в соответствии со следующей схемой изложения: деформационное поведение субстрата, специфика его напряженного состояния, общие черты строения разрывной сети, парагенезис разрывов 2-го порядка, распределение их плотности, вариации количественных параметров разрывной сети, характеристика движений в пределах разломной зоны.

Ранняя дизъюнктивная стадия развития крупного разлома (см. рис. III.52-1) представлена зоной распространения различных систем опережающих разрывов, располагающихся эшелонировано по отношению к осевой линии. Парагенезис разрывов представляют сколы 1-ой (системы R' - и R -типов), 2-ой (системы n' - и n -типов) и 3-ей (системы t' - и t -типов) серий, попеременное формирование которых является вместе с дилатансией и другими факторами причиной развивающегося на данной стадии деформационного упрочнения субстрата зоны разлома. Пары сопряженных направлений разрывов возникают при переиндексации осей главных нормальных напряжений, имеющей место на самых ранних этапах разрывообразования вследствие характерной для них осесимметричности напряженного состояния. Изменение последнего из-за непрерывного вращения осей напряжений к 45° -му положению относительно простирания зоны вызывает доминирование на заключительных этапах данной стадии систем сколов 1-ой серии. При этом наибольшее развитие получают синтетические разрывы R -типа, угол наклона которых к оси разломной зоны постоянно уменьшается при вращении осей напряжений, а также за счет увеличения угла скалывания, происходящего в результате достаточно резкого уменьшения значений реологических параметров субстрата в связи с его прогрессирующим разрушением.

Ширина зоны распространения опережающих нарушений незначительно варьирует в продольном направлении и, также как количество разрывов, интенсивно возрастает, а затем убывает в течение рассматриваемой стадии развития разлома. В противоположность этому длина максимального разрыва в зоне на протяжении того же отрезка времени неуклонно увеличивается.

Существует регулярность в расположении по простиранию разломной зоны максимумов плотности опережающих разрывов, которые по абсолютной величине незначительно отличаются от соседних менее нарушенных участков. Преобладающее расстояние между центрами максимальной раздробленности в сравнении со следующей стадией развития, так как отражает степень нарушенности лишь близповерхностного слоя.

Общая амплитуда смещения по разломной зоне складывается из разрывной и пластической составляющих, которые испытывают незначительные (по сравнению со следующей стадией развития) вариации в продольном направлении. По абсолютной величине пластическая компонента общей амплитуды смещения превосходит разрывную, что у сдвигов выражается в существовании прямой пропорциональности между дизъюнктивной составляющей амплитуды смещения и количеством разрывных структур. 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 у единичных нарушений, развивающихся на следующей стадии формирования разломной зоны.

Поздняя дизъюнктивная стадия развития крупного разлома (см. рис. III.52-II) представлена зоной ветвящихся опережающих разрывов *R*-типа, наиболее длинные из которых располагаются на некоторых участках в единственном числе, тогда как в соседних областях происходит их сочленение друг с другом с образованием разноориентированных нарушений. Среди последних ко 2-му порядку относятся системы разрывов *R*-, *P*- и *Y*-типов, характер подвижек по которым соответствует смещениям по разломной зоне в целом. Разрывообразование в областях сочленения осуществляется в условиях дополнительного сжатия, создаваемого продольными перемещениями по *R*-сколам, происходящими в поле напряжений, оси σ_1 и σ_3 которого наклонены под углом 45° к простиранию разломной зоны.

Распределение плотности опережающих разрывов характеризуется ярко выраженной дифференциацией разломной зоны на участки с сегментами будущего магистрального сместителя и минимальной плотностью дислокаций и области высокой концентрации разрывов, находящиеся на одинаковом удалении друг от друга. Расстояние между максимумами плотности разрывов значительно превосходит величину данного параметра для предыдущей стадии и является количественным выражением неоднородности разрушения 1-го порядка для данных размеров разрушаемого объема и условий деформирования.

Ширина сдвиговой зоны испытывает значительные вариации в продольном направлении, которые обусловлены раздувами в местах сочленения крупных разрывов и практически полным отсутствием зоны между этими участками. В целом для данного параметра, как и для количества активных нарушений в разломной зоне, характерна тенденция убывания во времени, что в совокупности с ускоренным (по сравнению с предыдущей стадией) увеличением длины максимального разрыва является отражением процесса локализации деформации, протекающего на фоне ослабления нагруженного объема.

Общая амплитуда смещения по разломной зоне складывается из двух составляющих, но разрывная компонента превосходит пластическую по абсолютным значениям, что для сдвигов объясняет наличие обратной пропорциональной связи дизъюнктивной составляющей амплитуды смещения с количеством разрывных нарушений. По простиранию разломной зоны ярко выражена неравномерность в распределении разрывной и пластической составляющих общей амплитуды смещения, что является следствием существования продольной регулярности в расположении участков, где вся амплитуда реализуется по единственному крупному разрыву. Распределение амплитуды сдвига по таким разрывам имеет ступенчатый вид с верхней горизонтальной площадкой, соответствующей максимальному и постоянному значению данной величины, которая может быть очень большой из-за равенства общему смещению по разломной зоне.

Реализация в зоне больших амплитуд смещения по опережающим разрывам сопровождается подвижками по сопутствующим нарушениям трансформационного типа, которые наследуют древние структурные и вещественные неоднородности, ориентированные в направлении тектонического транспорта и перпендикулярные главным системам опережающих разрывов. Результатом значительных амплитуд вертикальных перемещений в разломных зонах сжатия и растяжения, является образование под действием гравитации еще одной группы сопутствующих разрывов. Сравнительно узкая полоса их распространения обычно приурочена к одному из краев зоны, противоположна последней по динамической обстановке формирования, а по степени развития разрывной структуры принадлежит к ранней дизъюнктивной стадии. Вследствие этого в ее пределах располагаются сколы 2-ой, 3-ей и, главное, 1-ой серии, подвижки по которым в структурно-геологическом плане противоположны распространенным в основной зоне.

Дизъюнктивная стадия полного разрушения у крупных разломов (см. рис. III.52-III) представлена непрерывным магистральным сместителем, узкой зоной распространения опережающих, а также сопутствующих разрывов, степень выраженности которых в связи с увеличением амплитуды перемещения усиливается, хотя закономерности проявления и распределения в целом аналогичны имевшим место на предыдущей стадии разрывообразования.

Опережающие разрывы представлены в основном активизированными опережающими нарушениями *R*- и *P*-типов, подвижки по которым в разных участках крыльев могут иметь противоположные знаки в зависимости от обстановок продольных сжатия или растяжения, возникающих на участках торможения скольжения по магистральному сместителю в связи с повышенным трением или изгибами его плоскости. В последнем случае, кроме активизации опережающих нарушений, возникают и собственно опережающие разрывы, системность и интенсивность проявления которых целиком определяется формой и размерами тормозящей неоднородности. Поскольку изгибы плоскости сместителя в наиболее общем случае имеют место в областях сочленения самых крупных опережающих *R*-сколов, для распределения плотности опережающих разрывов может сохраниться неравномерность с постоянным шагом между максимумами.

Среднее значение варьирующей в продольном направлении ширины зоны развития опережающих разрывов и их количество в пределах стремятся к минимуму, а величина максимального разрыва (в данном случае – это собственно сместитель разлома) – к значению, обусловленному размерами разрушаемого объема. Амплитуда смещения реализуется главным образом по разрывам, причем величина дизъюнктивной составляющей стремиться к значению общей амплитуды перемещения по разломной зоне.

Согласно перечисленным признакам, представителями ранней дизъюнктивной стадии развития разломов являются, например, сброс Паджарито (рифт Рио-Гранде), Туркестанский взброс (Тянь-Шань), Дербек-Нельгехинский сдвиг (Верхоянье), поздней стадии – сброс Уосатч (Провинция Бассейнов и Хребтов), Гиссаро-Кокшаальский надвиг (Тянь-Шань), Джунгарский сдвиг (Джунгарский Алатау), стадии полного разрушения – Приморский сброс (Байкальский рифт), Вахшский надвиг (Памир), сдвиг Красной реки (Вьетнам). Таким образом, предложенная тектонофизическая модель, кроме теоретического, имеет и определенное диагностическое значение, так как позволяет по известным для конкретного дизъюнктива особенностям внутренней структуры определить стадию его развития, а также сделать прогноз, касающийся недостающих характеристик.

Часть IV.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ

Основные особенности разрывообразования, полученные в ходе исследования мелких и крупных разломных зон, были даны в заключительных разделах посвященных им частей книги единообразно, в виде моделей временного развития внутренней структуры. Вследствие этого стало очевидным, что многие из них отражают одни и те же закономерности разрушения, которые характеризуются высоким уровнем обобщения и имеют лишь некоторые особенности при проявлении на разных уровнях иерархии. Ниже эти закономерности рассматриваются, исходя из представлений, что разломные зоны литосферы развиваются в соответствии с наиболее общими законами механики разрушения реальных тел.

Прежде всего, необходимым условием образования разломной зоны является упруго-пластический характер поведения литосферного объема, когда под действием динамического нагружения он проходит через несколько характерных состояний: упругость, упрочнение, ослабление и, наконец, разрушение с последующим скольжением двух блоков. При разломообразовании эти состояния соответствуют не всему деформируемому объему, а лишь субстрату в разломной зоне. В связи с этим каждому из них свойственны определенные механизмы реализации деформации, позволяющие констатировать наличие соответствующих стадий развития внутренней структуры зоны разлома.

Формирование разрывной структуры происходит в процессе упрочнения, ослабления и разрушения, границами которых, соответственно, являются максимальное и остаточное уровни напряжения скалывания. Разрывообразование, протекающее до пиковой нагрузки, характеризуется меньшим вкладом в общую амплитуду смещения по сравнению с пластической составляющей и отвечает за раннюю дизъюнктивную стадию развития разломной зоны. Поздняя дизъюнктивная стадия соответствует периоду ослабления субстрата разломной зоны, когда ведущую роль в реализации деформации играет не пластические, а разрывные элементы, что в структурном отношении отчетливо выражается в появлении нарушений сплошности, в центральных частях которых амплитуда смещения равна амплитуде по зоне в целом. Стадия полного разрушения протекает при примерно постоянной нагрузке, возникающей главным образом от трения блоков вдоль единой поверхности магистрального сместителя.

Для процесса разломообразования в литосфере характерны все описанные выше стадии, но длительность их протекания существенным образом зависит от условий деформирования (типа нагружения, скорости деформирования, реологических характеристик среды, размеров деформируемого объема). Условия формирования мелких разломов по сравнению с крупными придают субстрату большую хрупкость, что приводит к значительному сокращению продолжительности поздней дизъюнктивной стадии развития разломной зоны и существенному упрощению ее внутренней структуры. То же (но в меньшей степени) происходит за счет гравитации у более крупных разломных зон растяжения по сравнению с аналогичными по рангу дизъ-

юнктивами, формирующимися при сдвиге и сжатии. К внешне такому же эффекту приводят увеличение скорости деформирования, уменьшение окружающего давления, температуры и, в меньшей степени, вариации других параметров, увеличивающих хрупкость деформационного поведения.

С точки зрения механики ослабление субстрата имеет принципиальное значение для разломообразования. Именно в это время протекает локализация деформации во все более и более узкой зоне, без чего образование магистрального сместителя (разлома в чисто геологическом понимании термина) не происходит, и субстрат продолжает деформироваться по податливому механизму (см. рис. 1.4, кривая 3) с возникновением структурных элементов во все большем и большем объеме. Следовательно, говорить о ранних стадиях развития разлома в строгом смысле можно лишь при наличии в зоне сместителя или, предполагая его обязательное образование в будущем. Таким образом, локализация деформации определяет саму возможность образования разлома и поэтому является закономерностью высокого уровня обобщения для рассматриваемого процесса. Все остальные установленные в работе пространственно-временные проявления разрывообразования в разломной зоне определяются видом деформации, механизмом ее распространения и кинетикой (а точнее – способностью к рангованию разрывов в нагруженном объеме). Рассмотрим последовательно, какие формы принимают эти три характеристики деформации в континентальных зонах сжатия, растяжения и сдвига, развивающихся в условиях постоянного тектонического режима (однородности деформируемого субстрата, постоянстве скорости деформирования, тождественности приложения нагрузки по простиранию дизъюнктива), что позволяет фиксировать лишь наиболее общие закономерности процесса.

Видом деформации, определяющим по большому счету парагенезис разрывов 2-го порядка в разломной зоне и не зависящим от ее ранга и ориентировки в пространстве, является скалывание. Несмотря на реализацию в реальных условиях обоих способов скалывания, к разрывообразованию 2-го порядка применим обобщенный подход, когда основные системы нарушений могут быть в достаточно полном объеме диагностированы в соответствующих терминах деформации скалывания способом III (e -, R' -, R -, n -, t -, P - и Y -типы разрывов). Во многих природных обстановках нагружения разломная зона вынуждена формироваться в соответствии с положением иницирующей структурной неоднородности, т. е. уже имеющегося разломного сместителя. Это придает определенную кинематическую обусловленность формированию внутренней структуры особенно на поздних стадиях, когда крупные нарушения вынуждены сочленяться друг с другом таким образом, чтобы магистральный сместитель стал продолжением разлома на глубине (например, разворот крупных R -сколов в зоне сдвига).

Важной особенностью деформации скалывания в разломных зонах является ее прогрессирующий характер, когда динамика процесса существенно меняется во времени. В связи с этим основная часть универсального парагенезиса нарушений 2-го порядка состоит из серии частных парагенезисов опережающих разрывов, специфика формирования которых на последовательно сменяющихся друг друга стадиях развития разломной зоны рассматривается ниже.

Парагенезис разрывов 2-го порядка на ранней дизъюнктивной стадии развития разлома определяется транспрессивным характером скалывания. Оси напряжений при дополнительном сжатии в момент образования первых разрывов отклоняются от 45-градусного положения по отношению к оси зоны. Это приводит к соответствующему отклонению и в положении образующихся в соответствии с теорией Мора пар сопряженных систем разрывов 2-го порядка, которые относятся к R' - и R -типам. Кро-

ме того, напряженное состояние субстрата в разломной зоне при транспрессивном скалывании близко к осесимметрическому, т. е. к неустойчивому, ввиду примерного равенства напряжений по двум из осей. В связи с этим образование сопряженных разрывов 1-ой серии (R' и R) может служить поводом для переиндексации осей напряжений и возникновения существенно отличающихся по ориентировкам парных систем сколов 2-ой или 3-ей серий. Режим переиндексации определяется степенью осесимметричности напряженного состояния, скоростью восстановления напряжений за счет действия внешних сил, а также степенью подверженности субстрата формированию тех или иных разрывных систем. При этом наиболее благоприятные условия складываются для образования в разломной зоне сколов R' - и R -типов, в меньшей степени t' - и t -типов и наиболее редко – для n' - и n -типов.

Определенной спецификой отличается процесс переиндексации для трещин, составляющих внутреннюю структуру разломов наименьшего масштабного ранга. В общем случае небольшие объемы земной коры, находящиеся в условиях трехмерного сжатия, разрушаются под действием тектонических сил с образованием в соответствии с теорией Мора двух сопряженных систем трещин. Угол скалывания, как зависящий главным образом от окружающего давления параметр, при этой существенно упругой деформации достаточно велик и в среднем составляет 35° . Однако резкое падение напряжений в нагруженном локальном объеме после их образования вызывает в новой индексации осей напряжений формирование не двух сколовых, а одной отрывной системы трещин. Таким образом, наиболее часто встречающийся случай переиндексации осей (соответствующий образованию сколов 1-ой и 3-ей серий в зонах крупных разломов) дает три системы примерно ортогональных опережающих трещин, которые и составляют основу разрывной сети зон мелких тектонических нарушений.

Вследствие образования тройственных парагенезисов трещин, главная система (R -тип) которых практически параллельна будущему сместителю, процесс формирования внутренней структуры мелкого разлома определяется в основном ранней дизъюнктивной стадией развития. При достижении критической плотности трещин и невозможности дальнейшего расширения зоны процесс локализации деформации на поздней дизъюнктивной стадии протекает очень быстро, так как объединение трещин R -типа в магистральный сместитель, ввиду их параллельности, не требует длительной структурной эволюции. При этом реализации сравнительно больших амплитуд перемещений по разрывам главной и второстепенной системам трещинного парагенезиса способствуют продольные движения по трещинам дополнительной системы, которые на этом втором этапе своего развития из отрывных становятся сколовыми. Таким образом, парагенезис разрывов 2-го порядка в мелких разломных зонах представлен главным образом одноориентированным тройственным парагенезисом трещин, ключевую роль в образовании которого сыграла переиндексация осей напряжений в условиях транспрессивного скалывания.

Дополнительное поперечное сжатие, вызывающее переиндексацию осей напряжений, на более поздних этапах ранней дизъюнктивной стадии развития крупных разломов исчезает, так как в ходе прогрессирующей деформации происходит постепенный разворот осей напряжений σ_1 и σ_3 до их положения под 45° к оси разломной зоны [Mandl, 1988]. В данных условиях развиваются лишь разрывы R -типа, так как смещения по субперпендикулярным к оси зоны антитетическим R' -сколам становится энергетически невыгодным. При этом миграция осей напряжений и увеличение угла скалывания в связи с повышением раздробленности субстрата и уровня напряжений при упрочнении вызывает их разворот к положению, отличающемуся от простирания

оси зоны на единицы градусов. Разворот в меньшей степени достигается разрастанием дистальных окончаний разрывов, а в основном происходит за счет объединения располагающихся рядом *R*-сколов. Некоторые из них при этом нарушают сплошность большей части деформируемого объема и становятся способными к реализации амплитуд, соизмеримых с общим смещением по зоне, что приводит к потере субстратом устойчивости, т. е. переходу к поздней дизъюнктивной стадии развития разломной зоны.

Достижение осями главных нормальных напряжений предельного положения по отношению к зоне разлома (как зоне скалывания), а также возможность реализации по разрывам больших амплитуд смещений приводит к тому, что определяющую роль в разрушении начинает играть не динамика, а кинематика деформации. Перемещения по располагающимся рядом кулисообразным разрывам *R*-типа создают повышенные напряжения на их окончаниях, которые вызывают разрывообразование, направленное на сочленение взаимодействующих разрывных нарушений. Опережающие разрывы 2-го порядка, ограничивающие, как и *R*-сколы, область сочленения, представлены синтетическими *P*-сколами, и, реже, – *Y*-сколами главного сместителя. При этом свойственная ранним стадиям четкая системность в данном случае отсутствует, так как образующиеся в процессе деформации разрывы в зависимости от специфики напряженного состояния в отдельных участках области сочленения возникают в широком спектре ориентировок, крайними членами которого являются *R*- и *P*-сколы ранних этапов рассматриваемой стадии.

Наиболее сложным напряженным состоянием, а, следовательно, и разнообразием разрывных систем 2-го и, особенно, более высоких порядков характеризуются дуплексы, как области сочленения, ось которых ориентирована перпендикулярно вектору движения в разломной зоне. Менее сложным строением характеризуются области сочленения с параллельными вектору движения продольными осями (зоны аккомодации), возникающие в связи с эшелонированностью отдельных сместителей, когда последние не могут соединиться путем простой стыковки прорастающих окончаний.

Во многих структурных ситуациях, возникающих в разломной зоне на поздней дизъюнктивной стадии развития, необходимость в трансформации больших амплитуд смещений обеспечивается разрывами, относящимися к группе сопутствующих. В отличие от всех рассмотренных выше типов опережающих разрывов, трансформационные разломы “вызваны к жизни” чисто кинематическими причинами и выполняют функции по передаче амплитуд смещений от одного сместителя к другому. В связи с этим знаки движений по одноориентированным разломам данного типа в разных местах одной и той же зоны могут быть прямо противоположными. К другой особенно-сти трансформационных нарушений относится наследование древних структурных или вещественных неоднородностей (в том числе и опережающих разрывов), которые параллельны вектору смещения по разломной зоне и субперпендикулярны к плоскости его главного сместителя. Разломы данного типа в зонах сжатия и растяжения занимают вертикальное положение, а в зонах сдвига представлены горизонтальными (часто, послойными) срывами.

Трансформационные разломы являются характерными составляющими разрывной сети не только на поздней дизъюнктивной стадии развития разломной зоны, но и на следующей стадии полного разрушения, так как кинематическая необходимость в реализации амплитуды смещения сохраняется и при эволюции опережающих разрывов. Причиной образования последних служат напряжения, возникающие при торможении движения блоков по магистральному сместителю в результате вариаций

сил трения или наличия препятствий в виде изгибов на плоскости скольжения. Динамические обстановки, а, следовательно, и парагенезисы опережающих разрывов зависят от размеров и формы тормозящих неоднородностей и поэтому могут существенно различаться от одного участка разломной зоны к другому. Одним из характерных стилей разрывообразования следует считать тот, который описан для дуплексов изгиба, когда разрушение последнего происходит путем разрывообразования в одном из крыльев. Во всех случаях ввиду наличия в разломной зоне неактивных на заключительной стадии ее формирования опережающих разрывов именно они, прежде всего, испытывают активизацию в возникающих при скольжении полях напряжений.

Систематическое образование собственно опережающих нарушений может иметь место только в благоприятных условиях, способствующих увеличению напряжений (например, дополнительные гравитационные нагрузки) или снижению прочностных характеристик субстрата (например, повышенное давление флюидов). При этом наиболее распространенными динамическими обстановками в крыльях являются продольные к смещению сжатие или растяжение. Под их воздействием образуются опережающие нарушения в двух системах, характер подвижек по которым может меняться (из-за смены обстановок сжатия и растяжения) в отличие от генерализованного положения в пространстве, определяющегося симметрией относительно плоскости магистрального сместителя.

Охарактеризованные выше группы тектонических нарушений составляют базовую часть универсального парагенезиса разрывов 2-го порядка, так как образуют основу внутренней структуры разломной зоны любого типа. При этом определяющую структурообразующую роль среди них играют опережающие разрывы и, в первую очередь, *R*-сколы. Они характеризуются синтетическим характером смещения крыльев, появляются на самых ранних этапах разрывообразования, испытывают небольшие развороты на более поздних стадиях и, постепенно увеличиваясь в размерах, формируют магистральный сместитель, подвижки по которому в свою очередь могут вызвать их активизацию уже в качестве опережающих нарушений. Вследствие этого разрывы данного типа наиболее часто встречаются в разломных зонах, что при удачном стечении обстоятельств позволяет даже в малоисследованных природных регионах по небольшому числу структурных наблюдений правильно определять ориентировку и тип движений по главному сместителю.

Разрывные сети в конкретных разломных зонах обычно не содержат всех членов базового парагенезиса, поскольку условия протекания деформации в отдельных регионах, как правило, не соответствуют описанному выше полному набору динамических и кинематических обстановок. Наиболее распространенной является ситуация, когда в связи с прекращением однонаправленного тектонического воздействия развитие структуры заканчивается на одной из промежуточных стадий развития разлома. Поскольку в данном случае бывает трудно доказать существование магистрального сместителя на глубине, зона формально не может считаться разломной. Однако все описанные закономерности формирования разрывной сети от этого не изменятся и могут быть использованы для интерпретации картины разрывных деформаций, в том числе в терминологическом плане с учетом замены ключевого словосочетания «разломная зона» на термины «зона сжатия», «зона растяжения» или «зона сдвига».

Базовый парагенезис разрывов 2-го порядка не является полным для всех типов разломных зон, поскольку не учитывает влияние гравитационных эффектов, возникающих вследствие вертикальных смещений блоков земной коры. В связи с этим для разломных зон сжатия и растяжения он дополняется еще одной группой членов,

сопутствующих развитию сетей опережающих и оперяющих разрывов. В связи со значительными амплитудами вертикальных перемещений на поздней дизъюнктивной стадии развития разломной зоны и, тем более, стадии полного разрушения в висячем блоке за счет стремления к перемещению вниз приповерхностных горных масс накапливаются изгибовые напряжения, достаточные для образования продольной полосы действия скалывающих напряжений. Развитие ее структуры зависит от амплитуды смещения по основной зоне и в природных условиях не доходит дальше ранней дизъюнктивной стадии. Полоса обычно приурочена к краевой части зоны распространения опережающих или оперяющих нарушений и по характеру деформаций, а следовательно, и парагенезису разрывов 2-го порядка, противоположна ей: в разломных зонах сжатия сопутствующие разрывы гравитационного происхождения формируются в обстановке растяжения, а в зонах растяжения, наоборот, при сжатии.

Наличие гравитационного эффекта влияет на разрушение деформируемого объема при растяжении и сжатии и является одним из главных факторов отличия в длительности (а, следовательно, и сложности) течения процесса в сбросах и взбросах (надвигах), несмотря на то, что оба типа разломов формируются в одинаковых по большому счету условиях скалывания. В зоне растяжения вес висячего блока усиливает общую нагрузку и способствует сокращению времени протекания всех стадий разрывообразования, тогда как его давление в зонах сжатия тормозит развитие магистрального разрыва и смещения по нему.

Особую роль эти эффекты играют для развития оперяющих разрывов. В разломной зоне, начиная с поздней дизъюнктивной стадии, деформация приобретает в одном случае транспрессивные, а в другом – транстенсивные черты. В связи с этим в сбросовых зонах не создаются условия для формирования систематической сети оперяющих разрывов, тогда как вблизи сместителей взбросового (надвигового) типа они присутствуют, и (особенно при дополнительном давлении флюидов) могут образовывать самостоятельные разрывные сети в соответствии с полями напряжений, характеризующимися продольной к сместителю ориентировкой оси сжатия или растяжения. Сдвиговые дизъюнктивы ввиду отсутствия гравитационных эффектов занимают в плане длительности развития и наличия оперяющих разрывов промежуточное положение между разломами сжатия и растяжения.

На формирование внутренней структуры разломных зон сжатия или растяжения оказывает существенное влияние еще один фактор – наличие поступательной миграции фронта разрывообразования, - отсутствующий в зонах сдвига. У мелких разломов он приводит к наличию поперечной зональности в проявлениях главной и второстепенной систем тройственного парагенезиса трещин (что позволяет отличать друг от друга разломы сжатия и растяжения), а у крупных дизъюнктивов – появлению целой гаммы структурообразующих процессов, значительно усложняющих строение разломных зон. Так, поступательная миграция активности разрывообразования выражается в последовательном образовании в направлении от тыловых частей к фронтальным серии частных разрывных зон, каждая последующая из которых формируется под меньшим углом к горизонту, чем предыдущая. Процесс эволюции структуры в частных разломных зонах происходит по описанным выше законам разрывообразования в зонах скалывания, и общий магистральный сместитель в конечном итоге оказывается состоящим из сегментов отдельных сместителей. В то же время верхние сегменты частных сместителей, также как и другие наиболее крупные из образовавшихся ранее продольных разрывов (R' -, R -, P - и Y -типов), при больших амплитудах перемещений взаимодействуют друг с другом, образуя сложные наложения по типу дуплексов, характерных как для зон сжатия, так и для зон растяжения.

Таким образом, главные отличия в парагенезисе разрывов 2-го порядка и в пространственном распространении составляющих их членов в разломных зонах сжатия, растяжения и сдвига обусловлены воздействием гравитации и наличием поступательной миграции фронта разрывообразования, осложняющих напряженно-деформированное состояние горных пород в зонах скалывания. У мелких разломов гравитационные эффекты практически отсутствуют, а миграция отражается лишь для зон сжатия и растяжения в продольной зональности проявления главной и второстепенной систем тройственного парагенезиса трещин. У крупных разломных зон сжатия и растяжения они проявляются в полной мере, и парагенезис разрывов 2-го порядка, кроме базовых членов, обусловленных деформацией прогрессирующего скалывания, содержит группу сопутствующих гравитационных разрывов, занимающих особое пространственное положение и обеспечивающих противоположное (к основному) перемещение субстрата в разломной зоне. Вследствие этого полный парагенезис в разломных зонах сжатия и растяжения содержит все морфогенетические типы разрывов 2-го порядка, включая продольные нарушения, имеющие то же пространственное положение, что и магистральный сместитель, но характеризующиеся прямо противоположными смещениями крыльев. Этот факт практически синхронного существования в разломных зонах одноориентированных взбросов и сбросов необходимо учитывать при интерпретации картины природных деформаций. Однако степень участия нетрадиционных членов парагенезиса в разрывообразовании несоизмерима по сравнению с ролью разрывов других морфогенетических типов и особенно с вкладом нарушений генеральной динамической обстановки, во всех случаях превышающим 50 %.

Итак, в результате протекания в разломных зонах деформации прогрессирующего скалывания, а также ее осложнения для наклонных дизъюнктивов рядом факторов, в организации их внутренней структуры участвуют различные группы разрывов 2-го порядка. Каждая из них связана с определенной стадией структурообразования, которой свойственно свое напряженно-деформированное состояние субстрата. Таким образом, интегрированная сеть разрывных нарушений в разломной зоне характеризуется сложностью и многообразием, которые еще больше усиливаются при увеличении ранга дизъюнктива. Однако в фиксированные периоды времени активными являются лишь некоторые системы опережающих, оперяющих и сопутствующих разрывов универсального парагенезиса, что и позволяет, зная описанные выше закономерности их образования, успешно интерпретировать картины природных деформаций.

Теперь необходимо рассмотреть одну из главных закономерностей кинетики деформации, которая имеет прямое отражение в формировании структуры разломных зон. Это способность разрывной деформации к развитию путем поранговой эволюции структурных элементов. Рангование обусловлено процессами самоорганизации [Летников, 1992; Борняков, Шерман, 2000], возможность и условия развития которых в разломной зоне могут быть темой отдельного исследования. В целом, возникновение нарушений сплошности и постепенное увеличение их размеров за счет прорастания окончаний происходит на ранних этапах разрывообразования, пока концентрация деформаций данного ранга не достигнет критического уровня. После этого наступает момент резкого увеличения длин некоторых из них за счет объединения с другими, иногда равными по протяженности разрывами с образованием нарушений следующего масштабного ранга. При этом мелкие разрывы, попавшие в зоны влияния вновь образовавшихся нарушений, становятся неактивными и переходят в латентное состояние. В разломных зонах это проявляется в стадийности разрывообразования, ко-

гда структура эволюционирует сравнительно медленно в течение стадий и претерпевает значительные изменения в периоды разделяющих их структурных перестроек, итогом которых каждый раз является образование разрывной сети более низкого иерархического уровня с отличающимися количественными характеристиками. В течение отдельных стадий разрывным сетям свойственно самоподобие, характер которого меняется при переходе от стадии к стадии.

Наиболее значительные перестройки внутренней структуры разломной зоны имеют место, когда образующиеся в результате их осуществления разрывы значительным образом меняют "несущую способность" деформируемого субстрата. Так, в момент главной структурной перестройки образовавшиеся разрывы в некоторых местах нарушают объем полностью и приводят к его ослаблению, а их объединение друг с другом в магистральный шов знаменует его полное разрушение на два несвязанных (в земной коре – условно) между собой блока. В течение разграниченных этими крупными перестройками ранней и поздней дизъюнктивных стадий также имеют место структурные перестройки, разделяющие процесс структурообразования на подстадии, во время которых происходит подготовка к образованию менее значимых рангов разрывных нарушений. Количество подстадий определяется общей длительностью разрывообразования и поэтому увеличивается при уменьшении скорости деформирования, увеличении размеров деформируемого объема, больше у крупных разломов, чем у мелких, а также увеличивается в ряду "зоны растяжения – зоны сдвига – зоны сжатия".

Таким образом, способность разрывной деформации к рангованию имеет конкретное выражение для разломных зон в виде стадийности формирования и иерархичности их внутренней структуры. В связи с этим наиболее эффективным при установлении тектонофизических закономерностей разрывообразования является изучение взаимоотношений между разрывами примерно одинаковой длины, так как в целом именно они были активны в одно и то же время в разломной зоне, и значит, являются носителями наиболее объективной информации о состоянии ее внутренней структуры в определенный момент времени.

Пространственные закономерности расположения разрывов в разломных зонах сжатия, растяжения и сдвига, по нашему мнению, определяются волновым способом распространения деформаций. По отношению к формированию тектонических структур он был предложен давно и в виде распространения волн "механических напряжений" подробно обсуждался в работах Л.М. Плотникова [1991]. В последние годы обнаружены и исследованы длиннопериодные деформационные волны в земной коре [Динамические процессы..., 1994; Невский и др., 1989; Невский, 1999]. Кроме того, описаны возможные механизмы их возникновения и развития при пластическом поведении материалов под нагрузкой [Панин, 1990; Физическая мезомеханика..., 1995].

Все это косвенным образом свидетельствует о возможности реализации данного способа распространения деформаций и при формировании внутренней структуры разломных зон литосферы. Тогда наличие постоянного шага между максимумами плотности разрывов может быть, вслед за Л.М. Плотниковым [1991], объяснено возникновением стоячей волны, в пучностях которой происходят максимальные деформации в виде образования разрывов. Длина волны зависит от параметров деформирования и в каждом конкретном случае будет определять неоднородность разрушения 1-го порядка, согласно которой разломная зона в продольном направлении делится на участки двух типов. Одни несколько опережают другие в развитии и в их пределах быстрее образуются сегменты будущего магистрального сместителя, тогда как в дру-

гих происходит сравнительно длительный процесс сочленения последних друг с другом. Это отражается в неравномерном распределении разрывов и амплитуд перемещений в разломной зоне. Особенно отчетливо неоднородность 1-го порядка проявляется на поздней дизъюнктивной стадии развития разлома, тогда как на ранней стадии она завуалирована неоднородностями разрушения более высоких порядков, выражающихся чередованием максимумов плотности с меньшим шагом. Последний, по видимому, определяется длиной волны, имеющей место при деформации лишь части нагруженного объема.

Волновой характер распространения деформаций находит наглядное выражение в колебательной миграции зоны активного структурообразования в поперечном направлении, обнаруженной в экспериментах. Наличие данного процесса в природных условиях подтверждается исследованиями Л.М. Красильникова [1980], который, изучая пространственное распределение разнотипной рудной минерализации в разломных зонах, выделил полосы активных в одно и то же время разрывов, не совпадающих по пространственному положению друг с другом. Поперечные миграции приводят к тому, что в каждый фиксированный момент времени наиболее нарушенным разрывами является одно из крыльев дизъюнктива. При этом в конечном итоге сильнее раздробленным оказывается активное крыло, причем данная особенность характерна и для сдвигов, где она не может быть объяснена действием других факторов.

Особенности зарождения и перемещения деформационных волн при разломообразовании должны представлять объект для дальнейших целенаправленных исследований, но уже сейчас очевидно, что волновой способ распространения деформаций хорошо объясняет пространственную неравномерность раздробленности субстрата разломных зон в продольном и поперечном направлениях. Количественные характеристики этой неравномерности зависят от длины, амплитуды и скорости распространения деформационных волн, которые в свою очередь определяются параметрами условий нагружения конкретного объема литосферы.

Итак, разрывообразование в разломных зонах континентальной литосферы протекает, как и в любом другом реальном теле, в соответствии с фундаментальными законами развития деформаций и обуславливается ее типом, способом распространения и кинетикой. Определяющими чертами при этом, соответственно, являются прогрессирующее, изначально транспрессивное скалывание, существование волн деформации и ее способности к развитию во времени путем рангования структурных элементов. Каждая из этих особенностей протекания деформации обуславливает разные стороны проявления неравномерности, как фундаментального свойства процесса, имеющего место при однородности разрушаемого субстрата, тождественности приложения нагрузки и постоянстве скорости деформирования. Таким образом, пространственно-временная неравномерность формирования внутренней структуры разломных зон литосферы должна проявляться даже при постоянном тектоническом режиме в виде временной стадийности разрывообразования (как следствия рангования) и пространственной неравномерности распределения разрывов (как следствия волнового способа распространения деформации при скалывании).

В то же время при разломообразовании в литосфере описанные выше наиболее общие особенности протекания деформации приобретают определенную специфику, связанную главным образом с упруго-пластическим характером поведения нагруженного объема и некоторыми особенностями процесса в условиях литосферы (воздействие гравитации, влияние дневной поверхности и др.). Упруго-пластическое поведение субстрата обуславливает последовательную смену его характерных состоя-

ний: упругости, упрочнения, ослабления и разрушения. Разрывы появляются уже при упрочнении, но определяющую роль играют при ослаблении и, естественно, при разрушении субстрата. Таким образом, для процесса разломообразования в литосфере объективно выделяются три главных стадии: ранняя дизъюнктивная (упрочнение субстрата), поздняя дизъюнктивная (ослабление субстрата на фоне локализации деформации) и дизъюнктивная стадия полного разрушения (скольжение блоков по неровному магистральному сместителю).

Разрывные нарушения, образующиеся на границах между главными стадиями, коренным образом меняют степень устойчивости субстрата разломной зоны по отношению к внешней нагрузке. Это приводит к возникновению на каждой из стадий характерного напряженного состояния, что отражается в структуре и заметно даже при визуальных наблюдениях. Разлом на ранней дизъюнктивной стадии развития представляет собой достаточно широкую зону неравномерного в поперечном и продольном направлениях развития разноориентированных и разнотипных опережающих разрывов, возникающих при характерной для транспрессивного скалывания переиндексации осей напряжений. Разлом на поздней дизъюнктивной стадии развития представлен сравнительно узкой зоной развития опережающих и трансформационных разрывов, в которой с одинаковым шагом чередуются участки сегментов будущего магистрального сместителя и широкие области их сочленения друг с другом, характеризующиеся, вследствие этого, специфическим напряженным состоянием и высокой степенью нарушенности вмещающего субстрата. Разлом на стадии полного разрушения представлен выраженным тектонитами магистральным сместителем, а также разнотипными опережающими и трансформационными разрывами, имеющими неравномерное распределение вследствие приуроченности главным образом к изгибам его плоскости.

Эти наиболее общие закономерности формирования внутренней структуры, являющиеся отражением фундаментальных законов развития деформации, дополняются при разломообразовании в условиях литосферы эффектами, связанными с поступательной миграцией фронта разрывообразования и воздействием гравитации. В полной мере им подвержены зоны сжатия и растяжения, хотя и в разной форме, что является главной причиной отличий внутренней структуры разломов разного морфогенетического типа. У разломных зон сжатия и растяжения появляются поперечная зональность, связанная с возможностью миграции фронта разрывообразования, а в парагенезисе разрывов 2-го порядка – группа гравитационных сопутствующих членов. Последние характеризуются определенным пространственным положением на краю разломной зоны и обеспечивают противоположные основному движения субстрата в ее пределах. В целом рассатриваемые явления усложняют и удлиняют процесс разрывообразования в зонах сжатия, упрощают и сокращают его протекание в зонах растяжения, тогда как зоны сдвига в этом ряду занимают промежуточное положение.

Характер тектонической обстановки разрывообразования в литосфере – лишь один из детально рассмотренных в настоящей работе факторов, влияющих на проявление наиболее общих закономерностей разрывообразования в разломной зоне. Другим являлась степень пластичности поведения деформируемого объема под нагрузкой, влияние которой на закономерности формирования разломной зоны оценивалось путем анализа характера разрывообразования в разных условиях деформирования (при вариациях вязкости субстрата, скорости деформирования, масштабов объектов, окружающих давления, температуре и т. п.). В целом с уменьшением пластичности деформационного поведения характер структурообразования упрощается, что отра-

жается в сокращении количества стадий, уменьшении расстояния между максимумами раздробленности, увеличении скорости миграции разрывообразования, сокращении количества членов в парагенезисе разрывов 2-го порядка и т. д.

Предельным случаем при этом является разрывообразование в зонах мелких разломов, которые в наиболее общей ситуации образуются при более существенной роли упругой деформации земной коры, чем крупные дизъюнктивы. Для них характерно относительно простое внутреннее строение, так как разрывообразование происходит сравнительно быстро и по большому счету ограничивается лишь ранней дизъюнктивной стадией. Образующийся в это время парагенезис разрывов представлен лишь тремя примерно ортогональными системами трещин, поскольку в переиндексированном после образования первых двух сколовых направлений поле напряжений образуется только одна отрывная система разрывов. По ней на следующей поздней дизъюнктивной стадии, выражающейся в быстром объединении субпараллельных оси зоны разрывов главной системы, осуществляются сколовые смещения трансформационного типа.

Таким образом, некардинальные изменения характера деформационного поведения оказывают существенное влияние на количественные параметры разрывообразования в разломных зонах. Однако само существование наиболее общих закономерностей структурообразования, определяющееся фундаментальными свойствами деформации (наличие трех главных стадий развития разломных зон; поперечная и продольная неравномерность нарушенности; состав парагенезиса опережающих и оперяющих разрывов) остаются неизменными. Эти пространственно-временные особенности разрывообразования являются неотъемлемой частью процесса формирования разломных зон сжатия, растяжения и сдвига в литосфере. Их роль, как закономерностей наиболее общего плана, является решающей при деформации упруго-пластического субстрата под нагрузкой. Что же касается факторов, осложняющих картину разрывообразования в разломных зонах (главным из которых является наличие древних структурно-вещественных неоднородностей), то они могут быть причиной различного рода местных отклонений от общих закономерностей, отражая тем самым специфику проявления последних в природных условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование континентальных разломных зон разного типа и ранга показало, что, несмотря на различия, их внутренняя структура развивается в соответствии с общими закономерностями. Они обусловлены единым упруго-пластическим поведением субстрата под нагрузкой, реализацией в разломных зонах любого типа прогрессирующей деформации транспрессивного скалывания, а также спецификой ее распространения во времени и пространстве.

Развитие разломных зон даже при однородности разрушаемого субстрата, тождественности приложения нагрузки вдоль их простирания и постоянстве скорости деформирования носит изначально неравномерный характер. Пространственно-временная неравномерность еще больше усиливается в условиях структурно-вещественной неоднородности литосферы и нестабильности воздействия тектонических сил.

Внутренняя структура разломной зоны любого типа и ранга формируется в течение трех главных дизъюнктивных стадий, каждой из которых соответствуют строго определенные деформационное поведение субстрата, его напряженное состояние, парагенезис разломов 2-го порядка, пространственные и временные вариации параметров разрывной сети. Ранняя дизъюнктивная стадия характеризуется упрочнением деформируемого субстрата и распространением сравнительно мелких опережающих нарушений R' , R , t' , t , n' - и n -типов, поздняя дизъюнктивная – ослаблением субстрата с развитием в сравнительно узкой зоне опережающих (R -, P - и Y -типов) и трансформационных (T' и T -типов) разрывов, а дизъюнктивная стадия полного разрушения – скольжением блоков по магистральному сместителю, у изгибов которого имеют место активизированные опережающие, трансформационные и собственно опережающие (C' , C -, E' и E -типов) разрывы.

Ранняя и поздняя стадии разделяются на подстадии структурными перестройками, в ходе которых самоподобие развития разрывной сети меняется из-за интенсивного образования разломов более крупного ранга. Количество подстадий определяется длительностью разрывообразования в конкретной разломной зоне и в целом при прочих равных условиях уменьшается с увеличением скорости деформирования, уменьшением толщины разрушаемого слоя земной коры, а также в ряду “зона сжатия – зона сдвига – зона растяжения”.

Тектоническая раздробленность субстрата разломных зон меняется неравномерно вкрест и вдоль их простирания. Это выражается, во-первых, в различной степени нарушенности крыльев дизъюнктива даже у сдвигов и, во-вторых, в существовании участков повышенной и пониженной плотности разрывов, чередующихся обычно с определенным шагом, величина которого в ходе структурной эволюции возрастает и к концу поздней дизъюнктивной стадии отражает пространственную неоднородность разрушения 1-го порядка.

Универсальный для разломных зон растяжения, сжатия и сдвига парагенезис разрывов 2-го порядка включает группы опережающих, опережающих и сопутствующих нарушений. Определяющую роль в структуре формирующихся разломных зон играют опережающие разрывы, которые активизируются в качестве опережающих по-

сле возникновения магистрального сместителя, а до этого образуют серию частных парагенезисов, в том числе и тройки-системы трещин, имеющие место вблизи разломных поверхностей любого масштабного ранга.

У мелких взбросов, надвигов, сбросов и сдвигов тройственные парагенезисы трещин образуют основу внутренней структуры. Они развиваются на стадии упрочнения горного массива и состоят из являющихся сколами Риделя главной и второстепенной систем трещин, а также перпендикулярного к ним дополнительного направления мелких разрывов, возникающих в результате переиндексации осей главных нормальных напряжений в ходе трещинообразования. Близкий к прямому угол между главной и второстепенной системами трещин в тройственном парагенезисе не противоречит законам механики, так как в верхних (но не близповерхностных) частях коры существенно упругая реакция горного массива имеет место при относительно большом всестороннем давлении.

Главной отличительной особенностью достаточно крупных зон сжатия и растяжения в сравнении со сдвигами является то, что на двух заключительных стадиях их внутренняя структура осложняется наличием полосы проявления сопутствующих гравитационных нарушений (R'_g -, R_g -, t'_g -, t_g -, n'_g - и n_g -типов). Организация разрывной сети в ее пределах в принципе соответствует ранней дизъюнктивной стадии развития дизъюнктивов.

Представленные выше и другие выявленные в ходе исследования тектонофизические закономерности осложняются в конкретных зонах сжатия, растяжения и сдвига воздействием вариаций тектонического режима и влиянием структурно-вещественных неоднородностей литосферы. Несмотря на это, знание общих закономерностей имеет принципиальное значение для адекватного понимания многих геодинамических процессов, так как в ряде природных обстановок они проявляются в первоначальном виде, а в других случаях могут быть с успехом использованы для расшифровки сложной картины деформаций в конкретных разломных зонах растяжения, сжатия и сдвига. Особое значение установленные в работе тектонофизические закономерности разломообразования имеют для выявления специфики связанных с разломными зонами процессов сейсмичности и рудообразования, изучение которых следует считать одной из главных задач дальнейших исследований по проблеме.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 495с.
- Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 102с.
- Бабичев А.А. О некоторых принципиальных вопросах использования критериев подобия при моделировании трещин и разрывов // Геология и геофизика. 1987. №4. С.36-42.
- Бабичев О.В., Стаховская З.И., Соболев Г.А. и др. О влиянии давления на процессы подготовки и предвестники разрушения горной породы // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. №1. С.26-35.
- Баренблатт Г.И. Об основных представлениях теории равновесных трещин, образующихся при хрупком разрушении / Проблемы механики сплошной среды. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С.29-45.
- Белоусов В.В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207с.
- Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ, 1997. 324с.
- Богацкий В.В. Механизм формирования структур рудных полей. М.: Недра, 1986. 88с.
- Болк Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М.: Госгеоллиздат, 1946. 212с.
- Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур горного Алтая). Новосибирск: Наука, 1976. 123с.
- Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели / Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С.26-44.
- Борняков С.А., Шерман С.И. Многоуровневая самоорганизация деструктивного процесса в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Физическая мезомеханика. 2000. Т.3. №4. С.107-115.
- Брейс У.Ф. Упругость и жесткость горных пород / Структурная геология и тектоника плит. Т.3. М.: Мир, 1991. С.258-264.
- Будько В.М. К методике определения направления относительного перемещения крыльев разрывов // Науч. докл. высш. школы. Горное дело. 1958. №3. С.96-102.
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В. и др. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения / Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С.5-33.
- Быков В.Г. Нелинейные волновые процессы в геологических средах. Владивосток: Дальнаука, 2000. 190с.
- Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1975. 271с.
- Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений / Тр. ГИН АН СССР. Сер. рудн. месторождений. 1955. Вып. 162. №17. 159с.
- Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195с.
- Геология Прибайкалья / Отв. ред. Е.В. Павловский. Иркутск: Вост.-Сиб. Правда, 1969. 152с.
- Гзовский М.В. Физическая теория образования тектонических разрывов / Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С.78-96.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч.3,4. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544с.
- Гладков В.Г. Линейно ориентированные структурные элементы надвигов / Вопросы геологии и изучения вещественного состава руд. М.: Недра, 1966. С.12-29.
- Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры / А.В. Пейве. Избранные труды. М.: Наука, 1990. 352с.

Гоникберг В.Е. Использование космических снимков для реконструкции новейшего поля тектонических напряжений // Исслед. Земли из космоса. 1983. №6. С.39-51.

Гончаров М.А. Об иерархических соотношениях пластической и разрывной деформации // Вестник МГУ. 1996. №5. С.18-23.

Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В. и др. Задача о раздвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987а. №6. С.3-21.

Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В. и др. Исследование напряженного состояния, кинематики и развития нарушений сплошности осадочного чехла над активными разломами фундамента (при сочетании математического и физического моделирования в условиях плоской деформации) / Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987б. С.5-41.

Гришкян Р.И. О тектонофизическом анализе механизма образования системной трещиноватости (на примере Алданского щита) / Тектоника Сибири Т.5. М.: Наука, 1972. С.214-220.

Гришкян Р.И., Парфенов Л.М., Уфимцев Г.Ф. Космические изображения Байкальской рифтовой области и ее возможная кинематическая модель / Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С.104-108.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья (оледенение, вулканизм, неотектоника). М.: Наука, 1965. 166с.

Гуревич Г.И. О “механическом анализе вопросов тектоники” в его традиционном приложении. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 156с.

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

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений / Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С.7-35.

Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ, 1961. 47с.

Данилович В.Н. Аркогенный тип надвигов // Геология и геофизика. 1963. №2. С.5-12.

Динамические процессы в геофизической среде. М.: Наука, 1994. 255с.

Довжиков А.Е. Глубинные и краевые разломы, критерии их выделения и пути классификации / Геологическое строение СССР. Т.5. М.: Изд-во АН СССР, 1969. С.157-178.

Егер Дж.К. Упругость, прочность и текучесть. М.: ГНТИ маш. лит-ры, 1961. 172с.

Еловских В.В. Геология и полезные ископаемые Дербек-Нельгехинской рудной зоны / Тр. ЯФАН, сер. геол. 1956. №3. С.93-105.

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. 73с.

Звягинцев Л.И. Деформации горных пород и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1978. 177с.

Зоненшайн Л.П. Тектоника Западного Саяна. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 112с.

Зятькова Л.К. Новейшая тектоника Западного Саяна. М.: Госгеолтехиздат, 1973. 176с.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмостектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 139с.

Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 205с.

Казьмин В.Г., Бяков А.Ф. Континентальные рифты: структурный контроль магматизма и раскол континентов // Геотектоника. 1997. №1. С.20-32.

Казьмин В.Г., Гольмшток А.Я., Клитгорд К. и др. Строение и развитие района Академического хребта по данным сейсмических и подводных исследований (Байкальский рифт) // Геология и геофизика. 1995. Т.36. №10. С.164-176.

Карта неотектоники региона Байкало-Амурской магистрали (м-б 1 : 3 000 000) / Отв. ред. Н.А.Логачев. Иркутск, 1983.

Карта разломов юга Восточной Сибири (м-б 1 : 1 500 000) / Ред. П.М.Хренов. Л., 1982.

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

Кнорринг Л.Д. Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости. Л.: Недра, 1969. 87с.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314с.

- Красильников Б.Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М.: Наука, 1966. 248с.
- Красильников Л.М. Структурные условия формирования флюоритового оруденения в Забайкалье. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1980. 18с.
- Крейтер В.М. Структуры рудных полей и месторождений. М.: Госнаучтехиздат, 1956. 272с.
- Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 247с.
- Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А. и др. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. 1995. Т.36, №10. С.154-163.
- Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. №6. С.3-21.
- Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск. Наука, 1992. 231с.
- Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В. и др. Поясная зональность покровно-складчатых структур юга Сибирской платформы. Иркутск: ВостСибНИИГиМС, 1990. 68с.
- Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128с.
- Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т.44. №5. С.391-406.
- Логачев Н.А., Борняков С.А., Шерман С.И. О механизме формирования Байкальской рифтовой зоны по результатам физического моделирования // Докл. РАН. 2000. Т.373. №3. С.388-390.
- Ломтадзе В.В. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л.: Недра, 1970. 528с.
- Лукин Л.И., Солюшкин Е.П. Структуры гидротермальных урановых месторождений и некоторые вопросы их изучения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. №3. С.3-15.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210с.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144с.
- Мазукабзов А.М., Сизых В.И. О покровно-чешуйчатом строении Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1987. №3. С.87-90.
- Макаров В.И., Щукин Ю.К. Оценка активности скрытых разломов // Геотектоника. 1979. №1. С.96-109.
- Макарова Н.В., Корчуганова Н.И., Макаров В.И. Морфологические типы орогенов как показатели геодинамических условий их формирования и развития // Геоморфология. 2000. №1. С.14-26.
- Маттон К., Клеркс Ж. Структура бассейна в западной части северного Байкала: район мыса Заворотный // Геология и геофизика. 1995. Т.36. №10. С.177-182.
- Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991-1996 гг. // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №11. С.1598-1607.
- Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур / И.Н. Томсон, Н.Т. Кочнева, В.С. Кравцов и др. М.: Недра, 1984. 272с.
- Мигурский А.В. Структурные стили в тектонических исследованиях / Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С.315-318.
- Михайлов А.Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 132с.
- Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1984. 464с.
- Михайлова А.В. Методика количественной оценки перемещений, деформаций и напряжений в пластических непрозрачных моделях / Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С.38-48.
- Михайлова А.В. Методические вопросы создания и исследования тектонических моделей с применением пластичных эквивалентных материалов / Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С.209-227.
- Муди Дж.Д., Хилл М.Дж. Сдвиговая тектоника / Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Мир, 1960. С.265-333.
- Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232с.

Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А. и др. Основы физики очага и предвестники землетрясений / Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С.6-29.

Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. Т.1. М.: ИЛ, 1954. 648с.

Невский М.В. Сверхдлиннопериодные волны деформаций на активных разломах и сейсмичность / Геофизика на рубеже веков: Избранные труды ученых ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С.124-139.

Невский М.В., Морозова Л.А., Фьюз Г.С. Длиннопериодные деформационные волны / Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С.18-33.

Нейштадт Л.И. Методы геологического изучения трещиноватости горных пород при инженерно-геологических исследованиях. М.: Госэнергоиздат, 1957. 103с.

Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов / В.Г. Трифонов, Г.А. Востриков, А.И. Кожурин и др. М.: Наука, 1988. 365с.

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

Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. №12. С.103-115.

Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа / Под ред. Н.И.Николаева. М.: Недра, 1992. 295с.

Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика с приложениями к проблемам газовых и нефтяных пластов. М.: Недра, 1996. 447с.

Николаевский В.Н., Шаров В.И. О разломах и механизме тектонической расслоенности земной коры / Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука, 1986. С.38-46.

Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 167с.

Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры (геолого-геоморфологические и сейсмотектонические вопросы). М.: Наука, 1977. 240с.

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

Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения / Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С.163-184.

Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ / Отв. ред. В.В. Белоусов и В.В. Эз. М.: Недра, 1977. 271с.

Павлова Н.Н. Трещиноватость и разрушение горных пород. М.: Наука, 1970. 96с.

Павлова Н.Н., Шрейнер Л.А. Разрушение горных пород при динамическом нагружении. М.: Недра, 1964. 153с.

Панин В.Е. Волновая природа пластической деформации // Изв. вузов. Физика. 1990. Т.33. №2. С.4-16.

Партон В.З., Морозов Е.М. Механика упруго-пластичного разрушения. М.: Наука, 1985. 504с.

Парфенов В.Д. Значение геологических методов кинематического анализа для реконструкции полей тектонических напряжений / Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука, 1986. С.69-79.

Парфенов В.Д., Парфенова С.И. К вопросу о реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах // Докл. АН СССР. 1980. Т.251. №4. С.238-241.

Парфенов Л.М. К тектонике Западного Саяна // Геология и геофизика. 1962. №8. С.117-121.

Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 169с.

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; №3. С.57-71.

Пешль Т., Эвальд П., Прандтль Л. Физика упругих и жидких тел. М.: Гостехтеориздат, 1933. 326с.

Плешанов С.П., Ромазина А.А. Некоторые вопросы кинематики развития разломов центральной части Байкальского рифта / Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С.129-141.

Плешанов С.П., Чернов Ю.А. О роли разрывных нарушений в геологической структуре Приольхонья / Тр. Иркутск. политехн. ин-та. Сер. геол. 1968. В.4. С.22-27.

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

Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 364с.

Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 152с.

Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Горлов Н.В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости // Советская геология. 1956. №58. С.170-185.

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

Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск: Наука, 1992. 228с.

Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия / С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков и др. Новосибирск: Наука, 1994. 263с.

Райс Дж. Механика очага землетрясений. М.: Мир, 1982. 217с.

Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399с.

Расцветаев Л.М. Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры / Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987а. С.171-181.

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений / Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч.2. М.: ГИН АН СССР, 1987б. С.173-235.

Рац М.В. К трещинной тектонике района строительства Нурекской ГЭС / Тр. Гидропроекта. 1966. Вып.14. С.129-139.

Рац М.Р., Ваник М.И. Статистический анализ микродеформаций и разрушения горных пород по данным голографических измерений / Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука, 1986. С.79-86.

Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 164с.

Ребецкий Ю.Л. Парагенезисы квазипластического деформирования трещиноватых сред / Структурные парагенезисы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С.144-146.

Родыгин А.И. Признаки направления смещения при деформации сдвига. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1991. 99с.

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

Ромашов А.Н., Кондратьев В.Н., Колюкин А.М. и др. Моделирование основных этапов развития геотектонических циклов // Геология и геофизика. 1986. №10. С.18-25.

Руженцев С.В. Сдвиги Юго-Восточного Памира / Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Наука, 1963. С.113-127.

Ружич В.В. Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики их формирования. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1972. 23с.

Ружич В.В. Сейсмоструктурная деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1997. 145с.

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

Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 208с.

Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука, 1989. 136с.

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.

Сейлз Д.К. Деформация форланда / Структурная геология и тектоника плит. Т.1. М.: Мир, 1990. С.147-155.

Сейсмоструктурная и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М.: Наука, 1968. 252с.

Семеновский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1986а. 130с. (Деп. ВИНТИ 13.08.86. №5762-В86).

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

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

Семеновский К.Ж. Принципы и этапы спецкартирования разломно-блоковой структуры на основе изучения трещиноватости // Геология и геофизика. 1994. Т.35. №9. С.112-130.

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

Семеновский К.Ж. Тектонофизические закономерности деструкции литосферы на примере Гималайской зоны сжатия // Тихоокеанская геология. 2001. Т.20. №6. С.17-30.

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

Семеновский К.Ж., Гладков А.С. Особенности деформаций земной коры на периферии Байкальской зоны деструкции // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №9. С.1512-1519.

Семеновский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В. Тектонофизическая характеристика зоны Ангарского разлома (юг Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2001а. Т.42. №8. С.1260-1270.

Семеновский К.Ж., Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И. Тектонические нарушения осадков оз. Байкал (по материалам исследования бурового ядра ВДР-98) // Геология и геофизика. 2001б. Т.42. №1. С.308-318.

Семеновский К.Ж., Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Скуденко Т.В. Первые результаты исследования разрывов в осадках оз. Байкал на основе материалов глубоководного бурения // Докл. РАН. 2000. Т.371. №1. С.75-78.

Сим Л.А. Некоторые особенности полей напряжений в зонах разломов (по геологическим и сейсмологическим данным) / Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С.151-158.

Сквозные рудоконцентрирующие структуры / Под ред. М.А. Фаворской и И.Н. Томсона. М.: Наука, 1989. 222с.

Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 685с.

Соболев Г.А., Шамина О.Г. Современное состояние лабораторных исследований процессов разрушения применительно к физике землетрясений / Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С.68-90.

Соловьев С.Л., Ковочев С.А., Мишарина Л.А. и др. Сейсмичность поперечных нарушений в Ольхон-Святоносской зоне оз. Байкал // Докл. АН СССР. 1989. Т.309. №1. С.61-64.

Соловьева И.А. О поперечных нарушениях срединно-океанических хребтов // Геотектоника. 1981. №6. С.15-30.

Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367с.

Ставрогин А.Н. Исследование предельных состояний и деформации горных пород // Изв. АН СССР. Физ. Земли. 1969. №12. С.3-17.

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

Стром А.Л., Никонов А.А. Соотношения между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1997. №12. С.55-67.

Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. 282с.

Суворов А.И. К вопросу о классификации крупных разломов геосинклинальных областей (на примере Казахстана и Средней Азии) // Докл. АН СССР. 1962. Т.147. №1. С.191-194.

Тверитинова Т.Ю. Роль пластичности и хрупкости горных пород при формировании дизъюнктивных структур // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т.72. Вып.4. С.54-64.

Тевелев А.В. Кинематика трансферов / Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С.172-174.

- Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. В 2-х частях. М.: Мир, 1985. 727с.
- Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224с.
- Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999, 252с.
- Трифонов В.Г., Макаров В.И., Пономарев В.С. Закономерности новейшего тектогенеза / Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С.211-218.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144с.
- Фаворская М.А., Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н. и др. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.: Наука, 1985. 166с.
- Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизииной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника. 1997. №6. С.56-71.
- Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. 245с.
- Физическая мезомеханика и компьютерное конструирование материалов. Т.1. / Под ред. В.Е.Панина. Новосибирск, Наука. 1995. 298с.
- Хренов П.М., Демин А.Н., Таскин А.П. и др. Скрытые поперечные разломы Байкальской рифтовой системы / Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С.99-104.
- Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 122с.
- Хэндин Д. Прочность и пластичность. М.: Мир, 1969. 272с.
- Чарушин Г.В. Изучение тектонической трещиноватости осадочных пород юга Сибирской платформы / Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С.216-229.
- Черезов А.М., Шубин Г.В. Волновой механизм формирования разрывных зон // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО РАН. 1990. Вып. 755. С.136-144.
- Чернышев С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука, 1983. 240с.
- Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясений. М.: Наука, 1981. 191с.
- Шейдеггер А.Е. Основы геодинамики. М.: Недра, 1987. 384с.
- Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. №10. С.10-19.
- Шеменда А.И. Некоторые закономерности деформации литосферы при растяжении (по результатам физического моделирования) // Докл. АН СССР. 1984. Т.275. №2. С.346-350.
- Шеменда А.И. Моделирование крупномасштабных деформаций литосферы / Экспериментальная тектоника. М.: Наука, 1989. С.252-262.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102с.
- Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы (тектонофизический анализ проблемы) / Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С.5-26.
- Шерман С.И. Физический эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика. 1984. №3. С.8-18.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112с.
- Шерман С.И., Гинтов О.Б., Борняков С.А. и др. Характер разрывообразования в консолидированной земной коре и моделирование зон скалывания // Геофизический журнал. 1988. Т.10. №1. С.13-20.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158с.
- Шихин Ю.С. Геологическое картирование и оценка рудоносности разрывных нарушений. М.: Недра, 1991. 229с.
- Шичжон Е. Региональные дизъюнктивные зоны Восточного Китая / Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск: Наука, 1990. С.73-79.
- Штейберг В.В. О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. №7. С.49-64.
- Шульц С.С. Планетарные трещины // Геотектоника. 1971. №3. С.18-34.
- Щукин Ю.К. Сейсмогенные структуры территории СССР и их природа / Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С.233-249.
- Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 247с.

Ahorner L. Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe // *Tectonophysics*. 1975. V.29. P.233-249.

Alessio G., Esposito E., Gorini A. et al. Detailed study of the Potentino seismic zone in the Southern Apennines, Italy // *Tectonophysics*. 1995. V.250. N1-3. P.113-134.

An L.-J., Sammis C.G. Development of strike-slip faults: shear experiments in granular materials and clay using a new technique // *J. of Struct. Geology*. 1996. V.18. N8. P.1061-1077.

Anders M.H., Wiltschko D.V. Microfracturing, paleostress and the growth of faults // *J. of Struct. Geology*. 1994. V.16. P.36-51.

Anderson E.M. *The dynamics of faulting*. Edinburg, 1951. 206p.

Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // *J. of Geophys. Res.* 1984. V.89. P.5835-5848.

Angelier J. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data // *J. of Struct. Geology*. 1989. V.11. P.37-50.

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

Bartlett W.L., Friedman M., Logan J.M. Experimental folding of rocks under confining pressure. Part IX: wrench faults in limestone layers // *Tectonophysics*. 1981. V.79. P.255-277.

Bombolakis E.G. Photoelastic study of initial stages of brittle fracture in compression // *Tectonophysics*. 1968. V.6. N.6. P.461-473.

Borniyakov S.A., Adamovich A.N. Mechanism of fault segmentation and character of segment interaction (from results of physical and mathematical simulation) // *J. of Prediction Research*. 2000. N4. P.36-51.

Brace W.F. An extension of the Griffith theory of fracture to rocks // *J. of Geophys. Res.* 1960. V.65. N10. P.36-50.

Braun J. Three-dimensional numerical simulations of crustal-scale wrenching using a non-linear failure criterion // *J. of Struct. Geology*. 1994. V.16. N8. P.1173-1186.

Buck W.R. Modes of continental lithospheric extension // *J. of Geophys. Res.* 1991. V.96. NB12. P.20,161-20,178.

Byerlee J.D. Frictional characteristics of granite under confining pressure // *J. of Geophys. Res.* 1967. V.72. N14. P.3639-3648.

Cassas S.A.M., Gil P.I., Simon G.J.L. Los metodos de analisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistematica y tecnicas de aplicacion // *Estud. Geol.* 1990. V.46. N5-6. P.385-398.

Chinnery M.A. The stress changes that accompany strike slip faulting // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1963. V.53. N5. P.921-932.

Chinnery M.A., Petrak J.A. The dislocation fault model with a variable discontinuity // *Tectonophysics*. 1968. V.5. N6. P.513-529.

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

Cloos H. *Der mechanismus tiefvulkanischer Vorgange*. Braunschweig: Fridr. Vieweg und Sohn, 1921. 95p.

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

Cowie P.A., Shipton Z.K. Fault tip displacement gradients and process zone dimensions // *J. of Struct. Geology*. 1998. V.20. N8. P.983-997.

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

Cox S.J.D., Scholz C.H. Rupture initiation in shear fracture of rocks: an experimental study // *J. of Geophys. Res.* 1988b. V.93. NB4. P.3307-3320.

Dahestrom C.D.A. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains // *Bull. Can. Petrol. Geol.* 1970. V.18. P.332-403.

Dauteuil O., Mart Y. Analogue modeling of faulting pattern, ductile deformation and vertical motion in strike-slip fault zones // *Tectonics*. 1998. V.17. N2. P.303-310.

Davis D., Engelder T. The role of salt in fold/thrust belts // *Tectonophysics*. 1985. V.119. P.67-88.

- Davis D., Supple J., Dahlen F.A. Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges // *J. of Geophys. Res.* 1983. V.88. NB2. P.1153-1172.
- Davy P., Hansen A., Bonnet E. et al. Localization and fault growth in layered brittle-ductile systems: Implications for deformations of the continental lithosphere // *J. of Geophys. Res.* 1995. V.100. NB4. P.6281-6294.
- Dennis J.G., Hall R. Jura-type platform folds: a centrifuge experiment // *Tectonophysics.* 1978. V.45. P.T15-T25.
- Dixon J.M., Simpson D.G. Centrifuge modelling of laccolith intrusion // *J. of Struct. Geology.* 1987. V.9. N1. P.87-103.
- Dixon J.M., Tirrul R. Centrifuge modeling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession // *J. of Struct. Geology.* 1991. V.13. N1. P.3-20.
- Dietrich D. Fold-axis parallel extension in an arcuate fold- and thrust belt: the case of the Helvetic nappes // *Tectonophysics.* 1989. V.170. P.183-212.
- Donath F.A., Faill R.T., Tobin D.G. Deformation mode fields in experimentally deformed rock // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1971a. V.82. P.1441-1462.
- Donath F.A., Fruth L.S. Dependence of strain-rate effects on deformation mechanism and rock type // *J. of Geology.* 1971b. V.79. P.347-371.
- Doser D.I. Faulting within the Eastern Baikal rift as characterized by earthquake studies // *Tectonophysics.* 1991. V.189. P.109-139.
- Eisenstadt G., De Paor G.D. Alternative model of thrust-fault propagation // *Geology.* 1987. V.15. P.630-633.
- Elliott D. The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets // *Phyl. Trans. Roy. Soc. London.* 1976. V.A283. P.289-312.
- Engelder T. Role of pore water circulation during the deformation of foreland fold and thrust belts // *J. of Geophys. Res.* 1984. V.89. P.4319-4325.
- Engelder T., Gross M.R. Curving cross joints and the lithospheric stress field in eastern North America // *Geology.* 1993. V.21. P.817-820.
- Evans M.A. The structural geometry and evolution of foreland thrust systems, Northern Virginia // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V.10. N3. P.339-354.
- Faccenna C., Nalpas T., Brun J.-P. et al. The influence of preexisting thrust faults on normal fault geometry in nature and in experiments // *J. of Struct. Geology.* 1995. V.17. N8. P.1139-1149.
- Freund R. Kinematics of transform and transcurrent faults // *Tectonophysics.* 1974. V.21. P.93-134.
- Freund R., Merzer A. Anisotropic origin of transform faults // *Science.* 1976. V.192. N4235. P.137-138.
- Friedman M., Handin J., Lodan J.M. et al. Experimental folding of rocks under confining pressure. Part III: Faulted drape folds in multilithologic layered specimens // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1976. V.87. P.1049-1066.
- Friedman M., Stearns D.W. Relations between stresses inferred from calcite twin lamellae and macrofractures, Teton Anticline, Montana // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1971. V.82. P.3151-3162.
- Fukuchi T. Reconstruction of principal stress axes by fault striations, the case of the western South Fossa Magna, Japan // *Tectonophysics.* 1989. V.165. N1. P.185-189.
- Gamond J.F. Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones // *J. of Struct. Geology.* 1987. V.9. N5/6. P.609-620.
- Gamond J.F. Normal faulting and tectonic inversion driven by gravity in a thrusting regime // *J. of Struct. Geol.* 1994. V.16. N1. P.1-9.
- Gapais D., Bale P., Cobbold P.R. et al. Bulk kinematics from shear zone pattern: some field examples // *J. Struct. Geology.* 1987. V.9. P.635-646.
- Gerbault M., Poliakov A.N.B., Daignieres M. Prediction of faulting from the theories of elasticity and plasticity: what are the limits? // *J. of Struct. Geology.* 1998. V.20. N2/3. P.301-320.
- Gibbs A.D. Structural evolution of extensional basin margins // *J. of Geol. Soc. London.* 1984. V.141. P.609-620.
- Gibbs A.D. Linked fault families in basin formation // *J. of Struct. Geol.* 1990. V.12. N5/6. P.795-803.
- Golenetsky S.I., Misharina L.A. Seismicity and earthquake focal mechanisms in the Baikal rift zone // *Tectonophysics.* 1978. V.45. P.71-85.

Granier T. Origin, damping and pattern of development of faults in granite // *Tectonics*. 1985. V.4. N7. P.721-737.

Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L. et al. Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada basin and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1998. V.110. N6. P.801-820.

Griggs D.T., Turner F.I., Heard H.C. Deformation of rocks at 500° to 800°C // *Geol. Soc. Am. Mem.* 1960. V.79. P.36-63.

Guiraud M., Laborde O., Philip H. Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensors using microfault analysis // *Tectonophysics*. 1989. V.170. N3-4. P.289-316.

Hancock P.L. Brittle microtectonics: Principles and practice // *J. of Struct. Geol.* 1985. V.7. N3/4. P.437-457.

Hancock P.L., Al Kadhi A., Sha'at N.A. Regional joint sets in the Arabian platform as indicators of intraplate processes // *Tectonophysics*. 1984. V.3. P.27-43.

Hancock P.L., Engelder T. Neotectonic joints // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V.101. N10. P.1197-1208.

Handin J., Hager R.V., Jr. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature in dry samples // *Am. Ass. Petrol. Geologist Bull.* 1957. V.41. N1. P.1-50.

Handin J., Hager R.V., Jr. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at high temperature // *Am. Ass. Petrol. Geologist Bull.* 1958. V.42. P.2892-2934.

Handin J., Hager R.V., Friedman M. et al. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests // *Am. Ass. Petrol. Geologists. Bull.* 1963. V.47. N5. P.717-755.

Harding T.P. Petroleum traps associated with wrench faults // *Am. As. Petrol. Geologists. Bull.* 1974. V.60. P.365-378.

Harding T.P., Lowel J.D. Structural style, their plate tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces // *Am. As. Petrol. Geologist. Bull.* 1979. V.63. P.1016-1059.

Heard H.C. Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Yule marble // *J. of Geology*. 1963. V.71. N2. P.162-195.

Hempton M.R., Neher K. Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an echelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins // *J. of Struct. Geology*. 1986. V.8. N6. P.597-605.

Henry P., Le Pichon X., Goffe B. Kinematic, thermal and petrological model of the Himalayas: constraints related to metamorphism within the underthrust Indian crust and topographic elevation // *Tectonophysics*. 1997. V.273. P.31-56.

Hildebrand-Muttelheidt N. Deformation near a fault termination, part I: A fault in a clay experiment // *Tectonophysics*. 1979. V.57. N2-4. P.131-150.

Hubbert M.K., Rabey W.W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1. Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1959. V.70. P.115-166.

Hutchinson D.R., Golmshtok A.Ya., Zonenshain L.P. et al. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data // *Geology*. 1992. V.20. P.589-592.

Jackson J., Leeder M. Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley, Nevada // *J. of Struct. Geology*. 1994. V.16. N8. P.1041-1059.

International Tectonic Map of the World (Scale 1:15000000) / Chief ed. V.E.Khain. M.: Mingeo, 1984.

Keep M., McClay K.R. Analogue modelling of multiphase rift systems // *Tectonophysics*. 1997. V.273. N3-4. P.239-270.

Kehle R.O. Analysis of gravity sliding and orogenic translation // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1970. V.81. P.1641-1664.

Keller J.V.A., Minelli G., Piali G. Anatomy of late orogenic extension: the Northern Apennines case // *Tectonophysics*. 1994. V.238. P.275-294.

Kirby S.H. Tectonic stresses in the lithosphere: constants provided by the experimental deformation of rocks // *J. of Geophys. Res.* 1980. V.B85. N11. P.6353-6363.

- Krantz R.W. The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation // *J. of Struct. Geology*. 1995. V.17. N8. P.1125-1137.
- Lajtai E.Z. Mechanics of second order faults and tension gashes // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1969. V.80. N11. P.2253-2272.
- Lajtai E.Z. A theoretical and experimental evaluation of the Griffith theory of brittle fracture // *Tectonophysics*. 1971. V.11. P.129-156.
- Lamouroux C., Ingles J., Debat P. Conjugate ductile shear zones // *Tectonophysics*. 1991. V.185. P.309-323.
- Levi K.G., Miroschnichenko A.I., San'kov V.A. et al. Active faults of the Baikal depression // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.* 1997. V.21. N2. P.399-434.
- Lowell J.D. Spitsbergen tertiary orogenic belt and Spitsbergen fracture zone // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1972. V.83. N.10. P.3091-3101.
- Mandl G. *Mechanics of tectonic faulting. Models and basic concepts.* Elsevier, 1988. 407c.
- Marshak S., Geiser P.A., Alvarez W. et al. Mesoscopic fault array of the northern Umbrian Apennine fold belt, Italy: Geometry of conjugate shear by pressure-solution slip // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1982. V.93. P.1013-1022.
- Martel S.T. Formation of compound strike-slip fault zones, Mount Abbot quadrangle, California // *J. of Struct. Geology*. 1990. V.12. N7. P.869-882.
- McClay K.R., Ellis P.G. Analogue models of extensional fault geometries / *Continental extensional tectonics. Geol. Soc. Publ.* 1987. V.28. P.109-125.
- McCoss A.M. Simple constructions for deformation in transpression/transtension zones // *J. of Struct. Geology*. 1986. V.8. N6. P.715-718.
- McDonald K., Sempere J.-C. East Pacific Rise from siqueiros to Orozoco fracture zones: along-strike continuity of axial neovolcanic zone and structure and evolution of overlapping spreading centers // *J. of Geophys. Res.* 1984. V.89. NB7. P.6049-6069.
- McGrath A.G., Davison I. Damage zone geometry around fault tips // *J. of Struct. Geology*. 1995. V.17. N7. P.1011- 1024.
- McKinstry H.E. Shears of the second order // *Am. J. Sci.* 1953. V.251. N5. P.401-414.
- Menendez B., Zhu W., Wong T.-F. Micromechanics of brittle faulting and cataclastic flow in Berea sandstone // *J. of Struct. Geology*. 1996. V.18. N1. P.1-16.
- Mitra S. Duplex structures and imbricate thrust systems: geometry, structural position and hydrocarbon potential // *Am. Ass. Petrol. Geologist Bull.* 1986. V.70. N9. P.1087-1112.
- Moench R.H. Pre-metamorphic down-to-basin faulting, folding and tectonic dewatering, Rangely area, western Maine // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1970. V.81. P.1463-1496.
- Mogi K. Effect of the triaxial stress system on the failure of dolomite and limestone // *Tectonophysics*. 1971. V.11. P.111-127.
- Mogi K. Fracture and flow of rocks // *Tectonophysics*. 1972. V.13. N1/4. P.541-568.
- Mogi K. On the pressure dependence of strength of rocks and the Coulomb fracture criterion // *Tectonophysics*. 1974. V.21. N3. P.273-285.
- Molnar P., Trapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*. 1975. V.189. P.419-426.
- Molnar P., Trapponnier P. Active tectonics of Tibet // *J. of Geophys. Res.* 1978. V.83. P.5361-5374.
- Moor D.E., Lockner D.A. The role of microcracking in shear-fracture propagation in granite // *J. of Struct. Geology*. 1995. V.17. N1. P.95-114.
- Moore T.C., Klitgord K.D., Golmshtok A.Ya. et al. The Central and North Basins of Lake Baikal: the early phase of basin formation // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1997. V.9. P.746-766.
- Muller L. *Felsbau. I Band.* Enke-Verlag, Stuttgart, 1963. 236p.
- Mulugeta G. Dynamic models of continental rift valley systems // *Tectonophysics*. 1985. V.113. N1/2. P.49-73.
- Mulugeta G. Modelling the geometry of Colomb thrust wedges // *J. of Struct. Geology*. 1988. V.10. N8. P.847-859.
- Muraoka H., Kamara H. Displacement distribution along minor fault traces // *J. of Struct. Geology*. 1983. V.5. N.5. P.483-495.
- Murrell S.A.F. Natural faulting and the mechanics of brittle shear failure // *J. Geol. Soc. London*. 1977. V.133. P.175-189.

- Naylor M.A., Mandl G., Superteijn C.H.K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states // *J. Struct. Geology*. 1986. V.8. N.7. P.737-752.
- Nieto-Samaniego A.F., Alaniz-Alvarez S.A. Origin and tectonics interpretation of multiple fault patterns // *Tectonophysics*. 1997. V.270. N3-4. P.197-206.
- Niv A.D. Release fault: A variety of cross fault in linked extensional fault systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil // *J. of Struct. Geology*. 1995. V.17. N5. P.615-629.
- Ohnaka M., Akatsu M., Mochizuki H. et al. A constitutive law for the shear failure of rock under lithospheric conditions // *Tectonophysics*. 1997. V.277. P.1-27.
- Olsson W.A. Microfracturing and faulting in a limestone // *Tectonophysics*. 1974. V.24. P.277-285.
- Osterwald F.W. Critical review of some tectonic problems in Cordilleran foreland // *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 1961. V.45. P.219-237.
- Park R.G. *Foundations of structural geology*. London: Chapman & Hall, 1997. 202p.
- Paterson M.S. Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1958. V.69. P.465-476.
- Patton T.L., Logan J.M., Friedman M. Experimentally generated normal faults in single-layer and multilayer limestone specimens at confining pressure // *Tectonophysics*. 1998. V.295. P.53-77.
- Peacock D.C.P. Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones // *J. of Struct. Geology*. 1991. V.13. N9. P.1025-1035.
- Pease R.W. Nonmal faulting and lateral shear in Northeastern California // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1969. V.80. P.715-720.
- Peltzer G., Gillet P., Tapponnier P. Formation des failles un materiau modele: la plastiline // *Bull. Soc. Geol. France. Ser.7*. 1984. V.XXVI. N1. P.161-168.
- Pincus H.J. Statistical methods applied to the study of rock fractures // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1951. V.62. P.81-130.
- Pollard D.D., Aydin A. Progress in understanding jointing over the past century // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. V.100. P.1181-1204.
- Qidong D., Peizhen Z. Research on the geometry of shear fracture zones // *J. of Geophys. Res.* 1984. V.89. NB7. P.5699-5710.
- Ramsay J.G. Shear zone geometry: a review // *J. of Struct. Geology*. 1980. V.2. N1/2. P.83-99.
- Ramsay J.G., Huber M.J. *The techniques of modern structural geology*. London: Academ. Press. Incomp., 1987. V.1,2. 700p.
- Reches Z. Analysis of faulting in three-dimentional strain field // *Tectonophysics*. 1978. V.47. N1-2. P.109-130.
- Reches Z. Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield criterion // *Tectonics*. 1987. V.6. P.849-861.
- Robinson L.H. The effect of pore and confining pressure on the failure process in sedimentary rock // *Quart. Color. School Mines*. 1959. V.54. N3. P.177-199.
- Rodgers D.A. Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon and strike-slip faults: sedimentation in oblique-slip mobile zones // *Spec. Publs Int. Ass. Sedimentol.* 1980. V.4. P.27-41.
- Sales J.K. Structure of the northern margin of the Green River Basin, Wyoming / Wyoming Geol. Ass. Guidebook, 23rd Field Conf. 1971. P.19-52.
- Schmitt J.G., Steichmann J.R. Interior ramp-supported uplifts: Implication for sediment provenance in foreland basins // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1990. V.102. P.494-501.
- Scholz C.A., Klitgord K.D., Ten Brink et al. Results of 1992 seismic reflection experiment in Lake Baikal // *EOS Trans. A.G.U.* 1993. V.74. P.465-470.
- Scholz C.H. Microfracturing and the inelastic deformation of rock in compression // *J. Geophys. Res.* 1968. V.73. P.1417-1432.
- Scholz C.H., Dawers N.H., Yu J.-Z. et al. Fault growth and fault scaling laws: Preliminary results // *J. of Geophys. Res.* 1993. V.98. NB12. P.21,951-21,961.
- Segall P., Pollard D.D. Mechanics of discontinuous faults // *J. of Geophys. Res.* 1980. V.85. NB8. P.4337-4350.
- Segall P., Pollard D.D. Nucleation and growth of strike-slip faults in granite // *J. of Geophys. Res.* 1983. V.88. NB1. P.555-568.

- Sengor A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective // *Earth-Sci. Rev.* 1990. V.27. P.1-201.
- Serra S., Nelson R.A. Clay modelling of rifts asymmetry and associated structures // *Tectonophysics*. 1988. V.153. P.307-312.
- Sherman S.I. Faults of the Baikal rift zone // *Tectonophysics*. 1978. V.45. P.23-39.
- Sibson R.H. Fault rocks and fault mechanisms // *J. of Geol. Soc. London*. 1977. V.133. P.191-213.
- Sibson R.H. Brittle failure mode plots for compressional and extensional tectonic regimes // *J. of Struct. Geology*. 1998. V.20. N5. P.655-660.
- Skempton A.W. Some observations on tectonic shear zones / *Proc. I-st Congr. Intern. Soc. Rock Mech*. V.1. 1966. P.329-335.
- Smith J.V. Kinematics of secondary synthetic ("P") faults in wrench systems // *Tectonophysics*. 1993. V.223. N3/4. P.439-443.
- Stearns D.W. Certain aspects of fracture in naturally deformed rocks / *Rock mechanics seminar*. Bedford, Massachusetts, Air Force Cambridge Research Laboratory. 1969. P.97-118.
- Stein S. An earthquake swarm on the Chagos-Laccadive Ridge and its tectonic implications // *Royal Astron. Soc. Geophys. Jour.* 1978. V.55. P.577-588.
- Structural geology of fold and thrust belts / Ed.: S.Mitra and G.W.Fisher. Baltimor and London: Johns Hopkins Univ. Press., 1992. 255p.
- Swanson M.T. Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S.Maine // *J. of Struct. Geology*. 1988. V.10. P.933-948.
- Sylvester A.G. Strike-slip faults // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. V.100. P.1666-1703.
- Tapponnier P., Lacassin R., Leloup P.H. et al. The Ailao Shan – Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China // *Nature*. 1990. V.343. P.431-437.
- Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of China // *J. of Geophys. Res.* 1977. V.82. P.2905-2930.
- Tchalenko J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1970. V.81. N6. P.1625-1640.
- Teyssier C. A crustal thrust system in an intracratonic environment // *J. of Struct. Geology*. 1985. V.7. N6. P.689-700.
- The encyclopedia of the solid Earth sciences / Ed. P. Kearey. Oxford: Backwell Sci. Pub., 1993. 713p.
- Thrust tectonics / Ed.: K.R. McClay. Chapman and Hall, 1991. 444p.
- Tron V., Brun J.-P. Experiment on oblique rifting in brittle-ductile systems // *Tectonophysics*. 1991. V.188. P.71-84.
- Vendeville B., Cobbold P.R. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profiles and stratigraphic wedges // *J. of Struct. Geology*. 1988. V.10. P.649-659.
- Vendeville B., Cobbold P.R., Davy P. et al. Physical models of extensional tectonics at various scales // *Geol. Soc. Special Publ.* 1987. N28. P.95-107.
- Vermile J.M., Scholz C.H. The process zone: A microstructural view of fault growth // *J. Geophys. Res.* 1998. V.103. NB6. P.12,223-12,237.
- Watkinson A.J. A footwall system of faults associated with a foreland thrust in Montana // *J. of Struct. Geology*. 1993. V.15. N305. P.335-342.
- Watterson J., Nicol A., Walsh J.J. et al. Strains at the intersections of synchronous conjugate normal faults // *J. of Struct. Geology*. 1998. V.20. N4. P.363-370.
- Wernicke B., Burchfield B.C. Modes of extensional tectonics // *J. of Struct. Geology*. 1982. V.9. P.1047-1050.
- Wilcox R.E., Harding T.P., Seely D.R. Basic wrench tectonics // *Am. Ass. Petrol. Geologist Bull.* 1973. V.57. P.74-96.
- Wilson G.T. A new class of faults and their bearing of continental drift // *Nature*. 1965. N4995. P.343-347.
- Withjack M.O., Gamison W.R. Determination produced by oblique rifting // *Tectonophysics*. 1986. V.126. P.99-124.
- Wojtal S. Shortening and elongation of thrust zones within the Appalachian foreland fold-thrust belt / *Structural geology of fold and thrust belts*. Baltimor and London: Johns Hopkins Univ. Press., 1992. P.93-103.

Wojtal S., Mitra G. Strain hardening and strain softening in fault zones from foreland thrusts // Geol. Soc. Am. Bull. 1986. V.97. N6. P.674-687.

Wong T. Shear fracture energy of Westerly granit from post-failure behavior // J. of Geophys. Res. 1982. V.87. NB2. P.990-1000.

Wong T., Bilgel R. Effects of pressure on the micromechanics of faulting in San Marcos gabbro // J. of Struct. Geology. 1985. V.7. P.737-749.

Woodcock N.H., Fischer M. Strike-slip duplexes // J. of Struct Geology. 1986. V.8. N7. P.725-735.

Wrench fault tectonics / Ed. A.G. Sylvester. Tulsa, Oklahoma USA, 1984. 313p.

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.

Yin A., Kelty T.K. Development of normal faults during emplacement of a thrust sheet: an example from the Lewis allochthon, Glacier National Park, Montana (USA) // J. of Struct. Geology. 1991. V.13. N1. P.37-47.

Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project // J. of Geophys. Res. 1992. V.97. NB8. P.11,703-11,728.

Zonenshain L.P., Savostin L.A. Geodynamics of the Baikal Rift Zone and plate tectonics of Asia // Tectonophysics. 1981. V.76. P.1-45.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	6
Часть I. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ И ТЕРМИНОЛОГИЯ ..	8
Глава I.1. Характеристика объекта исследований	8
Глава I.2. Тектонофизический подход к исследованию разломных зон растяжения, сжатия и сдвига литосферы	11
Часть II. ТРЕЩИННАЯ СТРУКТУРА РАЗЛОМНЫХ ЗОН РАЗНОГО МОРФОГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА	24
Глава II.1. Современное состояние проблемы изучения трещино- образования в разломных зонах земной коры	24
Глава II.2. Эмпирические закономерности строения и развития при- разломных трещинных сетей	34
II.2.1. Методика сбора информации и объекты исследований	34
II.2.2. Трещинные парагенезисы вблизи сместителей разломов взбросового, сбросового и сдвигового типов	36
2.2.1. Основной тройственный парагенезис трещин	36
2.2.2. Хаотические трещинные сети	50
2.2.3. Влияние структурно-вещественных неоднородностей горных пород на развитие приразломной трещиноватости	57
Глава II.3. Тектонофизические закономерности формирования трещин- ных сетей в разломных зонах разного морфогенетического типа	62
II.3.1. Механизм формирования трех взаимно перпендикулярных систем тектонических трещин	62
3.1.1. Интерпретация угловых соотношений между основ- ными системами трещин в тройственном парагенезисе	62
3.1.2. Механизм разрушения локальных объемов горных по- род тремя примерно ортогональными системами тре- щин	71
II.3.2. Динамика трещинообразования в разломных зонах земной коры	76
Часть III. ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА КРУПНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН РАСТЯЖЕНИЯ, СЖАТИЯ И СДВИГА	88
Глава III.1. Общие вопросы формирования крупных разломных зон литосферы	88
III.1.1. Условия крупномасштабного разломообразования	88
III.1.2. Современное состояние изученности парагенезисов разры- вов 2-го порядка в крупных разломных зонах	90

III.1.3. Пространственно-временные закономерности вторичного разрывообразования по материалам предыдущих исследований	95
Глава III.2. Внутренняя структура крупных разломных зон растяжения, сжатия и сдвига по данным натурных исследований	99
III.2.1. Зоны растяжения	99
2.1.1. Парагенезис разломов зоны влияния Обручевского сброса (Байкальский рифт) на основе результатов спецкартирования	99
2.1.2. Обобщенный парагенезис разломов в зонах растяжения	115
III.2.2. Зоны сжатия	119
2.2.1. Парагенезис разломов зоны влияния Кандатского взброса (Западный Саян) по данным спецкартирования	119
2.2.2. Обобщенный парагенезис разломов в зонах сжатия	126
III.2.3. Зоны сдвига	133
III.2.4. Универсальный парагенезис разрывов 2-го порядка в крупных разломных зонах континентальной литосферы	144
Глава III.3. Внутренняя структура крупных разломных зон по данным экспериментальных исследований	157
III.3.1. Задачи моделирования и методика работ	157
III.3.2. Зоны сдвига	163
3.2.1. Количественная оценка временных закономерностей разрывообразования в сдвиговой зоне	163
3.2.2. Количественная оценка пространственных закономерностей разрывообразования в сдвиговой зоне	170
III.3.3. Зоны растяжения	182
III.3.4. Зоны сжатия	190
Глава III.4. Тектонофизическая модель разрывообразования в крупных разломных зонах литосферы	204
 Часть IV. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ В КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ	 212
 ЗАКЛЮЧЕНИЕ	 223
 ЛИТЕРАТУРА	 225

CONTENT

FOREWORD.....	6
Part I. RESEARCH FUNDAMENTALS AND TERMINOLOGY.....	8
Chapter I.1. Characteristics of the research object.....	8
Chapter I.2. Tectonophysical approach to studying fault zones of extension, compression and wrench in the lithosphere.....	11
Part II. JOINT STRUCTURE OF FAULT ZONES OF VARIOUS MORPHOGENETIC TYPES.....	24
Chapter II.1. The current state of the art in research of jointing in crustal fault zones.....	24
Chapter II.2. Empiric peculiarities in construction and development of near- fault joint patterns.....	34
II.2.1. Method of data accumulation and objects of research.....	34
II.2.2. Joint paragenesises near reverse, normal and strike-slip faults ..	36
2.2.1. Major triple joint paragenesis.....	36
2.2.2. Chaotic joint networks.....	50
2.2.3. Impact of structural and material rock inhomogenities on near-fault jointing.....	57
Chapter II.3. Tectonophysical regularities of joint networking in fault zones of various morphogenetic types.....	62
II.3.1. Mechanism of formation of three perpendicular systems of tec- tonic joints.....	62
3.1.1. Interpretation of angle ratios of major systems of joints in the triple paragenesis.....	62
3.1.2. Destruction mechanism of local rocks by three near- orthogonal systems of tectonic joints.....	71
II.3.2. Dynamics of jointing in crustal fault zones.....	76
Part III. INTERNAL STRUCTURE OF LARGE FAULT ZONES OF EXTENSION, COMPRESSION AND WRANCH.....	88
Chapter III.1. General aspects of large-scale faulting in the lithosphere.....	88
III.1.1. Conditions of large-scale faulting.....	88
III.1.2. The current state of art in fracture paragenesises of the 2 nd or- der in large fault zones.....	90
III.1.3. Spatial and temporal regularities of secondary fracturing from previous publications.....	95
Chapter III.2. Internal structure of large fault zones of extension, compres- sion and wrench from nature observations.....	99
III.2.1. Extension zones.....	99
2.1.1. Fault paragenesis in the zone impacted by the Obruchev normal fault (Baikal rift) from specialized mapping results	99
	241

2.1.2. Generalized fault paragenesis in extension zones	115
III.2.2. Compression zones	119
2.2.1. Fault paragenesis in the zone impacted by the Kandat re- reverse fault (Western Sayan) from specialized mapping re- sults	119
2.2.2. Generalized fault paragenesis in compression zones	126
III.2.3. Wrench zones	133
III.2.4. Universal paragenesis of fractures of the 2 nd order in large fault zones of continental lithosphere	144
Chapter III.3. Internal structure of large fault zones from experimental data .	157
III.3.1. Tasks of modelling and a technique of works	157
III.3.2. Wrench zones	163
3.2.1. Quantitative estimation of temporal regularities of fractur- ing in a wrench zones	163
3.2.2. Quantitative estimation of spatial regularities of fracturing in a wrench zones	170
III.3.3. Extension zones	182
III.3.4. Compression zones	190
Chapter III.4. Tectonophysical models of fracturing in large fault zones in the lithosphere	204
 Part IV. GENERAL REGULARITIES OF FRACTURING IN CONTINENTAL FAULT ZONES	 212
 CONCLUSION	 223
 REFERENCES	 225

Тематический план выпуска
изданий СО РАН на 2003 г. № 77

Дополнительная финансовая поддержка:
хоздоговор (№ 19-02 от 4.01.2001 г., отв. исп. А.С. Гладков),
грант РФФИ (№ 01-05-64485, рук. С.И. Шерман),
ФЦП “Интеграция” (№ Б0009, отв. исп. М.А. Тугарина)

Научное издание

Константин Жанович Семинский

**ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН
Тектонофизический аспект**

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук, профессор *С.И. Шерман*

Утверждено к печати
Ученым советом Института земной коры СО РАН

Филиал «Гео» Издательства СО РАН
630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3