АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологический институт

ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ФИЗИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

I ЧАСТЬ

МОСКВА 1987 г.

УДК.550.89:551.2:551.3:551.5:552.1:552.5:620.186

Сборник содержит результаты исследований, выполненных сотрудниками Геологического института АН СССР по теме "Физика тектонических процессов". В него включены статьи, посвященные проблемам моделирования геологических автоколебательных систем, экспериментального изучения снижения прочности горных пород в присутствии поверхностно-активных жидких фаз, изучения стресс-метаморфизма горных пород в складчатых областях, парагенетического анализа дизъюнктивных нарушений.

Приведенные материалы интересны геологам, занимающимся проблемами геотектоники, литологии, структурной геологии и тектонофизики.

Ответственные редакторы

академик А.В.Пейве, А.В.Лукьянов

© Геологический институт АН СССР

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

Часть I

А.В.ЛУКЬЯНОВ. Релаксационные автоколебательные системы в геологических процессах. Моделирование. 8

Автоколебательные системы, возникающие в ходе магматического процесса 17

Автоколебательные системы, возникающие в ходе осадочного процесса 40

Автоколебательные системы, возникающие при деформации горных пород 60

Автоколебательные системы, возникающие при формировании климата 65

Д.И.САЛЬНИКОВ. Экспериментальное изучение влияния расплавов на механические свойства горных пород 87

Объекты и методы исследования 91

Исследование влияния расплавов окислов и солей на механические свойства горных пород 99

Структурные превращения горных пород, контактирующих с жидкими фазами, в условиях низкой межфазной энергии 110

Обсуждение результатов 114

Часть II

А.В.ЛУКЬЯНОВ, В.Т.ЛУКЬЯНОВА. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня 121

I. Физическая сущность стресс-метаморфизма и его соотношение с PT-метаморфизмом и тектоническими движениями 123

II. Стресс-метаморфизм в различных тектонических условиях 130

III. О терминах s-метаморфизм и sPT-метаморфизм . . 162

Л.М.РАСЦВЕТАЕВ. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений 173
1. Общие особенности дизъюнктивной тектонической деформации 173
2. Основные стадии структурно-парагенетического анализа тектонических дизъюнктивов 191
Морфологическая стадия 191
Парагенетическая стадия 212
Геомеханическая стадия 219
Заключение 230

П Р Е Д И С Л О В И Е

В сборник включены научные разработки, выполненные по теме "Физика тектонических процессов" сотрудниками Лаборатории глубинных разломов земной коры Геологического института АН СССР с участием сотрудников других организаций и в соответствии с программой Проблемной комиссии IX Многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран. Первая часть сборника (две первые статьи) посвящена результатам моделирования и экспериментальных исследований. Вторая часть (третья и четвертая статьи) представляют результаты геологических исследований пластических и хрупких деформаций. В статьях сборника нашли отражение четыре проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов: I) проблема причин возникновения ритмики в геологических процессах, 2) взаимодействия горных пород и расплавов в условиях деформации и снижения их прочности, 3) сущности стресс-метаморфизма и его роли в развитии пластических деформаций горных пород, 4) методов изучения дизъюнктивных структур и хрупких деформаций земной коры. Каждой проблеме посвящена отдельная статья, однако статьи не претендуют на систематическое изложение соответствующей проблемы, а касаются лишь некоторых ее аспектов. Комплекс затронутых в статьях проблем не случаен. Он определяется стремлением подойти с разных сторон к более общей проблеме выяснения причин тектонических движений земной коры.

Проблема выяснения причин неравномерности развития геологических процессов и появления в них пульсаций и ритмов волнует геологов на протяжении всей истории этой науки. Хорошо известные читателю споры между катастрофистами и униформистами в XIX веке не потеряли смысла до настоящего времени. До сих пор существуют противоположные мнения о гло-

бальности либо локальности проявления тектонических фаз, о космических либо земных причинах резких изменений в течении геологических процессов на нашей планете. Даже в известном феномене ритмичной слоистости во флишевых толщах некоторые геологи видят отражение изменений, происходящих в Солнечной системе, а другие - проявления особенностей бассейнов седиментации. Причины вспышек вулканической деятельности, оживления тектонических движений, трансгрессий и регрессий, великих оледенений планеты и многих других явлений до сих пор не установлены и допускают противоречивые толкования. В первой статье сборника автор сообщает результаты моделирования, которые показывают, что в определенных условиях многие геологические процессы могут переходить на автоколебательный режим и генерировать колебания. В таких условиях возникают релаксационные автоколебательные системы, квантующие перенос энергии или вещества. Эти системы не позволяют процессу достичь равновесного состояния, установившегося режима, а разбивают его течение на принципиально различающиеся этапы : I) этап накопления вещества или энергии и 2) этап их расходования. Эти этапы образуют пары, которые неоднократно повторяются во времени, обусловливая ритмику процесса. Характерно, что причиной перехода от одного этапа к другому являются не внешние воздействия на систему, а особенности физических свойств составляющих ее компонентов : их физические свойства имеют нелинейные характеристики, то есть испытывают резкие изменения при некоторых (предельных) значениях определяющих их факторов. Именно такие, нелинейные характеристики имеют все вещества, слагающие литосферу. Например, твердые вещества имеют предельные температуры (температуры плавления), при которых они превращаются в жидкости, и предельные напряжения (пределы прочности), по достижении которых они разрушаются. Таким образом литосфера содержит предпосылки для возникновения автоколебательных систем. В статье рассмотрены условия возникновения релаксационных автоколебательных систем в моделях магматического и осадочного процессов, периодических деформаций и изменений климата. Нелинейными характеристиками в этих моделях обладают теплоемкость расплавов, прочность осадков и горных пород, способность атмо-

сферы к снегогенерации и др. Периоды колебаний в изученных системах очень разнообразны. Они измеряются отрезками времени от десятков до миллиардов лет. По мнению автора автоколебательные системы, действовавшие на поверхности и в недрах земной коры в прошлом, могут быть обнаружены и изучены путем комплексных исследований, включающих моделирование, картирование и глобальную корреляцию геологических явлений.

Эффекты снижения прочности горных пород при деформации с участием растворов и расплавов привлекают внимание специалистов в области геологии, сейсмологии, геомеханики, горного дела. Во второй статье сборника представлены результаты экспериментальных исследований по выявлению эффекта Ребиндера в горных породах. Эти исследования выполнялись в тесном сотрудничестве Геологического института АН СССР и Химического факультета МГУ. Как известно, открытый академиком П.А.Ребиндером эффект адсорбционного облегчения деформации и разрушения твердых тел под действием окружающих жидких сред заключается в том, что поликристаллические вещества способны "всасывать" по границам зерен тонкие пленки жидкостей, если свободная поверхностная энергия на границе твердое вещество - твердое вещество больше, чем поверхностная энергия на межфазных границах твердое вещество - жидкость - твердое вещество. Благодаря этому прочность твердого поликристаллического тела значительно снижается. Наиболее ярко этот эффект проявляется в тех случаях, когда удачно подобраны пары твердое вещество - жидкость. В других сочетаниях он проявляется слабо. Таким образом по отношению к выбранному веществу лишь некоторые жидкости оказываются "поверхностно-активными". Несмотря на то, что теория эффекта Ребиндера разработана достаточно хорошо, величина снижения прочности материалов при конкретных сочетаниях твердых веществ и жидкостей определяется эмпирически. Статья посвящена описанию экспериментального исследования влияния различных расплавов на механические свойства некоторых ультраосновных пород и изучения процессов проникновения расплавов в горные породы как в статических условиях, так и в процессе деформации. Испытания проводились при температурах 920÷1150°С. В присутствии щелочных и сульфидных расплавов прочность пород снижалась в

6 - 7 раз. Расплавы активно проникали в тело горных пород по границам зерен. Результаты этих исследований особенно интересны геологам, занимающимся изучением механических и физико-химических условий тектонической деформации литосферы, а также проблемами метасоматоза и гидротермального рудообразования.

Проблема изучения стресс-метаморфизма и его проявлений в разных геологических условиях возникает при количественной оценке пластической деформации горных пород, исследовании механизма и условий образования тектонических структур, изучении генезиса стратиформных и других месторождений полезных ископаемых и при общем анализе процессов катагенеза и метаморфизма горных пород. В третьей статье сборника представлены результаты, полученные сотрудниками Геологического института АН СССР и Всесоюзного института минерального сырья при изучении стресс-метаморфизма в фанерозойских толщах Средней Азии. Результаты имеют как теоретическое, так и прикладное значение. Предложенное авторами представление о стресс-метаморфизме как самостоятельной компоненте преобразований горных пород на всех стадиях их изменения от раннего катагенеза до глубокого метаморфизма оказалось удобным для практического использования и явилось дальнейшим развитием представлений о динамометаморфизме. Стресс-метаморфизм (s -метаморфизм) по своим причинам и особенностям принципиально отличается от термодинамо-метаморфизма (PT -метаморфизма). Первый создает ориентированную структуру, второй - минеральные ассоциации. В реальном метаморфизме обычно присутствуют обе составные части преобразования породы, и его следует рассматривать как SPT -метаморфизм. Ступени и степень s -метаморфизма и PT-метаморфизма не зависят друг от друга. В некоторых изученных примерах средняя и высокая ступени стресс-метаморфизма проявлялись в условиях катагенеза, причем степень изменения пород стресс-метаморфизмом была значительной. Перераспределение минерального вещества пород в процессе стресс-метаморфизма приводит к обособлению и переотложению углеродистого вещества и рудных компонентов. В тектонически активных зонах стресс-метаморфизм особенно велик. Степень стресс-метаморфизма и величина деформации пород тесно связаны друг с другом.

Разработка специальной методики изучения и анализа дизъюнктивных нарушений и хрупких деформаций горных пород непосредственно связана с проблемами восстановления механизма образования тектонических структур, определения ориентировки поля напряжений и тектонических движений при их формировании, оценки степени сейсмической опасности, поисков и разведки месторождений подземных и минеральных вод, полезных ископаемых, связанных с гидротермальной деятельностью, и многих других вопросов. Анализ дизъюнктивных структур широко используется при проверке и разработке геотектонических гипотез. Четвертая статья сборника посвящена исследованию хрупких деформаций и их структурно-геологического проявления в земной коре. Здесь излагается специальная методика парагенетического анализа тектонических дизъюнктивов и описываются результаты ее применения к различным структурам Альпийского складчатого пояса юга СССР (Кавказ и Южная Туркмения). В статье рассматриваются общие принципы структурного анализа дизъюнктивов, особенности стадии парагенетического структурного анализа, специфика трещиноватости как объекта структурного анализа, приемы и методы полевого геолого-кинематического анализа тектонической трещиноватости, способы статистической обработки геологических данных о трещиноватости. Описываются типовые структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация, приводятся примеры последовательного, "многоступенчатого" парагенетического анализа дизъюнктивной структуры Юго-Западной Евразии.

Помещенные в сборнике материалы интересны для широкого круга геологов, занимающихся проблемами тектоники, метаморфизма и литологии, и особенно для специалистов в области тектонофизики и структурной геологии.

УДК 550.89:551.2:551.3:551.5

Лукьянов А.В.

РЕЛАКСАЦИОННЫЕ АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ. МОДЕЛИРОВАНИЕ

Введение

Геологические процессы протекают неравномерно. Их интенсивность изменяется не только в пространстве, но и во времени. Это хорошо известно и является одним из основных законов геологии. Пожалуй, нельзя указать ни одного геологического процесса, который развивался бы достаточно длительное время в установившемся режиме. Однако чем определяется нестационарность геологических процессов? Беспорядочна ли их изменчивость? Что вызывает эти изменения? Случайность? Внешние воздействия? Внутренние законы развития геологических объектов? По этому поводу существуют разные мнения, и на эти вопросы нельзя дать исчерпывающие и однозначные ответы. Конечно, беспорядочные флуктуации, определяющиеся случайными причинами, существуют; внешние воздействия, несомненно, влияют на ход геологических процессов, накладывая на них свой отпечаток. Но существуют и внутренние причины, заставляющие геологические процессы развиваться неравномерно. В предлагаемой статье сосредоточено внимание на этом, последнем обстоятельстве. Я привожу результаты моделирования, показывающие, что в осадочных, магматических и других геологических процессах могут и при определенных условиях должны возникать автоколебательные системы, вызывающие закономерные изменения режима их развития. Но прежде, чем перейти к изложению результатов моделирования, целесообразно остановиться на некоторых особенностях рассматриваемых явлений, понятий и приемов исследования: нестационарности геологических процессов, автоколебательных систем и моделирования.

Нестационарность геологических процессов. Неравномерность развития геологических процессов четко просматривается на объектах самых разных размеров и значимости, начиная о ритмичности строения осадочных толщ и кончая тектоно-магматическими циклами и тектоническими событиями типа орогенических фаз и фаз складчатости (Цикличность осадконакопления, 1971; Шатский, 1939, 1964; Stille, 1924; Штилле, 1964). При этом неравномерность развития, как правило, упорядочена. В слоистых толщах осадочных пород грубость зернистости, состав и характер слоистости, обычно, закономерно изменяется от подошвы слоя или пачки слоев к их кровле; состав магматических проявлений, обычно, эволюционирует от основного к кислому; ряды геосинклинальных формаций сменяются платформенными и т.д. Если процесс достаточно быстротечен, то в большинстве случаев наблюдается неоднократная повторяемость отдельных фаз его развития. Ритмичность строения угленосных, молассовых, флишевых формаций поражает своей правильностью; в вулканогенно-осадочных толщах покровы лав переслаиваются с туфами и осадочными породами; эпохи оледенений сменяются межледниковьями; трансгрессии - регрессиями; тектоническое затишье - фазами складчатости. В более медлительных процессах повторяемость не столь очевидна тем более, что она накладывается на необратимую историческую эволюцию Земли. Однако и в длительных процессах можно заметить повторяемость. В последнее время все большее число геологов склоняется к тому, что даже такой длительный и "необратимый" процесс как формирование крупных блоков континентальной земной коры на определенных этапах и в определенных местах сменяется ее деструкцией. Многие уже не сомневаются в том, что заложение Великих африканских рифтов, Атлантического океана, океанов Япетус, Тетис связано с явлениями деструкции. Но даже если не обращаться к этим спорным вопросам, следует признать твердо доказанным, что изменчивость геологических процессов характеризуется упорядоченностью, повторяемостью и ритмичностью в очень многих их проявлениях.

Вторая особенность изменчивости геологических процессов, которую следует подчеркнуть, касается ареалов распространенности обнаруживаемых изменений, то есть их глобальности или

локальности. Этот старый вопрос, вызывавший ожесточенные споры между катастрофистами и униформистами, до сих пор нельзя считать окончательно решенным. Известно, что геосинклинальные формации байкалид, каледонид, герцинид, мезозоид, альпид занимают вполне определенные, ограниченные области, что границы формаций скользят по геохронологической шкале. Таким образом эти крупнейшие геотектонические события развивались локально и не строго фиксировались во времени. Локально развивались многие трансгрессии и регрессии, магматическая активность, землетрясения. Однако в некоторые моменты времени происходили особые события, охватывавшие всю Землю целиком. Достаточно напомнить фосфатонакопление на рубеже венда-кембрия, угленакопление в карбоне и юре, резкое изменение фаун на границах палеозоя, мезозоя, кайнозоя, изменения состава атмосферы, климатические изменения и т.д. Казалось бы события, имеющие глобальную распространенность, легко объяснить внеземными, космическими причинами, а локальные события - земными причинами, имеющими местные особенности. Однако вопрос о причинах значительно сложнее. Конечно, такое глобальное явление, как слоистость в "ленточных глинах", связанная с сезонными таяниями ледников, определяется космическими причинами. Но уже по поводу ритмичности флиша мнения специалистов резко расходятся: одни видят в ней отражение космических причин, другие - землетрясений, третьи - особенностей бассейнов седиментации. Наступления и отступания ледников и соответствующие изменения климата во время ледникового периода скорее всего связаны не с космическими причинами, а с географическими особенностями северной полярной области. Угленакопление и изменение состава атмосферы, по-видимому, определялись эволюцией жизни на Земле, и их связь с космическими причинами проблематична. В то же время орогенез, трансгрессии, магматизм и другие локальные явления могут оказаться связанными друг с другом и отражать в разных регионах одну и ту же фазу глобальной тектонической активности. Этого, конечно, нельзя сказать о гейзерах, которые извергаются с поразительной регулярностью, зависящей от местных причин и отличающейся даже у соседних гейзеров. Каждый гейзер представляет собою сложную автономную систему, в которой

частота извержений зависит от ее размеров и устройства. Все сказанное заставляет признать, что причины неравномерности течения геологических процессов различны и в большинстве случаев не вполне ясны. В то же время их явная упорядоченность позволяет надеяться , что причины будут выяснены.

Хотя до решения вопроса о причинах возникновения фаз, циклов или ритмов разной продолжительности еще далеко, о чем свидетельствует обилие разноречивых мнений и гипотез, из общих соображений ясно, что эти причины всегда можно свести к одному из двух принципиально различных типов. Они могут быть либо внешними, либо внутренними по отношению к "геологической системе", в которой формируются ритмы (Lukyanov, 1972). Внешними причинами являются воздействия, оказываемые на систему извне и вызывающие ее вынужденные колебания. Если эти воздействия периодичны, то и в развитии системы возникнет периодичность; однако такая периодичность - наложенная, зародившаяся вне системы и не связанная с ее собственным развитием. Внутренние причины заключены в самой системе. Они порождают колебания, непосредственно связанные с развитием рассматриваемой системы, обусловленные особенностями ее строения и генерирующиеся в ней самой, то есть собственные колебания, автоколебания (Андронов, Витт, Хайкин, 1981). Я буду рассматривать только внутренние причины. Они мне представляются особенно важными для понимания многих неравномерностей и "фаз" в развитии Земли и отдельных регионов, так как, по-видимому, могут объяснить их возникновение и особенности без привлечения проблематичных воздействий космических факторов. Вместе с тем, имея земное происхождение, они могут подвергаться исследованию, причем лучшим методом изучения нам представляется тесная увязка результатов моделирования и глобальной корреляции геологических явлений.

Релаксационные автоколебательные системы. Как известно, колебательными системами называют такие физические системы, в которых при определенных условиях могут происходить колебания, не вызываемые периодическими воздействиями извне, а обусловленные свойствами самой системы. Такие системы обычно разделяют на консервативные, диссипативные и автоколебательные. В консервативных системах нет ни притока, ни потерь энергии. Энергия, первоначально сообщенная такой системе,

периодически преобразуется и перераспределяется в системе, вызывая незатухающие колебания. Система не излучает энергию. В диссипативных системах происходит потеря, диссипация энергии. Первоначально сообщенная энергия рассеивается и не остается постоянной в процессе колебаний. Колебания постепенно затухают. В автоколебательных системах происходит не только потеря энергии, но и ее пополнение за счет постоянно действующих источников, причем устройство системы обеспечивает автоматическое восполнение потерь энергии, в результате чего колебания сохраняются стационарными пока источники не иссякли. Примером консервативной колебательной системы может быть идеальный маятник без трения. Если качнуть маятник в незаведенных часах, то его колебания затухают, так как энергия расходуется на трение в механизме часов. Это - диссипативная колебательная система. Если часы завести, то мы будем иметь дело с автоколебательной системой, так как энергия заведенной пружины или поднятой гири будет постепенно расходоваться, восполняя потерю энергии в механизме. Часы будут итти пока не кончится завод, причем частота и амплитуда колебаний сохранятся постоянными, так как их определяют параметры самой системы.

Автоколебательные системы бывают самой разной природы: механические, электрические, термодинамические и другие. Несмотря на это, они описываются аналогичными дифференциальными уравнениями, что является прекрасным примером единства природы. Поразительная аналогичность дифференциальных уравнений позволяет вскрыть сущность автоколебательных систем, она же позволяет сравнительно просто моделировать автоколебательные системы, возникающие в разных условиях. Чрезвычайно характерно, что автоколебания возникают лишь в такой системе, которая находится в состоянии, резко отличающемся от термодинамического равновесия. В системе обязательно происходит "односторонний" процесс: она получает и отдает энергию или вещество, через нее как бы проходит поток энергии или вещества, и она этот поток квантует. При этом возникающие колебания обладают двумя характерными особенностями: I) период колебаний и их амплитуда не зависят (в некоторых пределах) от начальных условий, то есть они определяются парамет-

рами системы, и 2) при достаточно малых, но конечных изменениях этих параметров колебания сохраняются. Автоколебательные системы генерируют колебания, и характеристики этих колебаний определяются параметрами автоколебательных систем.

Релаксационные автоколебательные системы генерируют колебания, по форме значительно отличающиеся от синусоидальных. В них осуществляется процесс периодического возникновения напряжений (механических, электрических или других) и последующего их исчезновения (релаксации). В системе обязательно присутствует накопитель энергии или вещества и "нелинейный элемент", позволяющий переключать режим накопления на режим расхода. Простейшими примерами таких систем могут быть механическая трещетка (храповик) и электрический контур с неоновой лампой. В трещетке, состоящей из упругой пластины и вращающегося зубчатого колеса, зубья приподнимают пластину, в результате чего в ней накапливается упругая энергия, которая в дальнейшем выделяется, когда пластина, распрямляясь, падает на следующий зуб. В электрическом контуре, состоящем из неоновой лампы HL, конденсатора C, сопротивления R и батареи B, включенных по определенной схеме (см. схему I), колебания возникают потому, что неоновая лампа имеет резко нелинейную характеристику с двумя критическими значениями. При низком напряжении она не проводит ток, а при повышении напряжения U до критической величины U_2 начинает проводить ток и зажигается, когда $U=U_2$. При понижении напряжения ток прекращается и лампа гаснет при $U=U_1$ ($U_1<U_2$). При подключении к контуру батареи сначала происходит зарядка конденсатора C, и напряжение на нем растет. Как только U достигает значения U_2, лампа зажигается. Если сопротивление R велико, потенциал конденсатора будет падать (разрядный ток через лампу HL превышает зарядный ток через R). Через некоторое время U упадет до значения U_1, и лампа погаснет, после чего конденсатор снова начнет заряжаться и т.д. Весь процесс зарядки и разрядки конденсатора и сопровождающие его вспышки света повторяются периодически. Амплитуда колебаний напряже-

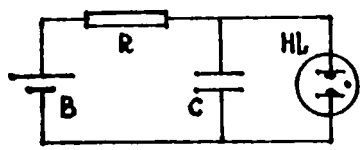


Схема I

ния U равна $U_2 - U_1$. Период тем больше, чем больше R и C. Он может меняться от величин порядка 10^{-5}сек до сколь угодно больших величин (например, порядка часа).

Автоколебательные системы различной сложности и природы широко используются в технике. Вся радиосвязь, акустика, счет времени, многие технологические процессы в существенной мере основаны на использовании автоколебательных систем. Даже двигатель внутреннего сгорания является сложной автоколебательной системой. В природе существует огромное количество разнообразных естественных автоколебательных систем. Модели некоторых таких систем, соразмерных с геологическими процессами и явлениями, будут рассмотрены ниже.

Моделирование. Моделирование является вспомогательным приемом при исследовании реального явления или объекта. Оно никогда не может заменить непосредственного изучения объекта, однако в познавательном отношении этот прием чрезвычайно важен. Моделирование используется в тех случаях, когда непосредственное наблюдение или эксперимент над объектом произвести почему-либо нельзя. В геологии недоступными для наблюдения и эксперимента являются процессы, происходящие в недрах Земли, и процессы, протекающие слишком медленно, то есть подавляющее большинство геологических процессов. Из приведенных выше примеров только образование ленточных глин и извержение гейзеров доступно непосредственному изучению, и именно поэтому о них можно было с уверенностью сказать, что ритмичность строения первых обусловлена внешними (космическими) причинами, а ритмичность извержения вторых - внутренними причинами, то есть строением автоколебательной системы. Все остальные примеры для их интерпретации нуждались либо в догадках, либо в моделировании.

При моделировании изучению подвергается не сам объект, а его модель. Такая подмена предмета исследования накладывает ряд жестких условий на интерпретацию его результатов. Прежде всего результат моделирования никогда не может служить доказательством того, что реальный процесс протекал так же, как в эксперименте с моделью. Это определяется тем, что для природного явления всегда можно построить не одну, а несколько различающихся моделей, и исчерпать это множество

невозможно. Отрицательный результат служит доказательством невозможности получения ожидаемого эффекта при помощи данной модели с заданными параметрами. Изменяя модель и ее параметры, можно определить условия возникновения и исчезновения искомого эффекта в моделируемом процессе. Это важно с двух точек зрения: во-первых, появляется возможность выделить "область перспективных моделей", то есть разделить все множество изученных моделей (и параметров) на приводящие к ожидаемому эффекту и не приводящие к нему и, во-вторых, определить допустимые величины параметров моделируемого объекта, если они заранее не известны. При этом второе заключение всегда остается гипотетическим (ибо сама модель может быть не верна), а "область перспективных моделей" - открытой для пополнения новыми моделями. При оценке правдоподобности модели особенно важны побочные, неожиданные эффекты, полученные в эксперименте. Обнаружение этих эффектов при повторном изучении природного объекта значительно повышает престижность модели.

Когда говорят о моделировании и моделях, нередко возникает неоднозначное употребление этих терминов. Во-первых, речь идет о создании теоретических моделей, не воплощенных в какие-либо материальные конструкции, то есть о постановке задачи, и во-вторых, о построении "материальных" конструкций и различных экспериментах с ними. Слово "материальные" я взял в кавычки не случайно. Модели во втором смысле слова очень разнообразны: это и естественные природные объекты, и горные породы, помещенные в искусственные условия, и аналоговые модели, воспроизводящие либо тот же процесс на иных, эквивалентных материалах, либо иной процесс, но аналогичный по математическому описанию; это и чисто математические построения, и программы для цифровых вычислительных машин. Техника построения этих моделей и эксперимента с ними всегда оживленно обсуждается соответствующими специалистами. Однако самым основным в моделировании является создание моделей в первом смысле этого слова, что следует специально подчеркнуть.

При моделировании геологических явлений неизбежна схематизация. Модель не может воспроизводить все детали и особенности природного явления, которое при тщательном изучении всегда оказывается невообразимо сложным. Чрезмерное усложнение моделей не повышает их достоинств, а лишь вызывает спра-

ведливое недоверие к ним. Смелое упрощение, напротив, позволяет сосредоточить внимание на наиболее важном процессе и изучить его "в чистом виде". При этом успех в создании удачной модели зависит от глубины знания геологического объекта и таланта исследователя. Наиболее информативными с познавательной точки зрения являются "эскизные" модели. По образному выражению В.В.Налимова (1971,с.14-15) такие модели "предлагаются лишь для описания отдельных, может быть наиболее интересных явлений, протекающих в сложной диффузной системе. Не делается попытки описания системы в целом. Не рассматриваются все возможные взаимодействия между отдельными процессами, развивающимися в системе. Образно говоря, здесь мы имеем дело с математическим описанием,напоминающим современную модернистскую живопись. Можно сказать, что попытки реалистичного описания слишком сложных систем иллюзорны - такое описание не воспринималось бы читателем из-за чрезмерной громоздкости". Однако, прибегая к идеализации, нельзя забывать, что она всегда существенно отличает модель от природного явления, осложненного массой превходящих условий. Поэтому использование результатов моделирования для анализа конкретных геологических объектов требует осторожности и обычно дополнительных исследований, доказывающих применимость модели, то есть несущественность влияния принятых в модели упрощений для данного объекта.

Моделирование природных автоколебательных систем до последних десятилетий осуществлялось лишь в незначительных количествах. Развитие синергетики привлекает к ним все большее внимание. По-видимому, в природе существует много крупных и мелких систем, генерирующих колебания. Для нас, разумеется, интересны системы, имеющие геологическое значение : во-первых, с периодом колебаний, измеряемым геологическим временем, то есть многими тысячами и миллионами лет, во-вторых, имеющие достаточно крупные размеры, в-третьих, влияющие на такие процессы как магматизм, осадкообразование, деформация горных пород и т.д. Исследование таких автоколебательных систем находится в зачаточном состоянии. Но тем интереснее возможности и результаты моделирования.

АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ В ХОДЕ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

В моделях автоколебательных систем, возникающих в ходе магматического процесса, рассматривается перенос тепла через толщу, претерпевающую плавление и кристаллизацию. Учитываются: постоянный тепловой поток; скрытые теплоты плавления (кристаллизации); теплоемкость и теплопроводность, зависящие от состояния вещества; граничные условия. Деформации и механические внедрения магмы не рассматриваются. В большинстве случаев система не генерирует колебаний. Однако при определенных условиях в ней возникают тепловые колебания, приводящие к пульсации теплового потока и пульсирующему плавлению (кристаллизации) вещества. Рассмотрим модели, связанные с проплавлением литосферы и кристаллизацией резервуаров магмы.

Проплавление литосферы (однородная модель)

Кажущиеся парадоксальными результаты о пульсирующем проплавлении литосферы впервые были получены А.Н.Тихоновым, Е.А.Любимовой и В.К.Власовым (1969,1972), если не считать не подкрепленную расчетами гипотезу "термальных циклов" Дж.Джоли (Joly ,1930) и его последователей. Расчеты теоретически построенной модели были осуществлены на ЭВМ. Модель характеризовала разогревающуюся за счет радиоактивного распада Землю с постоянной температурой на поверхности. Значения теплопроводностей, теплоемкостей, температур плавления и скрытых теплот плавления горных пород на различных глубинах были взяты в соответствии с современными представлениями о значениях этих величин. Эффективная теплопередача $\lambda_{эф}$ в расплаве бралась выше теплопроводности λ нерасплавленных пород, чем имитировалось возникновение конвекции в расплаве. Расчет показал, что в такой модели расплав возникает на глубине 400--500 км от поверхности Земли, после чего идет быстрое плавление в его кровле. В результате этого верхняя граница расплава начинает подниматься (перемещаться вверх за счет плавления). Через некоторое время на нижней границе расплава начинается кристаллизация, в результате чего эта граница тоже поднимается (перемещается вверх за счет кристаллизации).

Таким образом гигантский расплавленный слой (мощностью до 200-300 км) постепенно мигрирует вверх за счет процессов плавления в его кровле и кристаллизации в подошве, то есть осуществляется "зонная плавка" (Виноградов, 1953; Shimazu, 1959; 1961; Магницкий, 1964). Вначале плавление кровли происходит быстрее, чем кристаллизация на дне расплава, и мощность расплавленного слоя возрастает. Однако по мере продвижения вверх скорость плавления кровли уменьшается, а скорость кристаллизации на дне увеличивается. Через некоторое время подошва мигрирует вверх уже быстрее, чем кровля, и мощность расплавленного слоя начинает уменьшаться, сначала медленно, а потом все быстрее. Не доходя до поверхности, подошва нагоняет кровлю, и расплав полностью исчезает. В разных моделях это происходило на глубинах от 150 до 30 км. Через некоторое время после исчезновения расплава плавление на глубине 400--500 км возобновлялось и процесс повторялся. Скорость процесса и период прохождения цикла зависели от величины эффективной теплопередачи в расплаве ($\lambda_{эф}$), которую авторы изменяли в разных вариантах модели. В результате этих вариаций были получены циклы с периодом от 140 до 500 млн.лет (рис.1). "Таким образом, - пишут авторы, - цикличность проплавления верхней мантии Земли, установленная нами здесь чисто расчетным путем, без каких-либо дополнительных гипотез, обусловлена только переключением теплопроводности с λ на $\lambda_{эф}$ в зоне расплава. Путем последовательного увеличения $\lambda_{эф}$ можно достичь смены длительных циклов на короткие. Многократно изменяя $\lambda_{эф}$, можно достичь чередования длительных и коротких циклов. Следовательно, отношение $\lambda_{эф}/\lambda$ является контролирующим параметром процесса проплавления верхней мантии Земли, прогревающейся энергией радиоактивного распада" (Тихонов и др., 1972, с.35).

Мы исследовали аналогичную модель на гидроинтеграторе ИГЛ[x]. Так как условия эксперимента были близки к описанным выше, мы их перечислять не будем. Выводы А.Н.Тихонова,

---

x) О принципах и методах исследований на аналоговых вычислительных машинах системы В.С.Лукьянова - гидроинтеграторах ИГЛ см. в работах В.С.Лукьянова (1937, 1959), М.А.Вевиоровской и др. (1962).

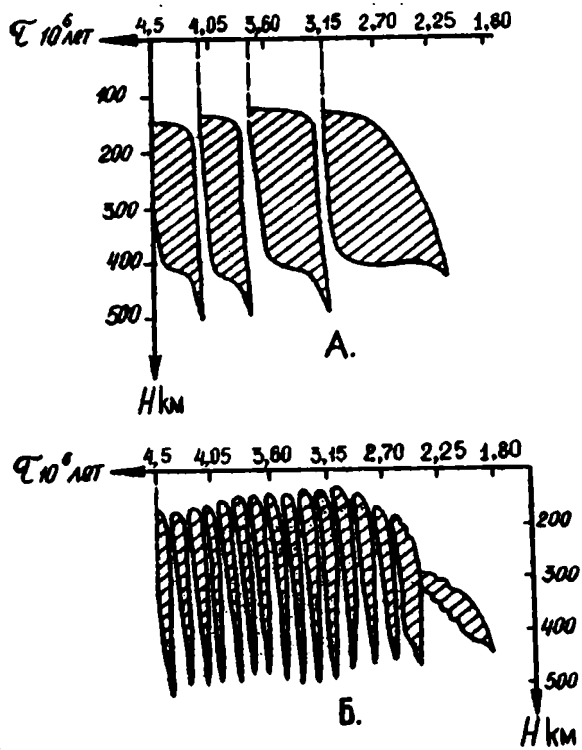


Рис.I. Цикличность проплавления верхней мантии при включении интенсивной теплопередачи ($\lambda_{эф}$) в слое расплава по данным А.Н.Тихонова и др. (1972).
а) $\lambda_{эф}$ = 0,05 кал $см^{-1}с^{-1}град^{-1}$
б) $\lambda_{эф}$ = 0,I кал $см^{-1}с^{-1}град^{-1}$

Е.А.Любимовой и В.К.Власова в общем подтвердились, хотя детали процесса в нашей модели оказались несколько иными. Наиболее существенным уточнением схемы указанных авторов стала полученная нами четкая зависимость решения от момента появления конвекции в расплаве, что не было ими отмечено. Циклы возникают в том случае, когда к моменту появления конвекции (и соответственно "включения" $\lambda_{эф}$) расплавится достаточно мощный слой, причем чем более мощный слой расплавится до появления конвекции, тем длительнее периоды циклов (рис.2). Если же

повышенная теплопередача возникает в небольших порциях расплава (например при малой его вязкости), то вместо мощной пульсации крупных расплавленных масс появляется зона "полурасплавленных"пород, средняя теплопередача в которых слегка повышена за счет многочисленных мелких порций расплава, продвигающихся кверху тем же способом "плавление по фронту - кристаллизация в тылу". Эти результаты показывают, что генерация рассматриваемой системой тепловых колебаний и их частота зависят не только от отношения $\lambda_{эф}/\lambda$, но и от момента появления $\lambda_{эф}$. И то и другое определяется геологическими условиями в мантии, которые мы можем учесть, вводя в модель гипотезу о той или иной зависимости появления повышенной теплопередачи от мощности расплавленного слоя.

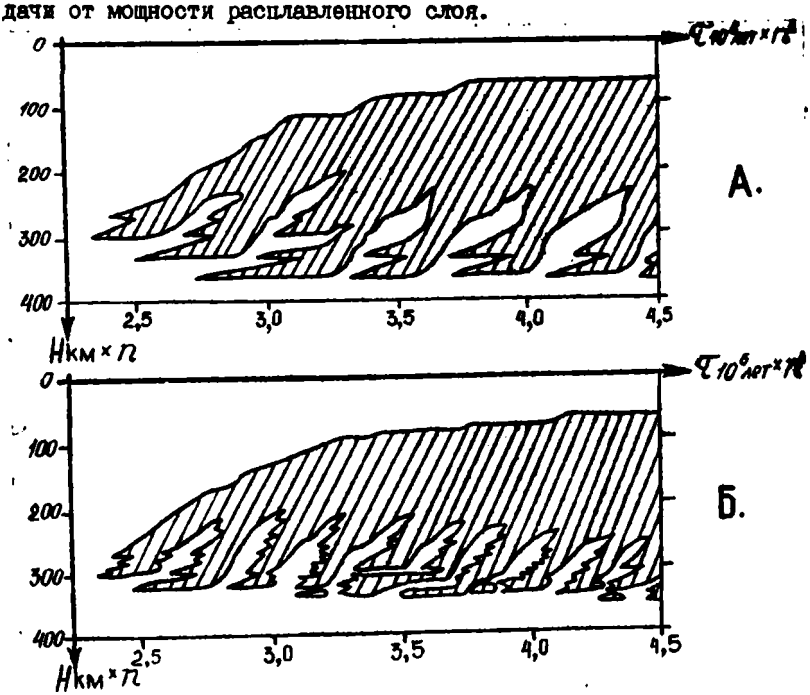


Рис.2. Зависимость периодов проплавления однородной литосферы от момента появления конвекции (включения $\lambda_{эф}$). Толщина расплава в момент включения $\lambda_{эф}$ достигает а)30км, б)10км.

Приведенные данные о моделировании проплавления литосферы показывают, что, опираясь на современные представления о составе и свойствах земных недр, мы можем ожидать появления в верхней мантии Земли расплавленного слоя, который, пропуская через себя тепловой поток, начнет перемещаться[x)] и превратит верхнюю мантию в систему, генерирующую тепловые колебания. Принцип работы такой системы заключается в следующем. Расплавляемый слой является конденсатором тепловой энергии, которая накапливается в нем по мере расплавления за счет скрытой теплоты плавления. Запас накопленной энергии определяется мощностью расплавленного слоя. Этот слой обладает также и переменным тепловым сопротивлением, которое резко падает в момент возникновения конвекции. Количество накопленной расплавленным слоем энергии, то есть "емкость теплового конденсатора", зависит от момента "включения" конвекции - чем позже она включится, тем больше энергии запасет слой. После появления конвекции и, следовательно, резкого падения теплового сопротивления запасенная энергия быстро устремляется вверх, проплавляя кровлю и приближая расплав к земной поверхности. Теперь уже не происходит накопления энергии, а скорость движения расплава вверх определяется величиной $\lambda_{эф}$. По мере приближения расплава к земной поверхности возрастает тепловой поток через покрывающую его твердую оболочку, которая становится все тоньше. На возрастающий отток тепла от расплава расходуется запасенная в нем энергия, пока не истощится полностью[xx)] и пока расплав не замерзнет на определенном расстоянии от поверхности. После этого процесс начнется с начала. Период цикла, таким образом, слагается из времени накопления энергии в про-

---

x) Еще раз подчеркиваю: расплавленный слой перемещается не механически, а путем плавления - кристаллизации.

xx) Во многих наших моделях полного замерзания расплава не происходило. Между нерасплавленным слоем у земной поверхности и зоной пульсирующего проплавления больших глубин располагался длительно существующий расплавленный слой той или иной мощности. Однако эта деталь процесса не нарушает его общих закономерностей.

плавящемом слое (зависит от момента начала конвекции), времени продвижения расплава вверх (зависит от $\lambda_{эф}$) и времени кристаллизации (зависит от того и другого), а вся система работает по принципу RC-генератора и является релаксационной колебательной системой.

Проплавление литосферы - двухслойная модель

Еще более интересная автоколебательная система возникает в двухслойной модели литосферы. Эта система значительно сложнее, чем рассмотренная выше. В ней мы анализировали процессы, возникающие при прохождении теплового потока через два слоя из веществ, которые имеют разные теплофизические характеристики, а в расплавленном состоянии смешиваются друг с другом, образуя расплав переменного состава. Наиболее интересные процессы происходили около границы этих двух сред. Предполагалось, что аналогичные процессы можно ожидать около поверхности Мохо. Моделирование проводилось на гидроинтеграторе ИГЛ.

Для этой модели существенным оказалось изменение величины теплопередачи расплава в зависимости от распределения в нем концентраций исходных веществ. Известно, что в жидкости теплопередача осуществляется двумя способами: без конвекции и с конвекцией. При этом величина теплопередачи существенно изменяется. Если в жидкости отсутствует конвекция, то жидкая фаза переносит тепло хуже, чем твердая. Конвекция резко увеличивает теплоперенос в жидкости, и он становится больше, чем в твердой фазе. При тепловом потоке, направленном снизу вверх, конвекция в однородном расплаве возникает, если термический градиент больше адиабатического. Это почти всегда имеет место в литосфере, так как адиабатический градиент очень мал (0,3 град/км). Он на порядок меньше градиента температур плавления горных пород (3 град/км) (Магницкий, 1964). Именно это обстоятельство заставляет расплавленные массы конвектировать и перемещаться в направлении теплового потока, то есть снизу вверх (Shimazu, 1959 ,1961; Магницкий, 1964). Этот процесс был определяющим при анализе рассмотренной выше однородной модели литосферы. Однако это

справедливо только для однородного расплава. Совершенно иная картина возникает, когда расплав генерируется на границе двух сред и когда его состав неоднороден. Градиент концентрации может влиять на плотность расплава больше, чем температура. Поэтому его плотность может увеличиваться сверху вниз даже при значительных градиентах температуры. В таких условиях конвекция не возникает, и теплоперенос в расплаве остается низким. Более того, градиент температуры плавления может оказаться ниже градиента температур. В результате этого расплав окажется перегретым у нижней границы и переохлажденным у верхней границы. Плавление у нижней границы, кристаллизация у верхней и соответствующее перемещение расплава вниз будут неизбежным результатом такой ситуации, то есть возникнет зонная плавка с движением навстречу тепловому потоку. Такой процесс уже давно обнаружен и воспроизведен экспериментально (Whitman , 1926) при изучении механизма опреснения морского льда. В настоящее время он хорошо изучен (Савельев, 1963; Pounder , 1965; Цуриков, 1976). В нашей модели смена двух типов теплопередачи приводит к возникновению автоколебательной системы. При этом на первой стадии расплав мигрирует вниз, а на второй - вверх. Соответственно с направлением его миграции изменяется тенденция эволюции его состава и проявляется ряд следствий, имеющих тектоническое значение.

Покажем развитие процесса на примере одной из расчитанных моделей. Модель состоит из двух слоев, разделенных горизонтальной границей. Верхний слой (А) обладает более низкой температурой плавления, чем нижний (В). Предполагается, что вещество (В) нижнего слоя способно растворяться в расплаве вещества (А) верхнего слоя, и его растворимость зависит от температуры в соответствии с заданной эвтектической диаграммой; плотность вещества А ниже плотности вещества В, а плотность расплава смешанного состава зависит от концентрации в нем вещества В. Остальные условия не имеют принципиальных отличий от модели однородной литосферы: предполагается постоянная температура на земной поверхности, радиоактивные источники тепла внутри слоев и тепловой поток из более глубоких недр, теплофизические характеристики, соответствующие современным представлениям и т.д. Задача решалась в одномерном ва-

рианте. Поверхность раздела слоев А и В может имитировать, например, поверхность Мохо.

В начальный момент времени было принято такое распределение температур, что оба слоя находились в нерасплавленном состоянии, а их температура была еще неустановившейся и со временем постепенно повышалась, стремясь к установившемуся распределению при данных граничных условиях. Интересные результаты получаются в том случае, когда толщина слоя А достаточно велика, чтобы температура у его основания могла подняться выше температуры плавления вещества А. Забегая вперед, скажу, что в этом случае стационарное решение отсутствует, и система генерирует тепловые колебания. В связи с этим начальные условия не оказывают существенного влияния на решения, так как уже через несколько циклов ход процесса стабилизируется и на каждой фазе цикла устанавливается определенное распределение температур. Поэтому за начальные условия целесообразно брать распределение вещества и температур, соответствующие любой фазе цикла.

Плавление начинается в слое А, около его нижней границы. И сейчас же в зоне плавления возникают сложные процессы растворения, кристаллизации и миграции расплавов, которые я постараюсь кратко охарактеризовать. Слой расплавленного вещества А образуется и увеличивается за счет повышения температуры. Одновременно с этим в нем растворяется вещество В, и состав расплава становится смешанным. Вещество В растворяется на нижней границе расплавленного слоя и диффундирует вверх, в результате чего в расплаве возникает градиент концентрации. В этих условиях рассуждения И.Шимазу (Shimazu, 1959, 1961), доказывающие неизбежность возникновения конвекции и миграции расплава вверх, неприменимы. Расплав представляет собою раствор тяжелого В в легком А, причем концентрация В возрастает сверху вниз. Поэтому при достаточно большом градиенте концентрации плотность расплава тоже возрастает сверху вниз, несмотря на то, что увеличение температуры с глубиной значительно превышает адиабатический градиент. В результате этого конвекция не возникает, и градиент температуры в расплаве остается большим. Более того, он оказывает-

ся больше градиента температуры кристаллизации вещества В из расплава, вычисленного с учетом градиента концентрации. Это приводит к кристаллизации вещества В у верхней границы расплава. Расплав оказывается заключенным внутри вещества В. При этом растворение вещества В у нижней границы, диффузия его вверх и кристаллизация у верхней границы продолжаются. Таким образом замкнутый объем растворителя (вещества А) движется навстречу тепловому потоку, растворяя вещество В на фронте движения, пропуская его через себя и кристаллизуя в тылу. По мере продвижения расплава (лучше сказать - раствора) в область более высоких температур содержание В в нем возрастает и, соответственно, возрастает объем расплавленной массы. Описанный процесс хорошо изучен и теоретически и экспериментально при исследовании поведения жидкой фазы в морском льду (Савельев, 1963; Pounder, 1965; Цуриков, 1976). Движение включений ("капель") раствора сквозь лед навстречу тепловому потоку вне зависимости от направления силы тяжести было экспериментально воспроизведено Уитменом еще в 1926 году (Whitman , 1926).

В нашей модели небольшие количества расплавленного вещества А неоднократно возникают около границы слоев и, растворяя В, уходят внутрь слоя В навстречу тепловому потоку. В результате этого нижняя граница слоя А постепенно отступает кверху, пока не достигнет более холодной зоны и не займет положение, в котором вещество А уже не плавится. Ниже этой границы образуется "полурасплавленная" зона, состоящая из вещества В, насыщенного мигрирующими вниз (навстречу тепловому потоку) включениями расплава смешанного состава. Эти включения при движении вниз увеличиваются, и на определенной глубине сливаются друг с другом, образуя зону расплава. Когда нижняя граница слоя А перестает генерировать расплавленные включения, "полурасплавленная" зона начинает очищаться от них. Постепенно все расплавленные включения выходят из нее, опускаясь в зону расплава. Модель приобретает четырехслойное строение: 1) твердый слой А (толщина которого значительно сократилась), 2) слой вновь образовавшегося вещества В, 3) зона расплава смешанного состава, 4) нижняя часть слоя В, которая не подверглась плавлению .В таком состоянии модель прекращает активное развитие и в течение длительного времени сохра-

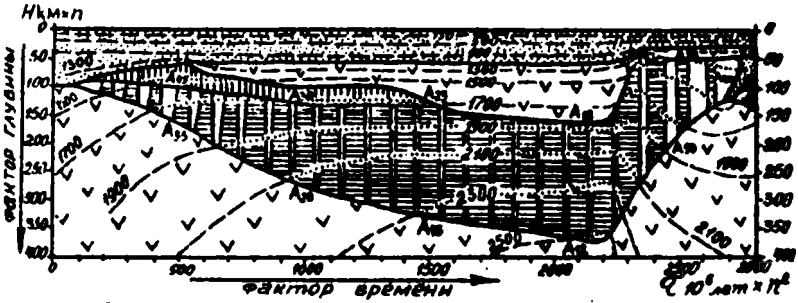


Рис.3. Термальный цикл в двухслойной модели литосферы.

- жидкая фаза состава A_nB_m (m=100-n)
- твердая фаза A
- твердая фаза B
- зона полурасплава
- изотермы в твердых фазах
- изотермы в расплаве и в зоне полурасплава

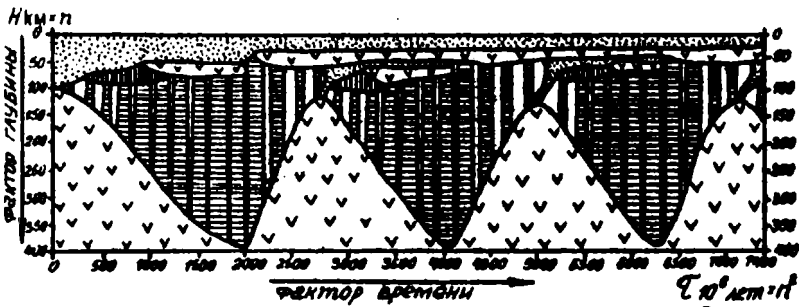


Рис.4. Циклы проплавления в двухслойной модели литосферы.

- жидкая фаза состава A_nB_m (m=100-n)
- твердая фаза A
- твердая фаза B
- зона полурасплава

нается почти без изменений. Только очень медленно продолжает опускаться нижняя граница зоны расплава (за счет растворения), еще медленнее, едва заметно, продолжает опускаться ее верхняя граница (за счет кристаллизации) и постепенно уменьшается градиент концентрации в расплаве. Последнее обстоятельство оказалось роковым: в расплаве образуется тепловая инверсия плотностей и начинается конвекция.

С началом конвекции теплопередача в расплаве резко возрастает ("включается" $\lambda_{эф}$), и модель начинает развиваться чрезвычайно активно. Процессы идут в обратном направлении. В зоне расплава кристаллизация вещества В происходит уже не у верхней, а у нижней границы, а растворение - у верхней. Начинается быстрая миграция зоны расплава вверх с одновременным уменьшением концентрации В в расплаве, с уменьшением толщины самой зоны. Тепловой поток в верхней части модели значительно увеличивается. Вскоре расплав поднимается очень высоко, полностью очищается от вещества В и застывает, образовав тонкий слой А в верхней части модели. Модель пришла к состоянию, лишь немного отличающемуся от исходного. С этого момента начинается новый цикл развития, повторяющий стадии развития предыдущего цикла.

Рисунки 3 и 4 иллюстрируют развитие двухслойной модели на конкретном примере. По вертикали отложена глубина, а по горизонтали - время. Замечу сразу, что эти величины даны в условных единицах (в факторах глубины и времени), так как модель можно интерпретировать в разных временных и пространственных масштабах в соответствии с критерием подобия Фурье. Изменение масштаба глубины в n раз влечет за собой изменение масштаба времени в n^2 раз. Так например, при n = I нанесенные вдоль осей цифры представляют глубины в километрах и время в миллионах лет, а при n = 0,I соответственно в сотнях метров и в десятках тысяч лет. Это означает, что при первой интерпретации модели граница раздела слоев А и В в начальный момент находится на глубине 100 км, а продолжительность цикла составляет около 2500 млн. лет; при второй интерпретации граница окажется на глубине 10 км, а цикл закончится через 25 млн.лет. При интерпретации мы вправе принять ло-

бое другое значение n. Это важно, так как позволяет рассматривать модель применительно к разным геологическим границам (например, и к границе М и к границе К). Более того, пользуясь критериями подобия[x)], можно варьировать также и теплофизические характеристики модели (температуру, теплопроводность, теплоемкость и др.). Я обращаю внимание читателей на критерии подобия, чтобы показать возможность интерпретации модели применительно к широкому кругу геологических условий[xx)] и чтобы подчеркнуть относительность тех конкретных цифровых значений теплофизических характеристик, размеров и времени, которые будут указаны ниже.

Если принять $n = 1$ и оцифровку изотерм на рис. 3 в градусах Цельсия, то в модели использованы следующие параметры. Толщина модели 400 км. Граница раздела А и В в начальный момент находится на глубине 100 км. Удельные теплоемкости А и В 0,3 кал $г^{-1}град^{-1}$. Удельные теплопроводности А и В в твердом состоянии одинаковы и изменяются на разных глубинах в зависимости от температуры в соответствии с графиками, учитывающими разные виды теплопередачи (Любимова, 1968); теплопроводность жидкой фазы (без конвекции) в 2 раза ниже теплопроводности твердой фазы, а эффективная теплопередача жидкой фазы с конвекцией в 3 раза выше теплопроводности твердой фазы при той же температуре. Скрытые теплоты плавления А и В равны 0,13 и 0,35 кал $см^{-3}$ соответственно. Температуры плавления веществ А и В соответственно 1100 и 1405 градусов Цельсия на поверхности Земли и повышаются с глубиной с градиентом 3 град $км^{-1}$. Из расплава смешанного состава кристаллизуется только вещество В, причем температура кристаллизации линейно зависит от концентрации. Легкоплав-

---

x) В этой модели критерии подобия имеют следующий вид: $T \cdot \lambda \cdot q^{-1} \cdot l^{-1} = inv$; $\tau \cdot \lambda \cdot l^{-2} \cdot c^{-1} = inv$; $T \cdot c \cdot Q^{-1} = inv$, где τ – время (с), l – длина (см), T – температура (град), λ – удельная теплопроводность (кал.$см^{-1}с^{-1}град^{-1}$), c – удельная теплоемкость (кал.$см^{-3}град^{-1}$), q – удельный тепловой поток (кал.$см^{-2}.с^{-1}$), Q – удельное тепло (кал.$см^{-3}$).

xx) К этому вопросу мы вернемся позднее (см.стр.31-32).

кое вещество А кристаллизуется только при 100% концентрации и может имитировать эвтектическую смесь вещества В с каким-либо другим веществом С (если рассматривать только одну ветвь их эвтектической диаграммы от А до В). Температура на поверхности была принята постоянной и равной 0 градусов Цельсия (практически оказалось удобнее принять постоянную температуру 150 градусов Цельсия на глубине 5 км, что почти не влияет на результаты). Тепловой поток из недр через нижнюю границу модели принят $0,3 \times 10^{-6}$ кал $см^{-2}с^{-1}$. Внутренние источники тепла (радиоактивный распад и пр.) приняты распределенными неоднородно и уменьшающимися с глубиной; в каждом десятикилометровом слое к тепловому потоку добавляется за счет внутренних источников по $0,6 \times 10^{-6}$ кал $см^{-2}с^{-1}$ на глубинах от 0 до 30 км, по $0,15 \times 10^{-6}$ кал $см^{-2}с^{-1}$ на глубинах 30-110 км, по $0,03 \times 10^{-6}$ кал $см^{-2}с^{-1}$ на глубинах 110-400 км. Распределение концентраций вещества А в расплавленном слое принято линейным со средней концентрацией в середине слоя. Градиент концентрации зависит от скорости движения границ расплавленного слоя. Вопрос о величине градиента и характере его зависимости от развития модели весьма сложен и пока остается недостаточно разработанным. В разных вариантах модели мы принимали слегка различающиеся зависимости, чем и определяются различия вариантов, изображенных на рис. 3 и 4. Значения концентраций вещества А в расплаве у его нижней и верхней границ на рис. 3 показаны индексами у буквы А (например, A_{12}, A_{18}) и толщиной белой незаштрихованной полосы условного знака I. За время появления конвекции условно принимался момент, когда градиент концентрации становился настолько мал[x)], что в расплавленном слое возникала ярко выраженная инверсия плотностей. Поскольку такой момент определяется скоростью движения границ расплава и как правило соответствует проникновению расплава на определенную глубину, момент появления конвекции практически определяется по этим показателям. В этот момент включалась эффективная теплопередача, в 6 раз превышающая теплопроводность расплава при данной температуре.

---

x) Меньше заданной величины.

На рис. 3 показано развитие одного цикла. В начальный момент (ноль на горизонтальной оси фактора времени) модель состоит из двух слоев, состоящих из веществ А и В в твердом состоянии (условные знаки 2 и 3). Температура нигде не достигает температуры плавления этих веществ. Однако со временем температура повышается (см. наклон изотерм, знаки 5, 6) и уже при факторе времени равном 100 осуществляется плавление слоя А и растворение в расплаве вещества В (знак 3). Концентрация вещества А и градиент его концентрации велики (см.толщину белой полосы в знаке 1). При факторе времени около 150 в верхней части расплава происходит кристаллизация вещества В и возникает зона, насыщенная движущимися вниз включениями расплава (знак 4). До фактора времени 500 эта зона разрастается кверху за счет плавления слоя А, толщина которого заметно уменьшается. При времени 500 плавление слоя А практически прекращается и верхняя часть слоя, насыщенного включениями расплава, начинает очищаться от этих включений. Здесь появляется чистая твердая фаза В (знак 3). В основании этой верхней вновь образующейся линзы вещества В еще сохраняется (до времени 1500) зона, насыщенная включениями расплава. Расплав к этому времени уже имеет большую (фактор глубины 200) толщину и низкую концентрацию вещества А (A_{15}–A_{23}). Все это время температуры неуклонно повышаются (см. наклон изотерм), причем ниже слоя расплава повышение температуры идет быстро, в расплаве медленно, а выше расплава температура практически сохраняется постоянной. Поступающее в систему тепло аккумулируется в расплавленном слое в виде скрытой теплоты плавления. В интервале времени 1500–2200 толщина расплавленного слоя почти не изменяется, его границы опускаются медленно, а концентрация вещества А и градиент концентрации становятся еще меньше (A_{12}–A_{18}). В момент 2200 начинается конвекция и в расплавленном слое осуществляется повышенная эффективная теплопередача. Одновременно в результате перемешивания исчезает и градиент концентрации. Отток тепла от нижней границы расплава превышает выделение скрытого тепла кристаллизации, и температура в толще под расплавом начинает падать (см. наклон изотерм). Мощный поток тепла устремляется в верхнюю часть расплавленного слоя, перегревает ее и быстро расплавляет вы-

лежащую толщу. Однако кристаллизация в нижней части расплавленного слоя осуществляется еще быстрее. В результате этого толщина расплава уменьшается и соответственно повышается концентрация вещества А (см. толщину белых полос в знаке I). Ко времени 2700 расплав уже полностью теряет растворенное в нем вещество В, которое выкристаллизовалось и снизу и сверху. Температура в расплаве продолжает падать, пока не замерзнет и чистое вещество А. С исчезновением конвектирующего расплава исчезает и повышенная теплопередача. Цикл завершается. От исходного состояния модель отличается только небольшим прослоем вещества В в слое А, немного более низким положением его нижней границы и немного более высокими температурами (см. положение изотерм). Однако уже в этот момент температура в средней части модели начинает расти и осуществляется плавление нижней части слоя А. Начинается новый цикл.

На рис. 4 показано более длительное развитие модели, во время которого осуществились три цикла. Масштаб на оси фактора времени уменьшен более чем в 2,5 раза. Поэтому рисунок сильно сжат в горизонтальном направлении. В этом варианте модели изменены некоторые параметры, вследствие чего толщина зоны расплава достигает большей величины. Однако общий характер процесса остается тем же. Хорошо видно, что режим колебаний быстро устанавливается: второй и третий циклы мало отличаются друг от друга. Устойчиво сохраняется вновь образовавшийся прослой вещества В выше зоны расплава. Под ним твердое вещество А то появляется, то исчезает. Зона расплава пульсирует: изменяется и толщина и состав расплава. Пульсирует и тепловой поток, как это было показано на рис. 3 (на рис. 4 изотермы не показаны). Период и амплитуда колебаний зависят от параметров модели.

Зависимость периода колебаний от параметров модели можно продемонстрировать, используя критерии подобия (см. стр. 28). При перечисленных выше номинальных значениях параметров модель характеризует 400-километровый слой, который может соответствовать земной коре и верхней мантии. В такой интерпретации верхний слой вещества А толщиною 30 км имитирует земную кору, подстилающий его твердый слой, состоящий

преимущественно из вещества В и имеющий толщину 30-100 км, имитирует мантийную часть литосферы, а 200-300-километровый слой расплава - астеносферу. Температура в астеносфере достигает 1900-2500 градусов. Период цикла - 2200-2700 млн.лет. Однако существует мнение, что астеносфера состоит из полурасплавленного вещества, то есть тугоплавкая ее часть образует твердый каркас, не участвующий в расплавлении, а более легкоплавкое вещество заполняет поры в этом каркасе. Наша модель может быть интерпретирована и для такой ситуации. При этом линейные размеры модели следует сохранить, а величину удельной теплоты уменьшить, так как скрытые теплоты при плавлении и кристаллизации будут поглощаться или выделяться не всем объемом, а только той его частью, которая подвергается плавлению. Примем номинальные значения параметров за единицы и определим по критериям подобия насколько они должны быть изменены при новой интерпретации. Пусть расплавляется 48% объема астеносферы. Тогда $Q' = 0,48$; $\ell' = 1$; а остальные параметры примут следующие значения: $T' = 0,8$; $C' = 0,6$; $q' = 0,8$; $\tau' = 0,6$; $\lambda' = 1$. При такой интерпретации размеры слоев сохраняются, несколько изменяются теплоемкости, потоки и температуры плавления; температура в астеносфере достигает 1500--2000 градусов, а период циклов - 1320-1620 млн.лет.

Можно применить модель и к процессам, осуществляющимся внутри земной коры, например, на границе гранитного и базальтового слоев. Тогда слой А - гранитный слой, В - базальтовый слой, расплав - очаг магмы кислого или среднего состава. Пусть начальная толщина гранитного слоя - 20 км, температуры вдвое ниже номинальных, содержание расплава в очаге 50%, то есть $\ell'' = 0,2$; $T'' = 0,5$; $Q'' = 0,5$. Тогда остальные параметры примут следующие значения: $C'' = 1$; $\lambda'' = 1$; $q'' = 2,5$; $\tau'' = 0,04$. Таким образом температуры в глубоком очаге достигают 950-1250 градусов, а цикл продолжается 90-110 млн.лет.

Разобранные варианты интерпретации показывают, что в двухслойной модели литосферы автоколебательные системы могут иметь весьма различные периоды колебаний в зависимости от условий, в которых они осуществляются. При этом некоторые варианты интерпретации представляются более осуществимыми в ре-

альных условиях, другие - менее вероятными. Например, первый вариант интерпретации модели (с полностью расплавленным "астеносферным" слоем) представляется не очень удачным, так как мощный и тяжелый слой вещества В вряд ли смог бы длительное время находиться над более легким полностью расплавленным слоем. Здесь мы вправе ожидать появление д лительных гравитационных перераспределений вещества, осложняющих процесс и не учтенных в модели. Второй вариант интерпретации (с частично расплавленной "астеносферой") кажется более вероятным для реальных условий. То же касается и третьего варианта. Несомненно, что можно построить и более удачные модели автоколебательных систем, работающих по рассмотренному выше принципу.

Анализ разобранных моделей проплавления литосферы не оставляет сомнений в возможности существования в коре и мантии Земли внутреннего источника пульсаций с периодом во многие миллионы лет. Этот источник может охватывать большие площади и влиять на характер теплового потока, магматизма и тектонических движений. Взаимная корреляция этих явлений и определение ареалов их распространения может выявить расположение очагов таких автоколебательных систем. При этом важно изучить хронологические детали процесса. Форма колебаний - то есть продолжительность отдельных этапов цикла, зависит от теплофизических характеристик системы; в модели мы допускаем (по незнанию) их значительные вариации, в результате чего форма и период колебаний могут быть весьма разнообразны. Исследование природной неравномерности развития тектоно-магматического процесса во времени (смена медленных движений быстрыми, амагматических - вулканическими и т.д.) дает ценнейший феноменологический материал, который поможет уточнить модель и определить термодинамические характеристики вещества в глубоких недрах.

Кристаллизация резервуаров магмы

Проблема возникновения пульсаций при кристаллизации магмы встает прежде всего в связи с изучением расслоенных интрузий. Расслоенные интрузии известны давно, они имеют преимуще-

ственно основной состав, мелкоритмичное слоистое строение и закономерно изменяющийся по разрезу химический состав. Им посвящена обильная литература, среди которой фундаментальная сводка Л.Уэйджера и Г.Брауна (1970) и обобщающая работа Е.В.Шаркова (1980) могут быть хорошим введением в проблему. Несмотря на несколько гипотез, вопрос о происхождении слоистости в этих образованиях остается открытым. С точки зрения корреляции геологических явлений принципиален вопрос о наличии или отсутствии связи между образованием "слоев" в интрузии и фазами тектонических движений, внедрением магмы и тому подобными проявлениями внешних воздействий. Среди существующих гипотез по этому поводу имеются разные мнения. Наши исследования подтверждают точку зрения о том, что ритмичность может быть чисто внутренней характеристикой системы, не связанной с какими-либо периодическими внешними воздействиями.

Моделирование осуществляется на гидроинтеграторе ИГИ. Модель довольно сложная, так как приходится моделировать кристаллизацию неэвтектического расплава с учетом диффузии, теплового потока и конвекции, возникающей и исчезающей в зависимости от распределения температур и концентраций. В простейшем случае с двухкомпонентной средой автоколебательная система возникает при такой конвекции, когда теплопередача в камере осуществляется быстрее, чем диффузия в зоне кристаллизации. Быстрый отток тепла приводит к кристаллизации на дне камеры сначала тугоплавкого компонента, а затем и эвтектики при соответствующем понижении температуры. Одновременно с этим интенсивный подток тепла к кровле камеры поддерживает здесь очень высокую температуру (иногда даже с подплавлением кровли). В результате этого разность температур между кровлей и дном камеры уменьшается, что останавливает конвекцию и резко снижает теплопередачу. В результате кровля начинает остывать. Это сопровождается кристаллизацией тугоплавкого компонента, а потом эвтектики у верхней границы камеры. На дне камеры, напротив, температура растет, кристаллизация приостанавливается, а диффузия постепенно выравнивает концентрации в придонном слое. Когда градиент температур достаточно увеличится, снова возникает конвекция, резко возрастает теп-

копередача в камере и процесс повторяется, формируя следующий асимметричный слой. При моделировании учитывается, что для начала кристаллизации необходимо некоторое переохлаждение расплава. Активные автоколебательные системы возникают и в более сложных моделях, но я на них останавливаться не буду. Подчеркну, что они возникают при довольно жестких температурных условиях и только в тех случаях, когда на пути теплового потока находится камера с расплавом неэвтектического состава, в котором теплопередача нелинейно зависит от градиента температур, кристаллизация тугоплавкого компонента начинается в условиях переохлаждения и диффузия не успевает выравнивать концентрацию в зоне кристаллизации.

Приведенный пример показывает, что к хронологическому сопоставлению ритмично построенных комплексов следует относиться осторожно, так как разные автоколебательные системы могут оказаться настроенными на ту или иную частоту из-за особенностей своего внутреннего строения, а не отражая периодичность внешних воздействий.

Дифференциация вещества в глубоких недрах

Недавно интересная автоколебательная система была получена при моделировании процесса гравитационной дифференциации вещества в нижней и средней мантии Земли (Кеонджян, Юнин, 1980; Кеонджян, 1980). Если в рассмотренных выше моделях основу автоколебательных систем составляли тепловые и диффузионные процессы, то в модели В.П.Кеонджяна и А.С.Монина анализируются гидродинамические процессы, происходящие при дифференциации двухкомпонентной ньютоновской жидкости в гравитационном поле. Модель была построена для нужд тектоники плит и моделирует предполагаемый процесс выделения тяжелого (железного или железо-никелевого) ядра из мантии смешанного (железо-силикатного) состава. В связи с этим основной вариант модели был расчитан для сферического слоя толщиною 3000 км ($3500 \leqslant r \leqslant 6500$ км). В этом слое, имитирующем мантию Земли, рассмотрена гравитационная дифференциация, осуществлявшаяся на пути от "протоземли - практически однородного по составу небесного тела с массой, равной массе современной

Земли" - " к ее современному расслоенному состоянию" (Кеондлян, 1980, с.3). Не вдаваясь в обсуждение геологической обоснованности и значимости модели, замечу, что для нас она особенно интересна тем, что при некоторых значениях параметров имеет пульсирующее развитие.

В модели предполагается, что все пространство слоя занято двумя химически не взаимодействующими компонентами, каждая из которых несжимаема, является ньютоновской жидкостью с определенной вязкостью и имеет определенную плотность, причем одна из них тяжелая, а другая легкая. Каждая из компонент представлена частицами, имеющими некоторую величину, очень малую по сравнению с размерами слоя. Без гравитации частицы были бы однородно распределены в пространстве, и их смесь везде имела бы одинаковую концентрацию, соответствующую средней концентрации. Но в гравитационном поле (сила тяжести направлена по радиусу) тяжелые частицы тонут, а легкие всплывают, в результате чего их концентрация (а следовательно, и плотность смеси) в разных местах становится разной. Скорость осаждения зависит от вязкости и размера частиц. Через нижнюю границу тяжелые частицы беспрепятственно уходят в ядро, наращивая его. В процессе осаждения, то есть гравитационной дифференциации потенциальная энергия смеси уменьшается и соответствующая избыточная энергия выделяется в пространство. Если в процессе осаждения возникают инверсии плотностей в крупных объемах смеси, то эти крупные объемы смеси перемещаются, образуя конвективные потоки. При этом процесс осаждения тяжелых частиц продолжается. Такова качественная характеристика модели. Авторы осуществили ее строгое математическое описание, приняли определенные значения параметров и провели численное моделирование.

При решении авторы варьировали значения некоторых параметров, оказывающих наиболее существенное влияние на ход процесса. Такими параметрами модели были характер изменения вязкости с глубиной, "скорость разделения компонент" (зависит от вязкости и размера частиц) и геометрия области. Значения этих трех параметров (особенно двух первых) во многом определяют поведение модели.

Модель была принята осесимметричной и таким образом сведена к двухмерной. В одном из вариантов рассмотрена квадратная область со стороной 3000 км, в другом – сечение сферического слоя толщиной 3000 км ($3500 \leqslant r \leqslant 6500$). Скорость разделения компонент (α) в основном варианте порядка $10^{-5} < \alpha(\nu) < 10^{-1}$ см/год (то есть размер "тяжелой частицы" – – 100 м при принятых значениях вязкости). Кинематическая вязкость (ν) в основной части слоя 10^{23} см^2/с, а в самом нижнем слое толщиною 300 км линейно уменьшается от 10^{23} у его верхней границы до 10^{19} см^2/с на границе с ядром. Такое уменьшение вязкости особенно важно, так как именно оно приводит к разубоживанию нижнего слоя тяжелой компонентой, приводящему к плотностной конвекции. Плотность компонент – – 5,75 (тяжелая) и 3,42 г/см^3 (легкая). В начальный момент концентрация тяжелой компоненты (и следовательно, плотность смеси) слегка увеличивается с глубиной, оставаясь неизменной в горизонтальных слоях. В нижний слой вводилось "начальное возмущение" плотности. Средняя концентрация тяжелой компоненты составляла 0,1.

В ходе численного эксперимента авторами упомянутых статей обнаружено, что модель может развиваться двумя разными способами. Во-первых, может происходить простое осаждение тяжелой компоненты без образования конвекционных потоков смеси. Такой процесс осуществляется при очень большой ($\alpha > 10$ см/год) или очень малой ($\alpha < 10^{-5}$ см/год) скорости разделения компонент. Во-вторых, в процессе осаждения могут возникать инверсии плотностей смеси и образовываться конвекционные потоки, собирающиеся в одну или несколько крупных конвекционных ячей. Такой случай исследовался в основных вариантах эксперимента. В основной части модели осаждение материала вело к увеличению концентрации тяжелой компоненты в нижних слоях, что препятствовало возникновению конвекции. В самом нижнем слое с пониженной вязкостью и со свободным выходом тяжелой компоненты в ядро через нижнюю границу, напротив, быстрое осаждение тяжелой компоненты приводило к снижению ее концентрации и к образованию аномально легкой смеси, которая должна была всплывать в верхнюю часть модели.

Образовавшаяся таким образом конвекция захватывала всю толщину слоя. Конвекция начиналась с образования двух боль-

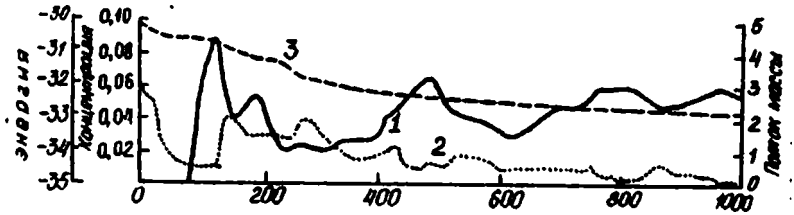


Рис.5. Изменение во времени интегральных характеристик конвекции в сферическом слое по данным В.П.Кеондяна (1980).
I - натуральный логарифм средней плотности кинетической энергии, 2 - поток массы тяжелой компоненты через границу ядро/мантия (в процентах от начальной массы за 10 млн.лет), 3 - средняя концентрация тяжелой компоненты в мантии.

ших взаимопротивоположных циркуляций с восходящим потоком в экваториальной части модели. Однако через некоторое время такое строение циркуляций оказывалось неустойчивым и распадалось на несколько (4-5) более мелких ячей. Но и такое распадение не приводило к устойчивости. Снова разрастались две ячеи, подавляя своих соседей. Возобновлялась двухячейная конвекция, чтобы снова распасться на 4-5-ти ячейкую через некоторое время, и так далее. При этом над восходящими потоками возникали "плюмажи" относительно легкого вещества, а в нижних частях конвекционных ячей накапливались тяжелые линзы.Поток энергии, выделяемой моделью, то возрастал, то уменьшался. То же происходило и с поступлением тяжелого вещества в ядро. Колебания осуществлялись на фоне постепенного затухания процесса, так как запас тяжелой компоненты в слое со временем истощался. "Основная особенность рассматриваемого процесса, - пишет В.П.Кеондян (1980, с.18), - его принципиальная нестационарность, реализующаяся в виде колебательного режима его основных интегральных характеристик на фоне медленного тренда потенциальной энергии. Типичные зависимости интегральных характеристик: средней плотности кинетичес-

кой энергии, потока массы тяжелой компоненты в ядро и средней ее концентрации в слое приведены на рис.5. Легко видеть, что средняя интенсивность конвекции и скорость ее массообмена с ядром осциллируют с характерным периодом 10^8 лет, причем в фазе максимальной интенсивности наблюдается минимальный поток массы в ядро (или скорость его роста); амплитуда колебаний этих характеристик со временем уменьшается".

Модель, построенная В.П.Кеондяяном и А.С.Мониным, демонстрирует возможность возникновения автоколебательной системы в глубоких недрах планеты. Такая система несомненно оказала бы существенное влияние на ход ее тектонического развития. При этом отдельные фазы движений имели бы общепланетарное значение, но в конкретных регионах могли бы проявляться в разных формах. Однако геологическая интерпретация модели требует большой осторожности прежде всего потому, что в ней не учтен термический эффект дифференциации вещества. Этот эффект в условиях земных недр может существенно изменить вязкость вещества и весь ход рассмотренных процессов. Модель, учитывающая термический эффект, пока не построена и не рассчитана. Еще большей слабостью модели является отсутствие серьезных обоснований принятых начальных условий. Основная предпосылка о первоначальном составе и строении Земли целиком гипотетична, а именно от нее зависит весь последующий ход процесса. Если эта предпосылка не верна, то модель не имеет отношения к реальному развитию Земли. Однако сама по себе модель все равно интересна.

Обобщая рассмотренные выше модели, заметим, что в недрах Земли имеются богатые возможности для возникновения автоколебательных систем. Эти системы могут превращать в пульсирующие такие процессы, как перенос тепла из недр к поверхности, кристаллизацию расплавов в магматических камерах, дифференциацию вещества в мантии Земли. Периодичность пульсаций измеряется многими миллионами и миллиардами лет. Их проявления на поверхности Земли мы могли бы заметить по периодичности магматической и тектонической активности соответствующих регионов или Земли в целом.

АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ В ХОДЕ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА

В моделях автоколебательных систем, связанных с осадочным процессом, рассматривается перенос вещества различными агентами, активность которых зависит от особенностей бассейна осадконакопления и строения самого осадка. Мы рассмотрим лишь одну модель, которая применима к различным типам субаэральной и субаквальной седиментации, но особенно важна для понимания ритмично построенных толщ осадочных горных пород морского происхождения (в том числе, по-видимому, флиша, олистостром и др.). Многочисленные гипотезы происхождения ритмичной слоистости, начиная с осцилляционной и кончая мутьевыми потоками, настолько хорошо известны широкому кругу геологов, что останавливаться на них нет смысла (Бобров, Романовский, 1970; Вассоевич, 1940,1948,1951,1960; Келлер, 1949; Леонов, 1972а,б; Романовский, 1976; Страхов, 1962; Хворова, 1958; Kuenen , 1958,1967). Единственное, на что следует обратить внимание, - это вопрос о роли внешних воздействий на формирование ритмов. К сожалению, до сих пор многие, если не большинство геологов, склонны думать, что ритмы отражают периодичность внешних сил (тектонических, сейсмических и пр.). Примером может быть точка зрения таких известных геологов как В.Е.Хаин и М.Г.Ломизе (1961). Нам представляются более правильными взгляды С.И.Романовского (1976) и А.А.Савельева (1977), во многом соответствующие приведенной ниже модели.

Моделирование осуществляется на гидроинтеграторе ИГЛ. Поскольку задачи такого типа ставятся на ИГЛ впервые, следует кратко обосновать их постановку. На аналоговом гидроинтеграторе ИГЛ можно моделировать процессы, описываемые дифференциальными уравнениями в частных производных параболического типа, то есть вида $\partial U/\partial t = \alpha^2 \nabla^2 U + \varphi$ (задачи диффузии, теплопроводности, фильтрации и т.п.).

Процесс переноса и накопления осадка в бассейне описывается аналогичным уравнением, если рассматривать перемещение осадка на площади дна бассейна под действием неупорядоченного волнения. При этом предполагается, что волнение вызы-

вает беспорядочное движение частиц в приповерхностном "слое подвижности осадка". Подвижность осадка оценивается "коэффициентом подвижности", связывающим величину "потока осадка" с уклоном дна. Этот коэффициент зависит от характера бассейна, глубины дна и характера осадка. В такой постановке задачи процесс переноса осадка записывается уравнением

$$\frac{\partial H}{\partial t} = k\left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}\right) + \eta ,$$

где H – высота поверхности осадка на дне (например, его гипсометрическая отметка), k – коэффициент подвижности осадка, η – интенсивность поступления осадочного материала. Этот процесс моделируется на интеграторе[x)].

При моделировании задается зависимость коэффициента подвижности осадка от глубины бассейна $k = f(H)$. Эта зависимость в настоящее время точно не определена. В разных бассейнах, даже частях одного бассейна, зависимость $k = f(H)$,

---

x/При постановке задачи предполагается, что волнение воды в бассейне приводит частицы осадка в движение только в некотором приповерхностном слое. Ниже этого слоя /"слоя подвижности"/ частицы неподвижны, т.е. находятся в захороненном состоянии. Через единичное сечение слоя подвижности за единицу времени проходит в среднем определенное количество частиц осадка, которое может быть охарактеризовано коэффициентом его подвижности. Коэффициент подвижности осадка зависит от характера самого осадка и характера подвижности среды, т.е. может иметь различные значения в разных точках дна. На горизонтальной поверхности дна количество частиц, проходящих через единичное сечение в прямом и обратном направлениях, в среднем одинаково /вследствие беспорядочности волнения/. Поэтому если учитывать частицы, проходящие в одном направлении, со знаком плюс, а в противоположном направлении – со знаком минус, то суммарная величина будет равна нулю. На наклонном дне, напротив, количество частиц, проходящих через сечение вниз по склону, будет больше, чем в противоположном направлении, и суммарная величина не равна нулю. При небольших уклонах она пропорциональна градиенту уровня дна dH/dx

Определив поток осадка /q/ как суммарное количество вещества осадка, проходящее через единичное сечение за единицу времени при данном уклоне дна, можно определить коэффициент подвижности осадка как отношение потока осадка к уклону дна: $k = -q:(dH/dx)$ /знак минус указывает на то, что поток направлен вниз по склону, т.е. в сторону уменьшения H/.

Из выражения $q = -k(dH/dx)$ уравнение диффузии выводится путем стандартных рассуждений.

несомненно, может быть различной. Однако известно, что подвижность осадка всегда с глубиной быстро (нелинейно) уменьшается. Этого достаточно, чтобы построить модель, с той или иной степенью точности отвечающую природному процессу.

Моделирование с учетом сказанного показывает, что рельеф поверхности дна бассейна по мере накопления осадка стремится к определенной кривой, определяемой зависимостью $k = f(H)$, и не зависит от исходного рельефа дна. Эта кривая - выпуклая, то есть крутизна дна с глубиной возрастает. Скорость процесса зависит от интенсивности поступления осадочного материала в бассейн.

Из сказанного следует, что в любом достаточно глубоком бассейне на некоторой глубине постоянно возрастающий уклон поверхности осадка должен достичь критической величины, при которой откос станет неустойчивым и произойдет оползание осадка. Если осадок тиксотропен[x)], то есть его деформацион-

---

x/ Термин "тиксотропный" происходит от греческого θίξις /прикосновение/ и τροπή /поворот, изменение/ и означает "изменяющий свойства от прикосновения, сотрясения". В тиксотропных веществах при сравнительно небольших напряжениях происходит разрушение некоторых связей между частицами, в результате чего их прочность и вязкость резко снижаются. В спокойных, ненапряженных условиях связи и соответственно механические свойства восстанавливаются. Таким образом, тиксотропные вещества находятся либо в "твердообразном", либо в "жидкообразном" состоянии и обратимо переходят из одного состояния в другое под влиянием определенных механических воздействий. Термин широко используется применительно к гелеобразным, коллоидным веществам, в которых разрушение и восстановление связей происходит на молекулярном уровне /Фрейндлих, 1939/, т.е. для веществ, тиксотропных на микроуровне. Я его употребляю в более широком смысле, не ограничивая молекулярным уровнем размеры частиц, связи между которыми разрушаются и восстанавливаются в зависимости от характера напряжений и деформаций. Существует большое количество композитных материалов, содержащих микроскопические и видимые невооруженным глазом частицы, между которыми могут возникать и нарушаться связи, резко изменяющие механические свойства этого материала. Геологическим примером таких материалов могут быть плывунные пески, частицы которых в спокойном состоянии образуют каркас, имеющий некоторую прочность, но легко разрушающийся при сотрясении, после чего плывун уподобляется вязкой жидкости. В спокойном состоянии плывун сно-

ние свойства от сотрясения изменятся так, что он становится более подвижным, то в оползании должны принять участие значительные массы захороненного осадка. В этом случае угол откоса после оползания станет значительно положе исходного.

Вводя в модель величины двух углов (максимальный угол откоса α_{max}, при котором начинается оползание, и минимальный угол откоса α_{min}, при котором не происходит оползание даже ослабленного сотрясением осадка), мы получаем автоколебательную систему, частота колебаний которой зависит от характеризующих ее параметров, а не от внешних воздействий[x]. Такими параметрами являются интенсивность поступления осадочного материала в бассейн η, коэффициент подвижности осадка $k = f(H)$, максимальный (α_{max}) и минимальный (α_{min}) углы откоса. Действительно, зависимость $k = f(H)$ определяет ту глубину, на которой возникает критический угол откоса в осадке α_{max}, разность $\Delta\alpha = \alpha_{max} - \alpha_{min}$ определяет сте-

---

ва консолидируется. Это - вещество, тиксотропное на минуровне. В некоторых веществах и при некоторых условиях /особенно в геологических объектах/ разрушаются связи между крупными глыбами, в результате чего огромные массы приобретают повышенную подвижность /"глыбовое течение"/ с последующей консолидацией в спокойных условиях. Примером могут служить рассмотренные ниже пульсирующие ледники. Здесь тиксотропия проявляется на макроуровне.

Явление тиксотропии исключительно важно для возникновения релаксационных колебаний /пульсаций/ в деформируемых механических системах. Тиксотропия на всех уровнях имеет общие черты /резкие изменения свойств от механических воздействий/ которые и определяют появление пульсаций. При этом, конечно, сохраняется специфика тиксотропии каждого уровня, выраженная в особенностях физико-химических и механических процессов, приводящих к установлению и разрушению связей между частицами. При этом следует различать микро-, мини- и макротиксотропные среды и вещества. Это соответствует характерным формам деформаций на микро-, мини- и макроуровнях, которые выделяются в структурной геологии /Лукьянов, 1980/.

x/ Внешние воздействия, конечно, могут нарушить период собственных колебаний системы, даже вызвать вынужденные колебания, но они совершенно не обязательны.

пень тиксотропности осадка, то есть размер линзы осадка, приводимой в движение при оползании; интенсивность поступления осадочного материала η определяет время, за которое накапливается эта линза, то есть период колебаний.

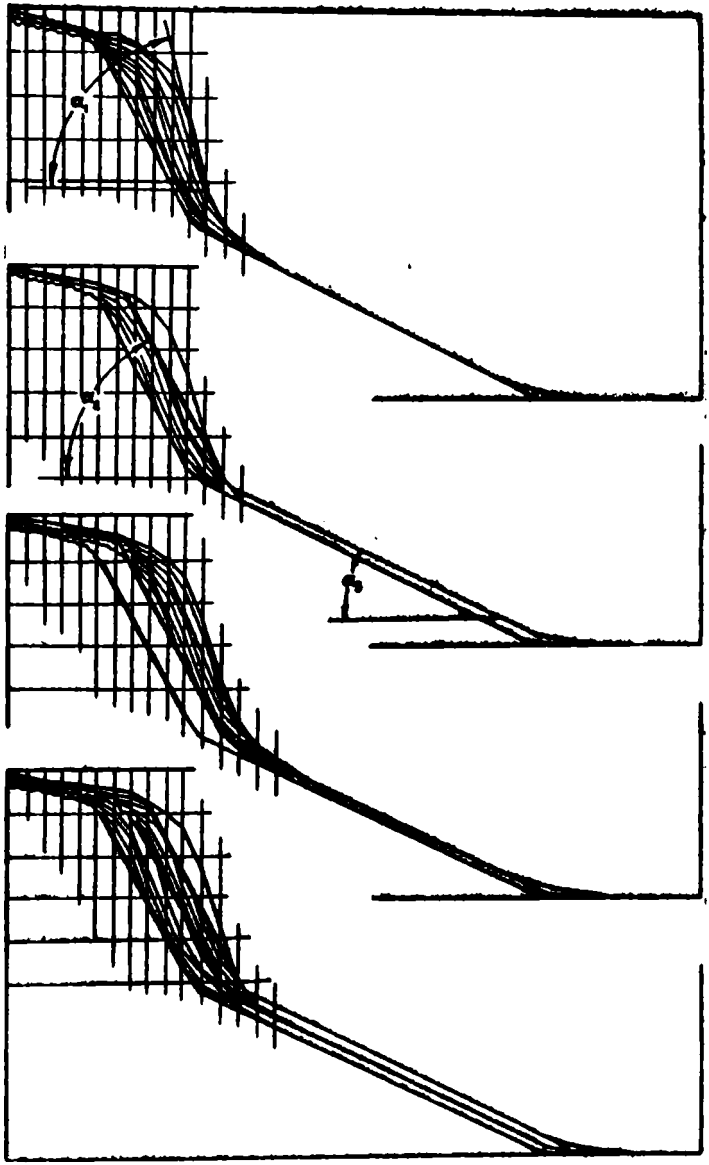
Результаты моделирования с учетом максимального и минимального углов откоса подтверждают эти соображения и сводятся к следующему. Поверхность накапливающегося осадка в моделируемом бассейне приобретает в ходе осадконакопления наклон, зависящий от глубины. На определенной глубине угол откоса достигает α_{max}. Для бассейна эта глубина оказывается критической, так как глубже нее материал рассмотренным выше способом почти не поступает. На критической глубине при достижении угла α_{max} осадок находится в неустойчивом состоянии, в результате чего он приходит в движение, разушается и оползает, вероятно, в виде оползня или мутьевого потока. Разрушению и оползанию подвергается более или менее значительная линза осадка, накопившегося в течение длительного времени. Нижняя граница этой линзы определяется углом откоса α_{min}, так как при более пологих углах осадок сохраняет устойчивость даже при сильном сотрясении. На оставшемся после оползня откосе, имеющем угол α_{min} продолжается осадконакопление до тех пор, пока на критической глубине не восстанавливается угол α_{max}. После этого процесс оползания повторяется. Оползаний не происходит, если глубина бассейна меньше критической. Если же глубина бассейна больше критической, то по способу переноса и накопления осадка он четко разделяется на две зоны: докритическую и закритическую. В закритической зоне бассейна, где глубины больше критических, материал переносится и накапливается в основном вторым (оползневым) способом, то есть не непрерывно, а порционно - в результате движения оползней (или мутьевых потоков), которые формируются на критических глубинах. Геологическое значение результатов описанного моделирования заключается именно в разделении бассейна на эти две зоны, на границе которых работает автоколебательная система и происходит принципиальное изменение процесса осадконакопления. Поступление терригенного материала в более глубокую зону бассейна осуществляется преимущественно при помощи ритмично возникающих оползаний.

Ритмичность определяется параметрами бассейна. Образующаяся в бассейне автоколебательная система дает либо редкие и мощные пульсации, либо частые, но слабые, и работает либо энергично, либо вяло. Мощность пульсаций зависит от характера накапливающихся осадков. Если свойства осадка допускают большие значения $\Delta\alpha$, то возникают мощные редкие пульсации, и соответственно каждый раз в глубоководной части бассейна формируются достаточно толстые слои (ритмы) осадков. При малых значениях $\Delta\alpha$ возникают частые слабые пульсации и накапливаются тонкие ритмы. Период колебаний системы зависит, кроме того, от интенсивности поступления осадочного материала [при интенсивном поступлении система работает энергично, при неинтенсивном - вяло, то есть хотя возникают такие же по мощности ритмы (при том же значении $\Delta\alpha$), но возникают они значительно реже, так как при неинтенсивном поступлении материала для накопления такой линзы осадка требуется больше времени]. Следовательно, характер ритмичности толщи может измениться вследствие незначительных изменений состава поступающего материала (влияющего на $\Delta\alpha$). В то же время одинаковые по облику ритмы могут накапливаться и быстро и медленно. Эти результаты заставляют с осторожностью относиться к попыткам стратиграфической корреляции удаленных регионов по характеру ритмичности.

Приведенные результаты моделирования, по-видимому, довольно правильно отражают природные процессы в бассейнах. Исследователи флиша, развивая идеи Ф.Кюнена, неоднократно подчеркивали существование трех зон формирования флиша: I) мелководная зона переноса, измельчения и перемешивания материала; 2) "своеобразная ловушка, в которой весь поступивший материал удерживается некоторое время седиментологическими барьерами, морфологически выраженными либо цепью островов, либо внутренними поднятиями типа подводных валов[x)]. Важнейшей функцией этой зоны можно считать порциальное накопление ма-

---

x) Результаты нашего моделирования показывают, что валы и подводные гряды совсем не обязательны. Роль "барьера" играет неизбежное изменение с глубиной коэффициента подвижности осадка, а "ловушка" может быть не центросиней, а частью склона.



териала и последующую его разгрузку в третью (3) аккумулятивную зону, где и реализуется собственно-флишевая седиментация" (Романовский, 1976, с.150-151). При этом перенос материала может быть достаточно далеким: "При более или менее ровной поверхности дна поток (мутьевой поток - А.Л.) способен перемещаться без видимых потерь скорости на сотни километров. Полная разгрузка наступает лишь при достижении потоком абиссальной равнины" (там же, с.41).

Те же самые три зоны выявляются и при моделировании. Для иллюстрации сказанного приведем описание одной из изученных моделей (см.рис.6-10). В этой модели был задан постоянный во времени поток терригенного материала, поступающего в бассейн, и параметры, характеризующие осадок и бассейн: коэффициент подвижности осадка, закон его изменения с глубиной (уменьшается обратно пропорционально квадрату глубины) и три критических угла, характеризующие свойства осадка в ненарушенном, нарушенном и во взмученном состоянии. Угол α_1 характеризовал максимальный угол откоса ненарушенного осадка и соответствовал α_{max}; угол α_2 характеризовал угол откоса, который остается после оползания, и соответствовал α_{min}; угол α_3 характеризовал наклон, при котором прекращается движение оползающего взмученного материала. Отношение углов было принято следующим: $\alpha_1:\alpha_2:\alpha_3=8:4:1$. Были заданы начальные условия: глубина бассейна и рельеф дна. Начальные условия варьировались.

На рис.6 показано образование ритмов в установившемся автоколебательном режиме. В качестве начальных условий принят рельеф, образовавшийся в бассейне сразу после очередного оползания. На разрезе он показан линией, отмеченной точками, и имеет форму наклонной ступени (см.рис.6 а). Справа и кверху от этой линии в начальный момент времени находится вода бассейна, а слева и внизу - горные породы и осадки дна. В процессе дальнейшего развития модели верхняя часть ступе-

◁ Рис.6. Развитие циклов осадконакопления при установившемся автоколебательном режиме. Объяснения см. в тексте.

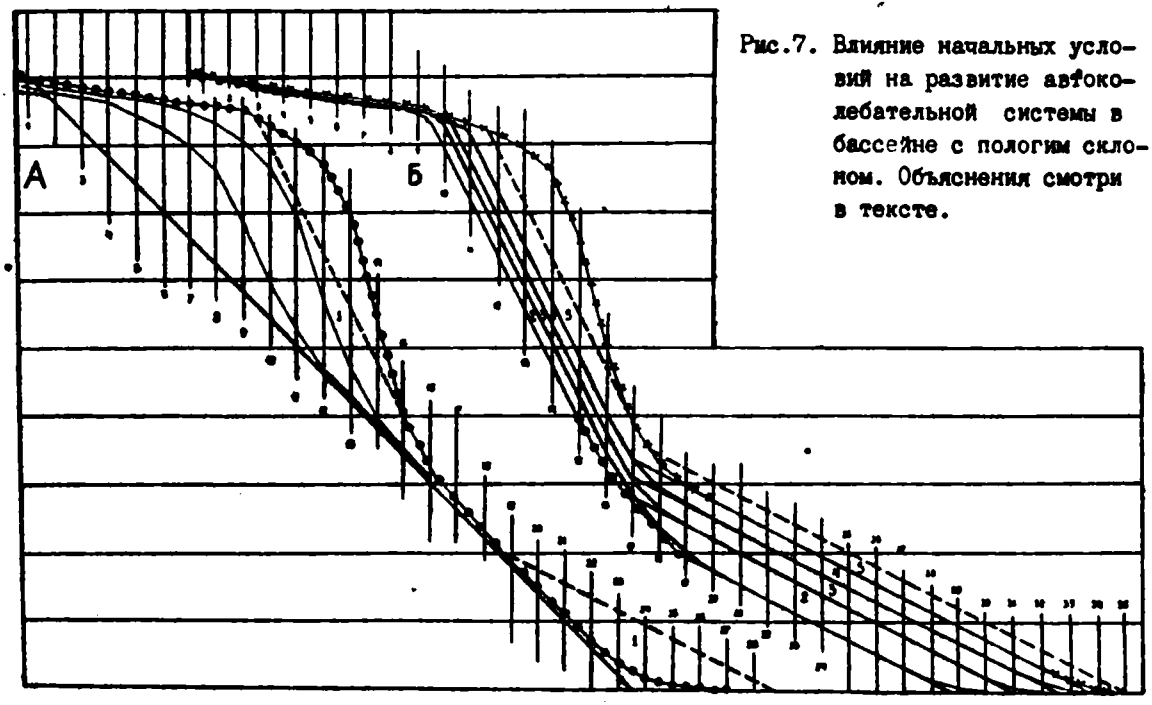


Рис.7. Влияние начальных условий на развитие автоколебательной системы в бассейне с пологим склоном. Объяснения смотри в тексте.

ни слегка размывается (см. волнистую линию), после чего вновь происходит накопление осадка. Но осадок накапливается с разной интенсивностью. В верхней части он накапливается медленно, на крутом склоне очень быстро, а на большей части нижнего пологого склона практически не накапливается. На крутом склоне накапливается мощная линза осадка, отдельные этапы накопления которой показаны тонкими линиями.

Наиболее быстрое накопление осуществляется в верхней половине склона, в результате чего его крутизна постепенно увеличивается. Наконец, поверхность нижней части линзы достигает наклона α_1. В этот момент происходит оползание части накопившейся линзы осадка. На рис. 6б оползшая часть линзы не заштрихована. Склон, оставшийся после оползания, наклонен под углом α_2. Переместившаяся взмученная масса отлагается на нижнем пологом склоне, и ее поверхность наклонена под углом α_3. Она образует тонкий протяженный слой, показанный на рис.6б. Этим цикл завершается. Образовавшаяся поверхность становится начальным условием для следующего цикла. Рис. 6в и 6г в значительной мере являются повторением рис. 6а и 6б. Они показывают формирование следующего цикла и взаимоотношение циклов друг с другом: положение размывов (волнистые линии), срывов (толстые линии), сорванной слоистости, выклинивания и взаимопереходов разных литологических типов. Теоретически оба цикла должны быть одинаковыми. На рисунке они слегка различаются, так как на нем представлены результаты конкретного моделирования, при котором вводимые величины содержат случайные отклонения от теоретических значений. Несмотря на эти отклонения, решение остается устойчивым. Но как влияют на решение начальные условия? В приведенном примере начальные условия точно соответствовали рельефу, образующемуся после завершения цикла. Что будет, если взять иные начальные условия?

Рис. 7 и 8 представляют модели, исследующие влияние начальных условий на решение. На рис.7 в качестве начального условия (α) принято полого наклоненное дно бассейна $\alpha_3 < \alpha < \alpha_2$. В этом случае осадконакопление вначале сильно отличается от описанного выше. В течение длительного времени

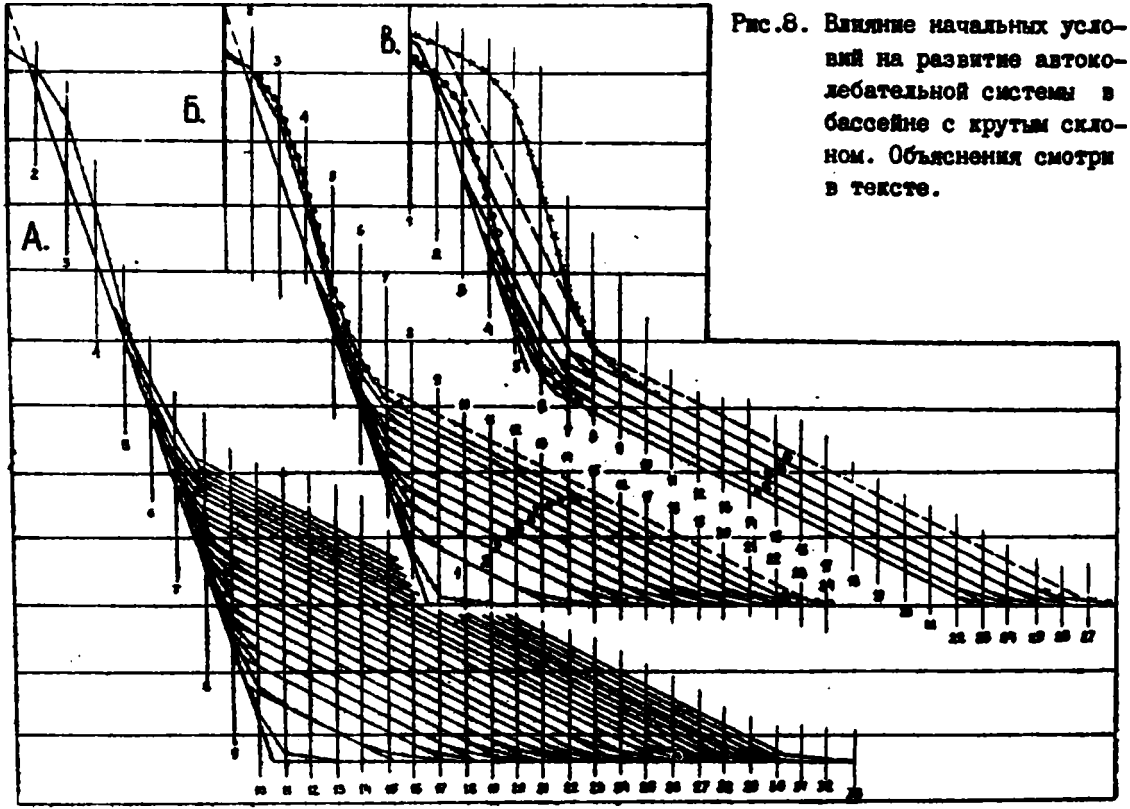


Рис.8. Влияние начальных условий на развитие автоколебательной системы в бассейне с крутым склоном. Объяснения смотри в тексте.

накапливается мощная линза осадков без каких-либо срывов, так как ее поверхность всюду имеет наклон меньше α_1 (см. рис. 7а). Однако в конце концов крутизна склона все же достигает α_1 (линия, отмеченная кружочками на рис. 7а). После этого происходит первое оползание по поверхности, наклоненной под углом α_2 (толстый пунктир на рис. 7а) и перемещенные массы отлагаются у основания склона в виде линзы с поверхностью, наклоненной под углом α_3 (тонкий пунктир). С этого момента начинается циклическое развитие, но продолжительность циклов еще не одинакова. На рис. 7б в качестве начального условия взят рельеф, образовавшийся после первого оползания, изображенного на рис. 7а. Четыре цикла после этого приводят рельеф бассейна к профилю, соответствующему установившемуся автоколебательному режиму (рис. 7б). При этом в основании склона накапливается толща плоско-параллельных слоев оползшего материала с наклоном поверхности α_3, а крутой склон с наклоном α_2 слегка продвигается вперед. Перегиб от α_2 к α_3 выходит на вполне определенную критическую глубину.

На рис. 8 в качестве начального условия принят крутой склон ($\alpha_2 < \alpha < \alpha_1$). В этом случае пульсации начинаются немедленно. Однако на первых порах в оползании участвует весь накопившийся материал, и после срыва обнажается коренное дно. На нем накапливается точно такая же следующая порция осадка, чтобы снова полностью перейти в оползень (точечная линия на рис. 8а и 8б). Таким образом в верхней части склона накопления осадков не происходит. Зато у основания склона оползший материал формирует мощную ритмично построенную толщу, поверхность которой имеет наклон α_3. Верхняя кромка этой толщи неуклонно поднимается, приближаясь к критическим глубинам. На это нужно меньше времени в мелком бассейне (рис. 8б) и больше в глубоком (рис. 8а). Но наконец она начинает снизу подпирать временно накапливающиеся и оползающие линзы. В результате этого наступает момент, когда подготовившаяся к оползанию линза осадков оказывается чуть больше предыдущих (линия с кружочками на рис. 8б). С этого времени (рис. 8в) оползающие линзы все больше выдвигаются вперед, и все большая их часть остается на коренном склоне и не участ-

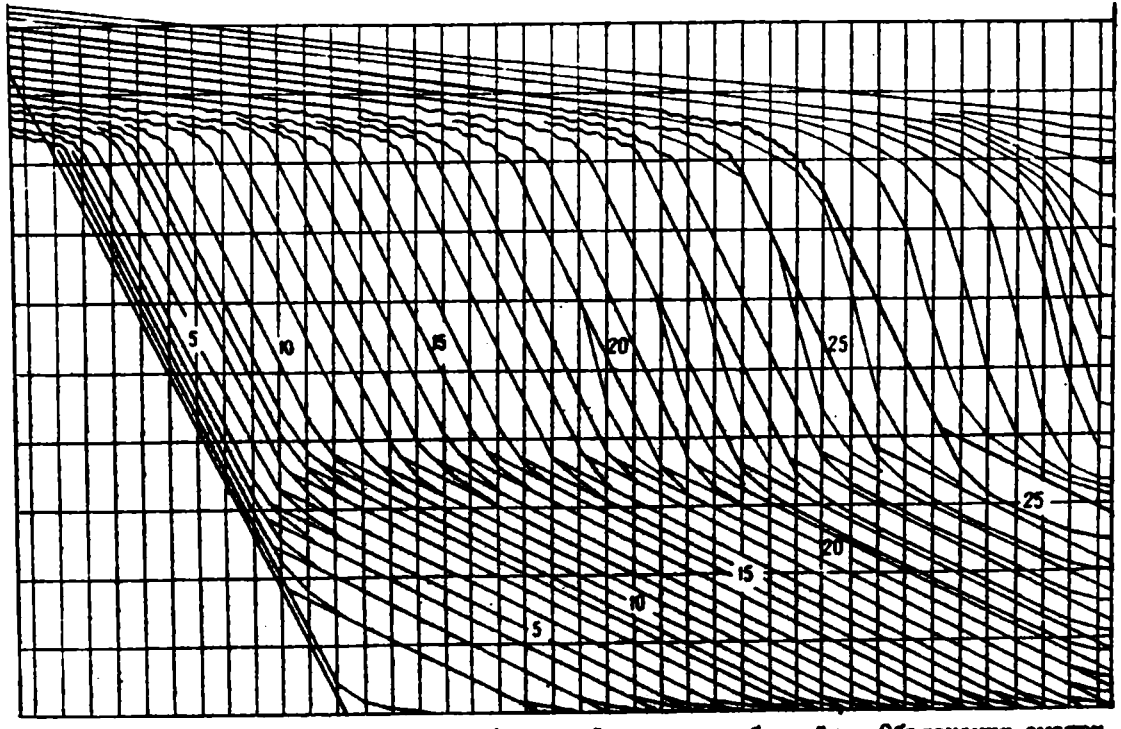


Рис.9. Длительное развитие автоколебательной системы в бассейне. Объяснения смотри в тексте.

вует в оползании. Наконец, после очередного оползания поверхность срыва (угол α_2) не достигает коренного склона (цикл № 14 на рис. 8в). Это означает, что профиль пришел в соответствие с профилем установившегося режима, а перегиб от α_2 к α_3 вышел на критическую глубину. Таким образом влияние начальных условий сказывается на осадконакоплении только вначале и постепенно сглаживается. Развитие системы в установившемся режиме не зависит от начальных условий.

На рис. 9 представлено развитие модели в течение длительного времени. Слева находится берег, правое ограничение рисунка - ось симметрии бассейна. В качестве начального условия взят склон с углом α_2 (тонкая наклонная линия слева). Глубина бассейна превышает критическую. Пульсирующее развитие начинается сразу, но в первых восьми циклах еще чувствуется влияние начального условия. Циклы 9-20 развиваются в установившемся режиме автоколебательной системы данной глубины бассейна. Начиная с 21-го цикла, чувствуется близость осевой зоны: оползший материал встречается с материалом, поступающим с противоположного берега, в результате чего после каждого оползания глубина бассейна уменьшается. При уменьшении глубины бассейна оползания происходят все реже, а линзы становятся все толще. Двадцать пятый цикл оказался последним. Глубина бассейна стала меньше критической, и пульсации прекратились. Прекратились потому, что небольшая глубина бассейна исключила появление первого критического угла α_1, а следовательно, и образование оползней, выносящих материал из зоны промежуточного накопления. Система потеряла отрицательный фактор и перестала работать в автоколебательном режиме. Это и понятно, ибо "... свойства периодических движений, отображаемых предельными циклами с отрицательными характеристическими показателями, - а) устойчивость по отношению к малым изменениям самой системы; б) независимость (в указанном смысле) периода и "амплитуды" от начальных условий - составляют характерную черту реальных автоколебательных процессов" (Андронов и др., 1981, с.327).

Внимательно рассматривая рис.9, можно заметить, что в нашей модели обнаружился ряд характерных черт осадконаколле-

ния, которые позволяют выделить несколько обстановок или зон в бассейне седиментации и несколько комплексов осадков, обладающих специфическими свойствами. Эти особенности суммированы на рис. 10. На этом рисунке условными знаками показаны семь серий осадков, несомненно отличающихся друг от друга по петроструктурным признакам. Эти серии располагаются горизонтальными полосами, которые соответствуют определенным глубинам осадконакопления. Они не являются стратиграфическими единицами (одновозрастными образованиями), хотя при вертикальном бурении всюду обнаружилась бы одинаковая последовательность этих серий. Слоистость располагается косо по отношению к границам серий, то есть прослеживая один стратиграфический горизонт, мы будем последовательно переходить из серии в серию, а разбуривая толщу в разных местах, будем находить границы между сериями на разных стратиграфических уровнях. Однако по характеру слоистости и другим структурным признакам каждая серия составляет одно целое. По способу накопления эти серии можно объединить в три более крупных литологических комплекса. Комплексы и серии на рис. 10 обозначены цифрами.

1. Комплекс остаточных осадков. Для него характерно, что он состоит из остатков того осадочного материала, который временно накапливался в этой зоне бассейна, чтобы в дальнейшем переместиться в следующую зону. В связи с этим три серии, составляющие этот комплекс, имеют характерные особенности слоистости. 1.1 - серия сплошного переслаивания пород. Она состоит из наиболее грубозернистых отложений, имеет небольшую мощность и образовалась в подзоне, через которую в основном осуществляется перенос материала. 1.2 - серия со слоистостью, нарушенной за счет периодических размывов, осуществлявшихся после каждого оползания. 1.3 - серия с сорванной наклонной слоистостью. Она состоит из остатков слоев, которые накапливались, образуя линзы, подвергавшиеся оползанию. Поэтому для серии характерна косая слоистость, сорванная в верхней части каждого слоя поверхностью оползания.

2. Комплекс смешанных осадков. Он представлен одной серией (2.1) со сложной слойчатостью. В этой серии чередуются слои остаточных осадков со слоями перемещенных при оползании осадков.

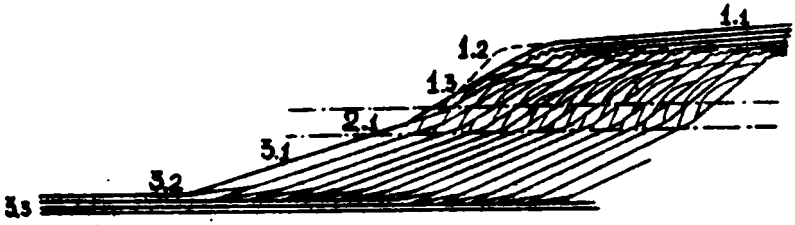


Рис. 10. Схема фациальной зональности в бассейне, развивающемся в автоколебательном режиме. Объяснения см. в тексте.

3. Комплекс перемещенных и ненарушенных осадков. Он состоит из трех серий, вторая из которых является переходной от первой к третьей. 3.1 - серия с градационной слоистостью. Она целиком (или почти целиком) состоит из перемещенного материала, поступавшего в эту зону бассейна при периодических оползаниях. В этом материале следует ожидать слои, отвечающие каждому оползанию и имеющие параллельные границы, следы размыва на верхней поверхности, уменьшение грубости материала снизу вверх, следы течения осадка и прочие признаки, характерные для турбидитов. 3.2 - серия с выклинивающейся градационной слоистостью. 3. 3 - серия с горизонтальной слоистостью без следов перемещенного при оползаниях материала.

Перечисленным комплексам и сериям осадков соответствуют зоны и подзоны осадконакопления: 1 - зона докритических глубин или зона неустойчивого накопления осадков. Она разделяется на подзоны: 1. 1) транспортировки, 1.2) периодических размывов, 1.3) периодических срывов осадка; 2 - зона критических глубин, она же подзона 2.1) смешанного накопления осадков; 3 - зона закритических глубин или зона устойчивого накопления осадков. Она состоит из подзон: 3.1) порционного поступления материала, 3.2) вырождения влияния склона и 3.3) глубинного накопления осадков.

При интерпретации описанной выше модели следует использовать следующие критерии подобия:

$$\frac{\tau \cdot k}{\ell^2} = inv\,; \quad \frac{H \cdot k}{\ell \cdot q} = inv\,; \quad \frac{H}{\ell \cdot tg\,\alpha_i} = inv\,,$$

где τ - время (годы); ℓ -длина (по горизонтали) /м/; H - - глубина (по вертикали) /м/; α_i- критические углы (градусы); q - удельный поток терригенного материала /$м^2 год^{-1}$/, k - коэффициент подвижности /$м^2$ $год^{-1}$/.

Примерами интерпретации могут быть, например, следующие случаи. А. Континентальный склон при умеренном поступлении терригенного материала: глубина $H = 1650$ м; критические углы $\alpha_1 = 8^0$, $\alpha_2 = 4^0$, $\alpha_3 = 1^0$; длина модели $\ell = 68650$ м; удельный поток терригенного материала $q = 3$ $м^2 год^{-1}$; коэффициент подвижности осадка в нижней части модели $k = 0{,}7$ $м^2$ $год^{-1}$ (кверху он постепенно увеличивается обратно пропорционально квадрату глубины в 100 раз); время накопления 19 циклов $\tau_{19} = 21 \times 10^6$ лет. В. Континентальный склон при значительном поступлении терригенного материала: $H = 1650$ м; $\alpha_1 = 8^0$, $\alpha_2 = 4^0$, $\alpha_3 = 1^0$; $\ell = 68650$ м; $q = 7$ $м^2$ $год^{-1}$, $k = 1{,}63$ $м^2$ $год^{-1}$; $\tau_{19} = 9 \times 10^6$ лет. С. Склон меньшего по размерам и более мелководного бассейна при значительном поступлении материала: $H = 550$ м; $\alpha_1 = 8^0$, $\alpha_2 = 4^0$, $\alpha_3 = 1^0$; $\ell = 22840$ м; $q = 7$ $м^2 год^{-1}$; $k = 1{,}63$ $м^2$ $год^{-1}$; $\tau_{19} = 10^6$ лет. Все эти случаи интерпретации относятся к модели, изображенной на рис. 9. В этой модели критическая глубина находится в средней части модели, в связи с чем толщина отдельных циклов велика. Если построить модель, аналогичную описанной, но со значительно увеличенной толщиной закритической зоны, то мощность циклов уменьшится обратно пропорционально толщине закритической зоны (сравни рис. 8а и 8б). При этом уменьшится и время накопления циклов, но незначительно (порядок величин останется тем же). Таким образом приведенная модель может характеризовать бассейны седиментации в широком диапазоне природных условий.

Приведенные результаты моделирования показывают, что ритмичное строение осадочных толщ еще не свидетельствует о ритмичном внешнем воздействии на бассейн седиментации. Оно

может быть определено внутренними свойствами бассейна или части бассейна, то есть локальное значение. Вместе с тем на ритмику собственных колебаний бассейна могут накладываться и вынужденные колебания, вызванные внешними причинами.

При наличии вынужденных колебаний ритмика внешних воздействий во многих случаях запечатлевается в осадках не непосредственно, а в виде, преобразованном собственными колебаниями системы. Это обстоятельство следует особо подчеркнуть, так как суммарная периодичность может не соответствовать ни периодам собственных колебаний, ни периодам внешнего воздействия. Обычно внешние причины временно изменяют один или несколько параметров автоколебательной системы (величину критических углов, коэффициента подвижности, потока осадка и т.д.) и тем самым влияют на режим ее развития. Рассмотрим два примера внешних воздействий на описанную выше модель - влияние периодически повторяющихся землетрясений и влияния изменений интенсивности привноса осадочного материала в бассейн. Для анализа воздействия этих факторов на автоколебательную систему удобно изобразить результаты описанного выше моделирования в виде графика, представляющего зависимость угла откоса на фронте осадконакопления (α) от времени (τ). Этот угол периодически изменяется в пределах от α_2 до α_1, постепенно возрастая до α_1 во время накопления осадочной линзы и резко падая до α_2 в момент ее срыва и оползания (рис.II.I). Воздействие землетрясения в модели можно имитировать уменьшением в момент землетрясения критического угла α_1, при котором начинается оползание, на некоторую величину $\Delta\alpha$, зависящую от силы землетрясения. Предположим, что достаточно сильные землетрясения повторяются с периодом T_1 (рис.II.2) и снижают критический угол до величины α_1' (рис.II.3). Тогда во время землетрясения произойдет оползание осадков на склонах, превышающих угол α_1', и не произойдет на более пологих склонах. В случае, изображенном на рис.II.3, каждое второе землетрясение вызывает преждевременное оползание еще не полностью накопившейся линзы осадков. В результате этого в толще осадков формируются мегаритмы, разделенные прослоями с редуцированной мощностью. Период таких мегаритмов (T_2) зависит от

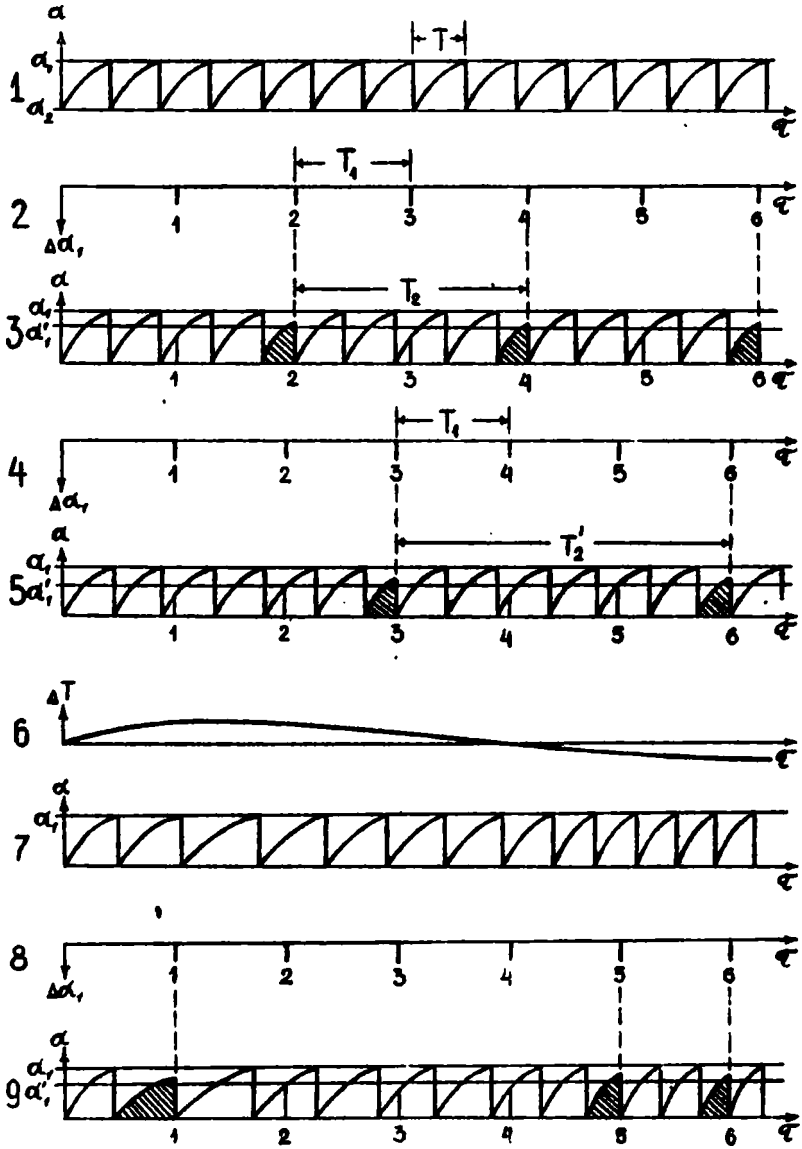

α
T
1
α_1
α_2
τ
T_1
2
1
2
3
4
5
6
$\Delta\alpha_1$
T_2
3
α'_1
T_1
4
T_2'
5
6
ΔT
7
8
9

Рис. II. Влияние внешних воздействий на автоколебательную систему в бассейне седиментации: возникновение мегаритмов и искаженной продолжительности ритмов. I,3,5,9 – графики изменения крутизны склона (α) во времени (τ); 2,4,8-периодические внешние воздействия (например, землетрясения), снижающие первый критический угол (α_1) на величину $\Delta\alpha$ ($\alpha_1' = \alpha_1 - \Delta\alpha$); 6 – внешние воздействия (например, изменение интенсивности поступления материала), изменяющие продолжительность ритмов на величину ΔT. I – развитие автоколебательной системы без внешних воздействий; 2,3 – образование мегаритмов при внешних воздействиях с периодом T_1; 4,5 – то же с периодом T_1'; 6,7 – возникновение искаженной продолжительности ритмов; 8,9 – влияние периодических внешних воздействий на систему с искаженной продолжительностью ритмов.

Заштрихованы ритмы с преждевременным срывом линзы осадков; T – период собственных колебаний системы; T_1 и T_1' – периоды внешних воздействий; T_2 и T_2' – периоды мегаритмов.

соотношения периодов T_1 и T x) и таким образом отражает характеристики не только внешнего воздействия, но и самой автоколебательной системы. Чтобы подчеркнуть сложность зависимости периода мегаритма от периода внешних воздействий, на рис. II.5 изображен пример, в котором период мегаритма (T_2') существенно отличается от рассмотренного выше (T_2), хотя периоды внешних воздействий на ту же самую систему (T_1' на рис.II.4 и T_1 на рис.II.2) почти одинаковы.

Изменение интенсивности привноса осадочного материала в бассейн приводит к изменению продолжительности ритмов. Из приведенных выше критериев подобия (стр.56) следует, что в модели масштаб времени обратно пропорционален масштабу потока осадка. Поэтому изображенное на рис.II.6 изменение про-

---

x) $T_2 = (n+1)\cdot T_1$, где n – целая часть дроби $\frac{\tau_{\alpha_1'} - \varepsilon}{T_1 - a T}$, a – целая часть дроби $\frac{T_1 - \varepsilon}{T}$, $\tau_{\alpha_1'}$ – время накопления линзы с углом откоса α_1', ε – бесконечно малая величина.

долительности ритмов (ΔT) отражает изменение интенсивности поступления осадочного материала в бассейн, которое вызвано какими-либо внешними причинами. В таких условиях каждый ритм формируется в течение разного времени (рис. II.7). В связи с этим внешние воздействия (рис.II.8),идентичные изображенным на рис.II.4,приводят к очень прихотливым и неправильным мегаритмам (рис.II.9). Приведенные примеры показывают, что автоколебательная система чутко отзывается на внешние воздействия. Даже в сильно упрощенной модели возможны сложные,многообразные и,по-видимому,не всегда однозначные реакции системы на изменения ее параметров. Задавая изменения параметров в модели,мы довольно просто получаем прихотливые конфигурации кривых. Решение обратной задачи несравненно сложнее. Даже в простейших случаях оно неоднозначно. Так,изображенная на рис.II.3 кривая может быть получена не только описанным выше способом,но и в случае вдвое более редких землетрясений. Несмотря на это, возможность выявления автоколебательных систем в бассейнах седиментации представляется вполне реальной и перспективной.

Большинство реальных ритмично построенных толщ,по-видимому,заключает в себе информацию и об автоколебательной системе и о внешних воздействиях на нее. Различить эти две причины нелегко. Однако я убежден, что дальнейшее изучение и моделирование ритмичности осадочных толщ позволит разрешить эту проблему.

АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Рассмотренные выше релаксационные колебания в системах, связанных с осадконакоплением,близки к колебаниям в тектонических системах. Действительно,мы моделировали накопление осадка,которое сопровождалось увеличением угла откоса, то есть внутреннего напряжения в осадке. Когда напряжение превышало предел прочности осадка,он разрушался,становился более подвижным и удалялся из зоны промежуточного накопления в зону захоронения. После этого место удаленного осадка постепенно заполнялось новым материалом до тех пор,пока снова не происходило разрушение осадка. Главным для возникновения

автоколебательной системы было резкое снижение прочности осадка при его разрушении, происходящее на фоне постепенного нарастания напряжений. В результате этого напряжение падало значительно ниже предела прочности ненарушенного осадка, и требовалось время, чтобы оно снова поднялось до этого уровня и произвело новое разрушение. Такая же в принципе картина наблюдается при деформации горных пород.

Наблюдая будинирование тонких и толстых компетентных пластов в растекающейся пластичной массе, легко увидеть, что размеры будин пропорциональны пределам прочности соответствующих пластов. Это - наглядный пример того, что в условиях нарастающих напряжений горные породы деформируются неравномерно, причем периодичность деформаций зависит от параметров деформируемой системы. Применяя эти выводы к крупным объектам, мы вправе ожидать, что фазы тектонической активности могут быть связаны с развитием локальных систем. Поэтому одна из задач корреляции тектонических событий - выделение этих локальных систем и выяснение особенностей их строения. Не менее важно отделение фаз тектонической активности, связанных с местными причинами, от фаз глобального масштаба.

Моделями локальных колебательных систем, связанных с деформациями горных пород, могут быть пульсирующие ледники, детально изученные гляциологами. Известны три класса ледников: нормальные, быстрые и "паводочные", или пульсирующие (Кренке, 1974). Для пульсирующих ледников характерен переменный режим движения, которому соответствуют релаксационные автоколебания системы (Шумский, 1973). Лишь незначительная часть ледников относится к классу пульсирующих, но все же их известно довольно много: 204 в Северной Америке, около 40 в СССР, значительное количество в Центральной Азии, Альпах, Южной Америке, Новой Зеландии, Исландии, Шпицбергене и др. (Долгушин, Осипова, 1971). По мнению М.Майера и А.Поста, для пульсирующих ледников характерны следующие отличительные черты: "1) все пульсирующие ледники пульсируют повторно, некоторые из них до 10 и более раз; 2) большинство пульсаций, для которых есть данные во времени, - равномерно периодические и не вызываются каким-либо из внешних факторов (землетрясение, колебание климата); 3) активная стадия пульсации относительно кратковременна

(менее года - 6 лет),после чего наступает длительная стадия покоя (15-100 и более лет); 4) время полного цикла,или активной стадии,не имеет простого отношения к длине и площади ледника (возможно,период пульсации является комплексной функцией общего смещения льда во время пульсации и величины баланса массы в период покоя; 5) скорости движения льда во время активной фазы всегда значительно больше,по крайней мере на порядок,чем скорости движения льда в тех же местах в спокойном состоянии"...(Долгушин,Осипова, 1971,с.212).

По мнению Л.Д.Долгушина и Г.Б.Осиповой,"полный цикл пульсации... слагается из трех основных,периодически повторяющихся фаз: 1) фаза активного продвижения,когда скорости движения льда скачкообразно увеличиваются на 1-2 порядка,и паводочная волна стремительно распространяется вниз по леднику, вызывая продвижение его конца вниз по долине в область мертвого льда,моренных и флювиогляциальных отложений, оставленных предыдущей подвижкой; 2) фаза омертвения и деградации продвигающейся части ледника и 3) фаза восстановления, в течении которой ледник постепенно, начиная с верховьев, восстанавливает свой продольный профиль до начального положения. Соответственно пульсирующая часть ледника (или весь ледник) может быть подразделена на три зоны: выноса, приноса и продвижения" (там же, с.213).

Классическим и хорошо изученным примером пульсирующего ледника может быть ледник Медвежий на Памире (рис.12). Он пульсировал в 1937, 1951, 1963 и 1973 гг. "В 1963 г. с середины апреля по 24 июня надувшийся до 120-150 м лоб ледника Медвежий продвинулся вниз по долине на 1600 м со средней скоростью 40 м в сутки... В результате этой подвижки,начавшейся от подножья ледопада,поверхность ледникового языка,на протяжении верхних двух третей понизилась в среднем на 50-70 м, оставив на склонах долины глыбы льда и полосы "прилавков", фиксирующих прежнюю его поверхность. Во время подвижки ледник был расколот многочисленными перекрещивающимися трещинами на призматические блоки,напоминающие столбчатые отдельности базальтов, а между осевой зоной ледника и краевыми зонами дробления сформировались гигантские (протяжением до нескольких километров) продольные разрывы. Вынос льда из верх-

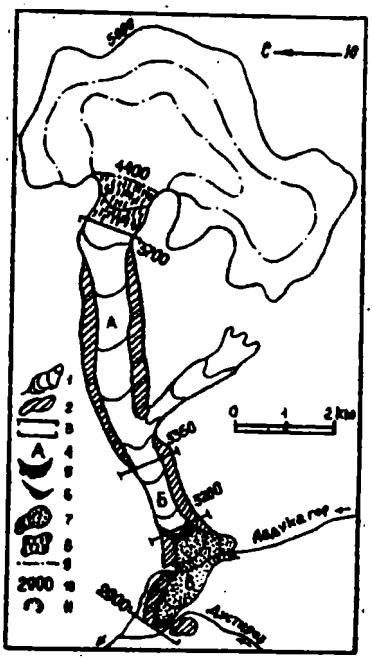


Рис.12. Схема строения ледника Медвежий по данным Л.Д.Долгушина и Г.Б.Осиповой (1971).

1 - ледники, 2 - древние морены, 3 - границы зон на леднике в активную фазу пульсации, 4 - зоны: А-выноса, Б- привноса, В - продвижения, 5 - положение конца ледника перед подвижкой 1963г., 6 - положение конца ледника после подвижки 1963г., 7 - надвинутая часть ледника после подвижки 1963г., 8 - ледопад, 9 - фирновая линия, 10 - высотные отметки, 11 - гроты.

ней части ледникового языка в продвинувшуюся часть составил около 140 млн.м^3, а масса переместившейся с ним морены - не менее 4 млн. тонн.

К осени 1963 г. нижняя часть ледникового языка на протяжении 5-6 км полностью омертвела и начался процесс уплотнения, интенсивного таяния и нивелировки поверхности...

В верховьях ледникового языка под ледопадом, близ верхней границы зоны выноса, в 1965-1966 г.г. отмечено зарождение новой кинематической волны со средними скоростями движения льда 250-300 м/год. В последующие 1967, 1968, и 1969 г.г. гребень волны продвигался вниз по леднику со скоростью 1200-1500 м/год, а в ее тылу формировалась зона растяжения с зияющими глубокими трещинами, перемещавшаяся по леднику вслед за гребнем. Замечено, что при скорости движения льда более

70-100 см/сутки тело ледника по системе перекрещивающихся поперечных и продольных к направлению движения льда трещин раскалывается на призматические блоки, а вдоль бортов долины образуются краевые разрывы. В активизировавшейся части ледникового языка, которая постепенно поглощает нижнюю смертвевшую его часть, происходит повышение поверхности льда. Ледник стремится восстановить свой продольный профиль, предшествовавший подвижке 1963 г., который к концу активной фазы пульсации был выположен. К осени 1969 г. гребень передовой кинематической волны, возвышающейся крутым выпуклым склоном над смертвевшей частью ледникового языка на 40-50 м, миновал устье правого (и единственного) притока и находился примерно в 2 км от того места, где до подвижки 1963 г. оканчивался ледник Медвежий. В 1970 г. он продвинулся еще на 1000-1200 м. Примерно через 2-3 года волна достигнет конца ледника, а еще через 1-2 года продольный профиль ледника превысит критический уровень, и ледник полностью созреет для очередной подвижки, которая, очевидно, произойдет в 1974-1975 г.г." (Долгушин, Осипова, 1971, с.203-204). Предсказанная подвижка произошла в 1973 г.

Гляциологи считают установленным, что "ледниковые пульсации не являются прямым следствием колебаний приходно-расходного баланса ледника, поскольку пульсации происходят и в периоды общего наступления, и в периоды отступления ледников. Они представляют динамическое выражение разрядки напряжений, накапливающихся в самих ледниковых системах" (там же, с.213). Особенности строения пульсирующих ледников, по-видимому, таковы, что "на протяжении большей части жизни ледника питание в его области аккумуляции резко преобладает над выносом из нее льда путем движения и, наоборот, расход льда в области абляции над привносом туда льда. Лишь во время подвижки картина сменяется на противоположную, что приводит к резкому снижению поверхности в верхней части ледника и вздутие его нижней части" (Кренке, 1974, с.275). Во время быстрых подвижек отмечается раздробление льда, что повышает его подвижность. Правда, на некоторых ледниках трещины, по-видимому, не рассекают всего тела ледника и в глу-

боких его частях сохраняется пластическое течение льда. Но и в этом случае ясно, что подвижность ледника резко возрастает после его нарушения под действием критических напряжений и что движение во время "паводка" происходит по другим законам по сравнению с движением в "нормальных" ненарушенных условиях.

Многочисленные гипотезы пытаются вскрыть эти законы, учитывая как механические, так и термические факторы, однако стройной исчерпывающей теории движения ледников пока не существует. Для наших целей она и не обязательна, так как в других геологических объектах детали деформаций и движений могут быть существенно иными. Ледниковая модель релаксационной автоколебательной системы доказывает главное: такие системы могут существовать среди геологических объектов, иметь большие размеры, длительные периоды колебаний и определять характер тектонических движений в радиусе их действия.

АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КЛИМАТА

К проблеме пульсаций климата я обращаюсь не столько потому, что палеоклиматические исследования играют видную роль в корреляции геологических явлений, но главным образом потому, что в последние годы достигнут большой прогресс в моделировании колебаний климата и эти достижения имеют общетеоретическое значение. В течение последнего десятилетия В.Я. и С.Я.Сергины (1966, 1978) построили математическую модель системы ледники-океан-атмосфера (ЛОА), в которой учли большое количество разнообразных ныне известных взаимодействий между элементами этой системы. Поведение модели расчитывалось и анализировалось при помощи аналоговых и цифровых ЭВМ.

В определенных условиях система ЛОА начинала генерировать пульсации и становилась автоколебательной системой. В других условиях она теряла свойства автоколебательной системы. В автоколебательном режиме она чутко реагировала на внешние возмущения, что приводило к модуляциям колебаний и по частоте и по амплитуде. Наконец, зарождаясь локально, то есть в определенных областях земного шара, эта автоколебательная

система оказывала активное влияние на соседние области и приводила к общепланетарным, глобальным колебаниям климата с любопытными смещениями фаз колебаний во времени. Все это заслуживает пристального внимания.

Модель системы ЮА была создана для выяснения причин пульсаций оледенения нашей планеты в плейстоцене и для прогнозирования климатических изменений. Проблема великих оледенений, многократного наступления и отступания льдов, смены теплого миоцена холодным плейстоценом привлекала внимание геологов очень давно. Для ее разрешения было сделано многое многими поколениями геологов. Детально изучена история ледникового периода. Предложено множество гипотез, объясняющих причины оледенений и их периодичности. Как и в других проблемах, здесь мысль геологов прежде всего попыталась найти причину изменений и колебаний климата во внешнем воздействии на него космических и геологических факторов. Внешние факторы легли в основу многих гипотез, популярных до настоящего времени. Таких факторов множество: изменение активности Солнца, прохождение Солнечной системы через облака космической пыли, изменение параметров орбиты Земли и ее вращения вокруг собственной оси, горообразовательные и вулканические процессы на планете, поднятие и опускание континентов, горизонтальные перемещения континентов и т.д. Существование некоторых из этих факторов проблематично и они предположены специально для объяснения оледенений, другие - реально существуют и могут вызвать изменения и колебания климата. Это доказано. Но в них ли заключается основная внутренняя суть событий? Уже более ста лет ученые пытаются привлечь для решения этой проблемы особенности внутренних взаимодействий между земной поверхностью и атмосферой. И этот путь со временем представляется все более и более перспективным.

Еще в 1884 году А.И.Воейков обращал внимание на взаимодействие земной поверхности и атмосферы, соединяющее их в единую систему. Он подчеркивал, что оледенение поверхности само вызывает похолодание, способствующее оледенению (то есть имеет положительную обратную связь с атмосферой). "... Снежный покров, - писал он (Воейков, 1952 , с.268), - имеет в самом себе условия дальнейшего существования". "Этот снег об-

разует далее снежники, затем ледники и ледяные покровы, от которых отламываются ледяные горы, которые в свою очередь охлаждают моря средних широт и производят условия, благоприятные для образования снега. Тут поэтому следствие реагирует на причину и обратно" (там же, с.290). Обратные связи осуществляются через изменение излучения и поглощения солнечной энергии поверхностью (изменение альбедо), изменение содержания CO_2 и H_2O в атмосфере (тепличный эффект) и т.д. Некоторые связи оказываются отрицательными, но на них я остановлюсь позднее. Близость океана, по мнению А.И.Воейкова, необходима для оледенения, так как обеспечивает нужную влажность атмосферы. В 1926 году Ч.Брукс подчеркивал, что ледниковый покров так влияет на атмосферу, что достигнув определенной величины, начинает самопроизвольно увеличиваться, охлаждая атмосферу, пока абляция в его краевой зоне не уравновесит количество выпадающих осадков (Брукс, 1952). В 1930 году Е.С.Гернет опубликовал логически законченную теорию образования и чередования оледенений, основанную на анализе взаимодействия атмосферы и земной поверхности, осуществляемого через изменение температуры и влажности (Гернет, 1930). Он не был знаком с работами А.И. Воейкова и Ч.Брукса, но его теория близка идеям этих ученых.

Е.С.Гернет основывается на том, что положительный баланс снегонакопления, необходимый для оледенения, определяется в основном температурой и влажностью атмосферы. Именно эти два параметра определяют такое состояние атмосферы (" снегонибыточный слой"), при котором за зиму выпадает снега больше ,чем может растаять за лето. При этом следствие (образование оледенения) оказывает на причину (состояние атмосферы) влияние через эти же два параметра: оно снижает и температуру и влажность. Снижение температуры является положительной обратной связью, снижение влажности - отрицательной. Появление не растаявшего за лето снега на плоской возвышенности снижает температуру атмосферы настолько, что образование ледника и его самопроизвольное распространение по поверхности островов и континентов становится неизбежным. Более того, Е.С.Гернет приходит к выводу, что "... наша планета при существующих в настоящее время влажности климата и интенсивности солнечных лучей может иметь два совершенно естественных состояния - без-

ледное и оледенелое" (Гернет, 1981, с.81). Положительная обратная связь между оледенением и атмосферой, осуществляемая через понижение температуры, ведет к "самостийному распространению льдов" и к переходу Земли в оледенелое состояние. Обратный переход невозможен при существующих влажности климата и интенсивности солнечных лучей. "Чтобы такой переход совершился, нужно, чтобы либо солнечные лучи стали жарче, либо климат сделался суше, практически- последнее" (там же, с.82). К уменьшению влажности ведет само оледенение, понижая температуру и сковывая льдом океан. Совокупность положительной и отрицательной обратных связей приводит систему к динамическому равновесию, локализующему распространение оледенений Земли. Е.С.Гернет выделяет два типа локализации: оледенение оказывается либо "локализованным стационарным" (Антарктида), либо "локализуемым пульсацией" (северная арктическая область).

Первый тип определяется тем, что Южный континент окружен океанами. Лед, полностью покрыв полярный континент, начинает покрывать айсбергами прибрежные воды океана, постепенно снижая тем самым влажность воздуха и выпадение осадков в области питания ледников. Когда вынос льда в океан уравновесит снизившееся питание ледников, устанавливаются более или менее постоянные размеры оледенения. Они определяются границей плавучих льдов около Антарктиды.

Второй тип локализации для нас особенно интересен. Он определяется тем, что Северный полярный океан окружен континентами. Возникший вначале Гренландский ледник получает обильное снежное питание из полярного океана, продуцирует огромное количество айсбергов и вызывает "рефлекторные" оледенения Европы и Северной Америки. Эти оледенения разрастаются в глубь континентов и берут в ледяное кольцо полярный океан, питающий их влагой (снегом). В конце концов они замораживают полярный океан. Но тем самым они лишают себя питания. Без достаточного питания континентальное оледенение деградирует и исчезает полностью. Только после этого освобождается ото льдов и полярный океан. Интенсивное питание Гренландского ледника восстанавливается. Начинается новый

цикл оледенения: снова айсберги, охлаждение океана, рефлекторное оледенение материков, замораживание полярного океана, прекращение питания, деградация и т.д. Возникает пульсация. Возникает автоколебательная система. Принцип ее работы заключается в том, что специфические очертания континентов и океана заставляют существующие в системе обратные связи (положительную и отрицательную) включаться не одновременно, а с запозданием: положительная обратная связь (через температуру) действует длительное время и создает обширное континентальное оледенение при практическом бездействии отрицательной обратной связи (влажность почти постоянна); когда же оледенение создано и океан замерзает, быстро включается отрицательная обратная связь (через влажность), а положительная бездействует пока не исчезнут льды и не восстановится высокая влажность. Таким образом, эта система работает по принципу мультивибратора или flip-flop генератора. Е.С.Гернет, разумеется, не употреблял терминов "обратные связи", "автоколебательная система" и т.д. , но по существу, он описал именно такую систему.

В 1955 году У.Л.Стоко предложил теорию, почти тождественную теории Е.С.Гернета (Stokes , 1955). Он развивал идеи Ч.Брукса, не зная об исследованиях Е.С.Гернета, опубликованных малым тиражом в Токио на русском языке. В 1956 году очень близкую теорию начали публиковать М.Юинг и У.Л.Донн (Ewing, Donn , 1956, 1958; Donn, Ewing, 1966). Она привлекла внимание многих ученых. В эти же годы многие исследователи пытались объяснить колебания климата в плейстоцене также с позиций возникновения собственных колебаний в системе земная поверхность - атмосфера, но привлекая иные факторы в качестве их основных причин (например, содержание CO_2 в атмосфере, выделяемое вулканами и связываемое органической жизнью). В результате было выявлено много различных обратных связей. Однако связи, определяемые температурой и влажностью, по-видимому, остаются важнейшими (Чижов, 1976б,1981; Сергины, 1978). "В настоящее время становится очевидным, - пишут В.Я. и С.Я.Сергины (1978, с.40), - что наличие сложных взаимных и обратных связей между природными явлениями - характерное и важное свойство географической среды ... О.П.Чижов

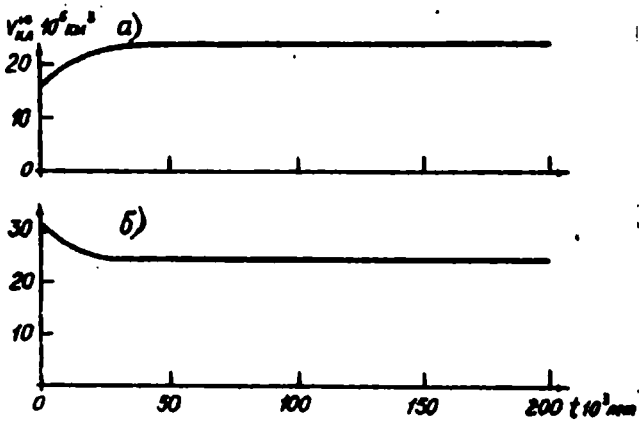


Рис.13. Переходные процессы в модели южного полушария при разных начальных условиях $V^{ю}_{кл}(0)$: а) $V^{ю}_{кл}(0)=15\cdot10^{6}км^{3}$, б) $V^{ю}_{кл}(0)=30\cdot10^{6}км^{3}$.

$V^{ю}_{кл}(0)$ - объём континентального льда в южном полушарии.

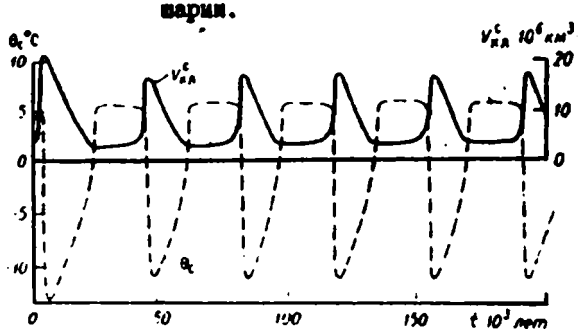


Рис. 14. Автоколебания в модели северного полушария при номинальных значениях параметров по В.Я. и С.Я.Сергиным (1976).

$V^{c}_{кл}$ - объём континентального льда в северном полушарии

θ_c - отклонение средней температуры земной поверхности северного полушария

(1976), исходя из подобной оценки гипотез обсуждаемого типа, выполнил тщательную их проверку, основываясь на достигнутых к настоящему времени гляциоклиматических и палеогеографических знаниях. Он пришел к выводу, что фактическим данным соответствует последовательность состояний климата и оледенения Земли, предлагаемая в гипотезе Гершета-Стокса. По его мнению, отмеченная гипотеза дает логическую основу для понимания причин изменений климата и оледенения Земли в плейстоцене".

Как уже было сказано, В.Я.Сергин и С.Я.Сергин при построении своей модели постарались учесть все наиболее важные взаимосвязи между ледниками, океаном и атмосферой. Эти взаимосвязи они представили в виде, удобном для введения в математическую модель, при помощи соответствующих параметров. Таких параметров оказалось более двух десятков, не считая начальные и граничные условия (Сергины, 1978, с.107-108). Я не буду их перечислять, так как они не всегда сводятся к простым понятиям, а заинтересованный читатель может детально изучить и модель и вводимые параметры в прекрасной монографии В.Я. и С.Я.Сергиных (1978). Скажу только, что авторы приняли для этих параметров наиболее вероятные по их мнению значения ("номинальные значения") и ввели их в модель. Важнейшие параметры они варьировали в процессе решения, чтобы исследовать их влияние на поведение модели. Саму модель авторы последовательно усложняли: сначала были решены варианты без учета внешних воздействий и отдельно для северного и южного полушарий, потом для всего земного шара и, наконец, для всего земного шара с учетом внешних воздействий. Некоторые из полученных ими результатов приведены на рис.13 - 19. Они весьма показательны и полностью подтверждают возможность возникновения собственных колебаний в системе ЛОА. "Результаты моделирования дают основания считать, - пишут авторы (Сергины, 1978, с.197), - что причиной колебаний климата и оледенения Земли в плейстоцене являются собственные колебательные свойства системы ЛОА и модулирующее влияние внешних возмущений".

Раздельный анализ поведения системы ЛОА в рамках северного полушария и южного полушария был осуществлен для выяс-

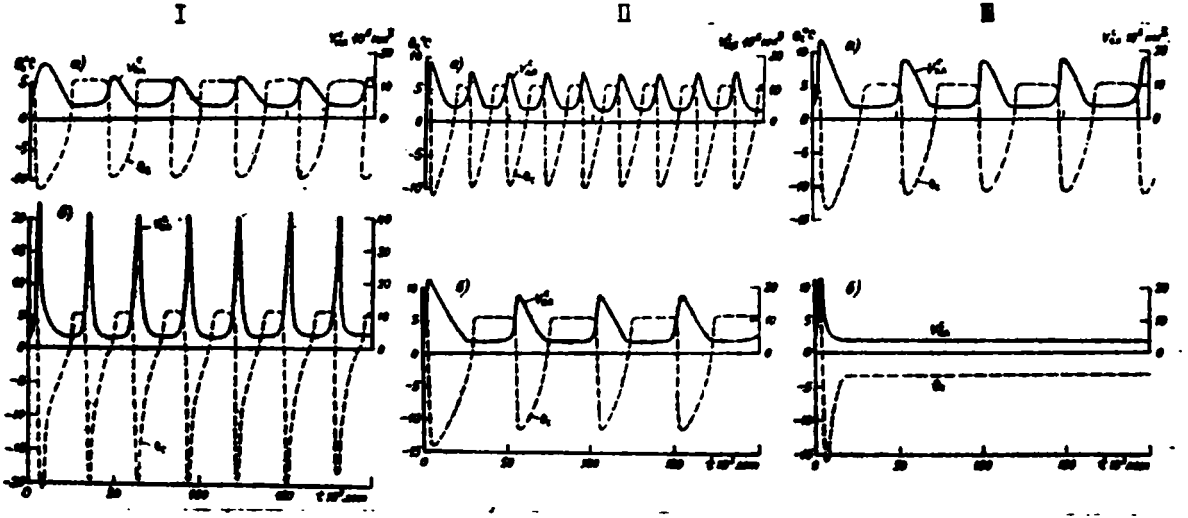


Рис. I5. Влияние изменения параметров на автоколебания в модели северного полушария по В.Я. и С.Я.Сергиным (1978). Автоколебания в модели: I – при различной средней глубине океана – а) H = 2 км, б) H = 8 км; II – при различной величине постоянной времени ледникового покрова ($T_л$): а) $T_л = 5 \cdot 10^3$ лет, б) $T_л = 15 \cdot 10^3$ лет; III – при различной величине теплового эффекта ($K_э$): а) $K_э = 0,4$, б) $K_э = 0,8$. Обозначение кривых смотри на рис. I3.

нения роли географических особенностей полушарий. В модели отсутствие связи между полушариями имитировалось отсутствием потока энергии через экватор. Для южного полушария было получено стационарное решение (рис. 13). Вне зависимости от величины оледенения, принятого в качестве начальных условий, система ЛОА в южном полушарии через некоторое время приходила к устойчивому равновесному состоянию. Совершенно иное решение было получено для северного полушария (рис. 14). Система не смогла придти к стационарному состоянию. Она стала пульсировать с определенной частотой пульсаций. Вариации начальных условий показали, что они практически не влияют на решение: через 2-3 периода система приходила к одинаковым пульсациям при разных начальных условиях. Изменение вводимых параметров заметно влияло на решение: изменялся период колебаний, их амплитуда, форма кривых. Для примера приведем решения, полученные при вариации параметров, характеризующих среднюю глубину океана h (рис. 15-I), постоянную времени ледникового покрова T_Λ (рис. 15-II) и тепличный эффект атмосферной влаги K_θ (рис. 15-III). Как видно на рисунках, изменение средней глубины океана h сильно влияет на амплитуду колебаний и в меньшей мере на их период; изменение постоянной времени ледникового покрова T_Λ, напротив, активно влияет на частоту колебаний; наконец, сильное увеличение теплличного эффекта K_θ приводит к исчезновению пульсаций, то есть уничтожает автоколебательную систему. Аналогичным образом были проанализированы и другие параметры, характеризующие состояние атмосферы, океана и земной поверхности (облачность, альбедо, летняя температура, толщина ледникового покрова и др.). Этот анализ раскрыл особенности автоколебательной системы северного полушария.

Взаимодействие северного полушария с южным было охарактеризовано специальным коэффициентом K_3, отражающим степень переноса энергии через экватор. Вводя этот коэффициент, авторы модели ЛОА исследовали влияние возникшей в северном полушарии автоколебательной системы на южное полушарие. Оказалось, что она не только индуцирует колебания в южном полушарии, но и испытывает ответное воздействие южного полушария, в результате чего преобразуются частота и амплитуда ко-

лебаний в северном полушарии. Другими словами, образуется единая общепланетарная система ЛОА, сохраняющая автоколебательную природу. На рис. 16 представлена динамика развития планетарной системы ЛОА[x)] при разных коэффициентах переноса энергии через экватор $K_э$. Едва заметные колебания объема континентальных льдов южного полушария при малом $K_э$ вырастают до весьма значительных при большом $K_э$. Одновременно увеличивается амплитуда колебаний всей системы. При этом колебания в южном полушарии смещены по фазе относительно колебаний в северном полушарии, и кривые имеют иную конфигурацию.

Вариации значений отдельных параметров в планетарной модели ЛОА вызывали изменения в ее развитии, подобные изменениям, обнаруженным в модели северного полушария. Результат изменения сразу нескольких параметров представлен на рис. 17. Здесь следует обратить внимание на смещения отдельных кривых по фазе и на ярко выраженную зависимость амплитуды и частоты колебаний от величины изменяемых параметров.

Исследовав собственные колебания планетарной модели ЛОА, авторы попытались учесть воздействие на нее астрономических и геологических факторов, то есть влияние внешних воздействий. Астрономические воздействия (влияние изменений орбитальных параметров Земли на разность температур экватор-полюс и на удельную абляцию ледников). были в основном заимствованы из классической работы М.Миланковича (1941). Учтенные тектонические воздействия были сведены к прогрессирующему воздыманию и некоторому увеличению площади континентов и к увеличению глубин океана на протяжении плейстоцена. При этом тектонические воздействия были приняты апериодичными линейно

---

x) На рис.16-19 показаны следующие характеристики системы ЛОА: θ_c – отклонение средней температуры северного полушария от современной средней температуры; Γ_c – разность между температурами на экваторе и полюсе для северного полушария; $V^c_{кл}$ – объем континентальных льдов северного полушария; h – отклонение уровня мирового океана от современного положения; $\theta_ю$ – отклонение средней температуры южного полушария от современной средней температуры; $V^ю_{кл}$ – объем континентальных льдов южного полушария.

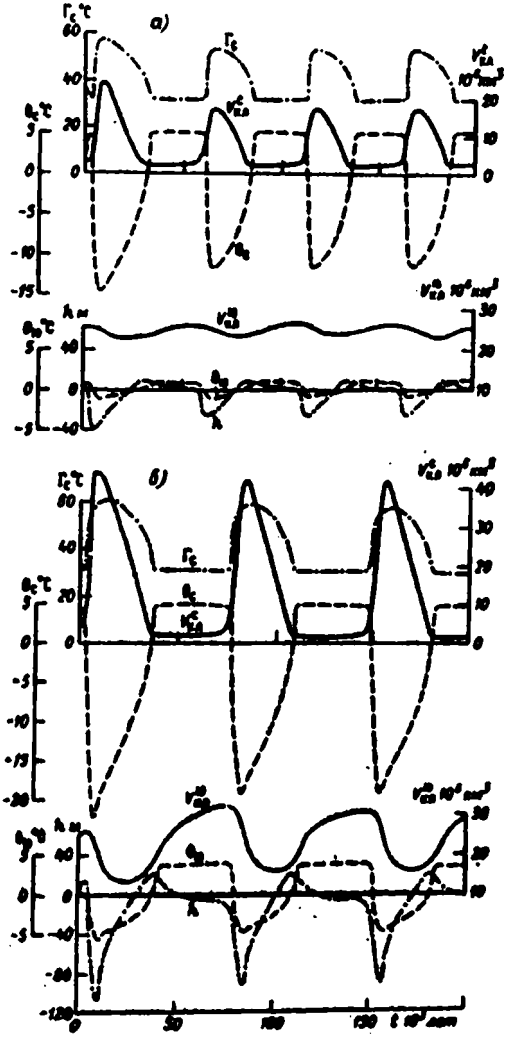


Рис. 16. Автоколебания в планетарной модели ЮА при разных значениях коэффициента переноса энергии через экватор ($K_э$) по В.Я. и С.Я. Сергиным (1978):
а) $K_э = 0,1$; б) $K_э = 0,5$.

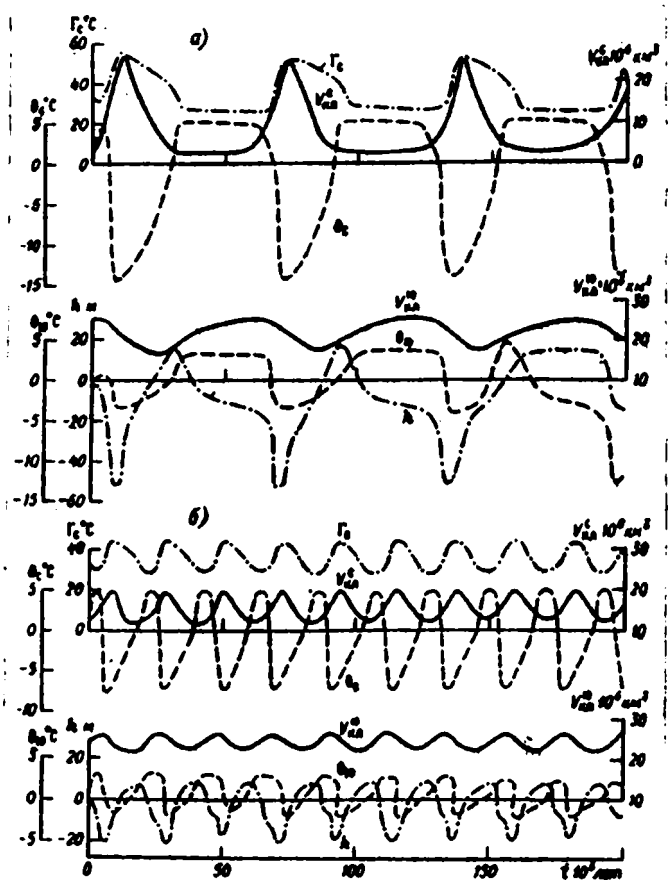


Рис. I7. Влияние изменения параметров на автоколебания в модели планетарной системы ЮА по В.Я. и С.Я.Сергиным (1978). Автоколебания, вычисленные на ЭВМ М-22 :
а) при нормальных значениях параметров (в том числе постоянная времени ледникового покрова $T_л = 6 \cdot 10^4$ лет, средняя глубина океана H= 2км, средний уровень осадков в зоне оледенения a_0=100см/год; б)при $T_л = 6 \cdot 10^3$ лет, H= 1,6км, a_0= 60см/год. (Условные обозначения смотри на рис. I5).

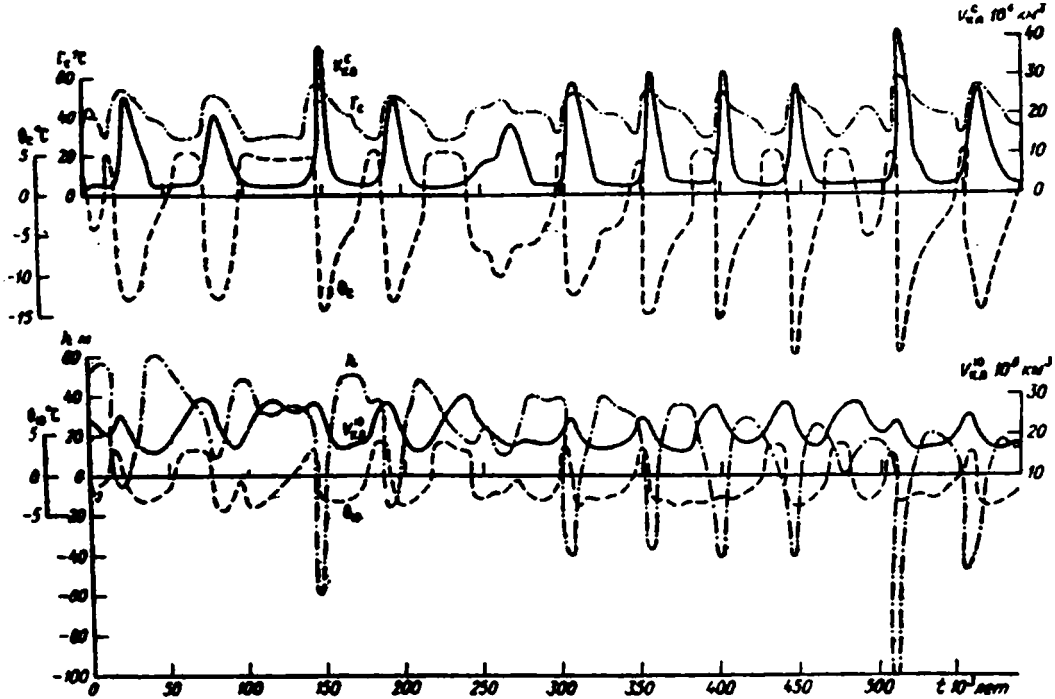


Рис.18. Влияние внешних возмущений на модель ЛОА по В.Я. и С.Я.Сергиным (1976). Колебания при номинальных значениях параметров и внешних возмущениях.

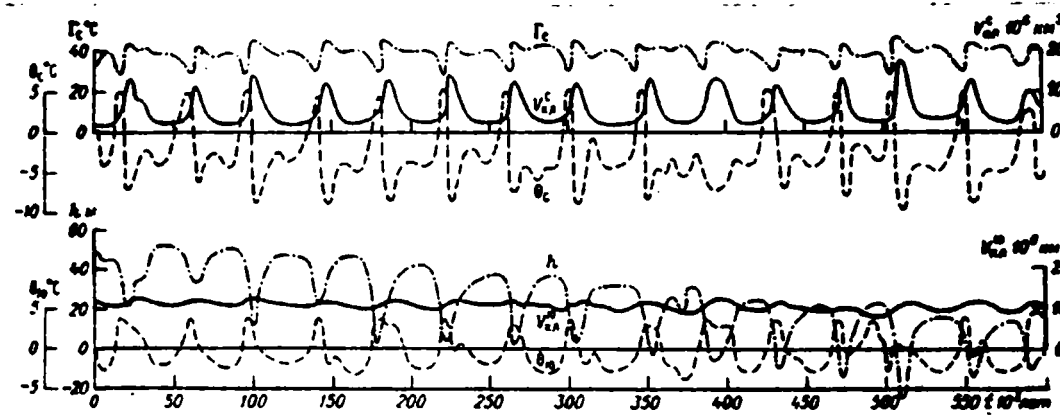


Рис. I9. Влияние внешних возмущений на модель ЛОА по В.Я. и С.Я.Сергиным (1978). Колебания при $T_л = 6 \cdot 10^3$ лет, H = I,6 км, a_0 = 60 см/год и внешних возмущениях.

нарастающими, а астрономические испытывали сложные колебания, частота которых не совпадала с собственной частотой автоколебательной системы. В результате воздействия внешних возмущений на собственные колебания системы были получены сложные кривые, модулированные как по амплитуде, так и по частоте (рис. 18-19)[x]. "Обращает на себя внимание, - пишут В.Я. и С.Я.Сергины (1978, с.175-179) - изменившийся характер колебаний и большой разброс амплитуд вычисляемых переменных. Появились длинные волны климатических изменений, которых ранее не было. Влияние внешних возмущений на модель с небольшим периодом собственных колебаний можно видеть из результатов вычислений, представленных на рис. 19. Наиболее интересно то, что здесь изменился средний период колебаний, который составляет теперь 40 тыс.лет (вместо 20 тыс.лет при автоколебательном режиме). Это показывает, что модулирующее влияние внешних возмущений, обусловленных изменениями орбитальных параметров Земли, растет с уменьшением периода собственных колебаний". Исследуя более длительный отрезок времени, авторы смогли объяснить и переход от ровного теплого климата в миоцене к интенсивным колебаниям более холодного климата в плейстоцене. Автоколебательная система определялась существованием ледников и при общем потеплении климата и исчезновении ледников прекращала свое существование. "Необходимым условием существования собственных колебаний в системе земная поверхность-атмосфера является наличие по крайней мере двух инерционных звеньев с большими постоянными времени. Такими звеньями являются океан и континентальные льды. В теплые периоды имеется лишь одно из этих звеньев - океан, вследствие чего система является апериодической, и изменения климата происходят под влиянием только внешних воздействий. В холодные периоды появляется второе инерционное звено - материковое оледенение, система становится колебательной, размах изменений климата достигает больших значений.

---

x) Рис.18 и 19 следует сравнивать с рис. 17а и 17б, учитывая при этом, что масштаб времени (горизонтальная ось) на рис.18 и 19 почти вдвое мельче.

Это позволяет понять как наличие значительных климатических колебаний в холодные периоды, так и их отсутствие в теплые периоды". (Сергины, 1978, с.199).

Модель ЛОА, составленная и проанализированная В.Я. и С.Я.Сергиными, значительно полнее учитывает множество климатических факторов, чем теория Гернета-Стокса. Вместе с тем она подтверждает основные выводы последней.

Для исследования проблемы корреляции геологических явлений эта модель имеет выдающееся значение. Она показывает, что автоколебательная система, обусловленная частными особенностями конкретного региона, может вовлечь в сферу своего влияния всю планету и стать глобальной системой; что конкретные проявления такой глобальной системы в разных регионах могут быть разными и даже смещенными по фазе колебания; что воспринимая внешние возмущения, она рождает новые длиннопериодные колебания и отдельные резкие биения; наконец,что незначительные изменения внешних условий могут привести как к возникновению, так и к отмиранию автоколебательной системы. Все эти особенности могут проявляться, разумеется, не только в системе ЛОА, но и в других системах, способных к развитию в автоколебательном режиме. Это следует учитывать при осуществлении глобальной корреляции геологических явлений.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Приведенные выше примеры показывают, что на поверхности и в недрах Земли имеются богатые возможности для возникновения автоколебательных систем. Такие системы имеют разную природу, возникают в различных условиях и генерируют колебания в таких процессах как перенос тепла, перенос осадков, тектонические движения, формирование климата. Каждая автоколебательная система "квантует" процессы переноса вещества или энергии, превращает их в пульсирующие. При этом частота возникающих колебаний органически связана с самой системой и определяется ее параметрами.

Рассмотренные модели имеют разные масштабы и значение: магматические интересны для понимания развития крупных тек-

тонических структур, вулканизма, металлогении; осадочные - - для формирования слоистости разных порядков; деформационные - для образования различных тектонических структур, особенно шарьяжей (Лукьянов, 1972); климатические - для понимания глобального значения локальных систем и модулирующей роли внешних возмущений. Взаимное наложение разнопорядковых колебаний создает очень сложную ритмику развития Земли. Разобраться в ней и выявить роль отдельных автоколебательных систем - - одна из фундаментальных проблем глобальной корреляции геологических явлений. Моделирование может помочь найти новые пути для решения этой проблемы.

При корреляции геологических явлений и при поисках связей между ними геолог неизбежно сталкивается с результатами деятельности многочисленных автоколебательных систем. Но нередко он не узнаёт их, потому что они ему незнакомы. Эти системы охватывают области различных размеров, имеют периоды колебаний, определяемые разными порядками величин, возникают в различных геологических процессах. Каждая автоколебательная система испытывает модулирующее воздействие внешних возмущений, частично связанных с соседними автоколебательными системами, а частично имеющими внеземное происхождение. Взаимное наложение колебаний, рожденных разными автоколебательными системами, создает довольно сложный спектр, разобраться в котором непросто, а расчленять и коррелировать, не понимая его внутреннего смысла, опасно. Колебания как бы сливаются в единую симфонию , исполняемую гигантским оркестром Земли. При корреляции различных явлений геолог обязан различать в этой симфонии "голоса" отдельных автоколебательных систем. Иначе можно сопоставить несопоставимое, получить ложные выводы об одновременности и глобальности там, где их нет, а действительно глобальные явления пропустить потому, что они в разных системах воплощены по-разному. Моделирование позволяет "прослушать" автоколебательные системы в сольном исполнении, в дуэте, трио и научиться их узнавать. Если у читателя возникнет желание попытаться узнать в известных ему геологических объектах отзвуки тех автоколебательных систем, модели которых были рассмотрены в этой статье, я буду ему благодарен.

Литература

Акивис Т.М., Девдариани А.С. Математическая модель осадконакопления на материковых окраинах Атлантического океана. В кн.: "Геология морей и океанов", т.3, М., 1982. с.10-11.

Андронов А.А., Витт А.А., Хайкин С.Э. Теория колебаний.М., Наука, 1981, 568 с.

Бобров В.А., Романовский С.И. Факторы, контролирующие формирование флиша. Изв. АН СССР, сер.геол., 1970, № 7, с.108-114.

Брукс Ч. Климаты прошлого. М., Изд.иностр.лит., 1952,357 с.

Вассоевич Н.Б. К вопросу об условиях образования флиша. Изв. АН СССР сер.геол., 1940, № 4, с.37-65.

Вассоевич Н.Б. Флиш и методы его изучения. М.; Л.Гостоптехиздат, 1948.

Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. М.; Л.Гостоптехиздат, 1951.

Вассоевич Н.Б. О флише. В кн.: Материалы Карпато-Балканской ассоциации, № 3, стратиграфия. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, с.26-49.

Вешнеровская М.А., Кравченко И.П., Румянцев С.А. Метод гидравлических аналогий В.С.Лукьянова и метод электродинамических аналогий Н.П.Павловского применительно к фильтрационным расчетам. М.: МГУ, 1962, с. 31-194.

Виноградов А.П. Метеориты и земная кора. Изв. АН СССР сер.геол., № 10, 1959, с.5-27.

Воейков А.И. Климаты земного шара, в особенности России. 1884. Избранные сочинения. т.3, М., Изд. АН СССР,1952. с.321-364.

Гернет Е.С. Ледяные линзы (новая ледниковая теория, общедоступно изложенная). Токио, 1930.

Гернет Е.С. Ледяные линзы. М., Наука, 1981, 144 с.

Девдариани А.С., Литовранов С.Е. Некоторые закономерности эволюции материковых окраин атлантического типа (по результатам математического моделирования). Океанология, 1981, т.21, в.2.

Давдариани А.С., Питовранов С.Е. Закономерности формирования осадочного чехла материковых окраин (по результатам математического моделирования). В кн.: "Лавинная седиментация в океане". Изд-во Ростовского Университета, I, 1982, с.154-161.

Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Новые данные о пульсациях современных ледников. В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1971, вып.18, с.191-218.

Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. Труды ИГН АН СССР, сер.геол., 1949, вып.104, №33.

Кеонджян В.П. Модель химико-плотностной конвекции в мантии Земли. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1980, № 8, с.3-21.

Кеонджян В.П., Монин А.С. О концентрационной конвекции в земной мантии. Докл. АН СССР, 1980, т.253, № 1,с.78-81.

Кренке А.Н. Существующие представления о быстрых подвижках ледников. В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1974, с.274-288.

Леонов М.Г. Верхнеэоценовый дикий флиш Альпийского пояса. В кн.: Доклады советских геологов на XXIУ сессии Международного геологического конгресса. Проблема 6, 12. Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. М., Наука, 1972а, с.11-19.

Леонов М.Г. Флиш - образование подводного склона. Литол. и полезн.ископ., 1972 б, № 2, с.44-54.

Лукьянов А.В. К вопросу о динамике и энергетике образования тектонических покровов. В кн.: Внутренняя геодинамика. Л., 1972, вып.2. Вопросы динамики эндогенных процессов, с.22-24.

Лукьянов А.В. Моделирование систем, имеющих циклическое развитие. В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М., Наука, 1980а, с.28-32.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы.В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М., Наука, 1980б, с.105-146.

Лукьянов А.В., Зиньков В.В., Щерба И.Г. Автоколебательная природа ритмичности осадконакопления. В кн.: Геология морей и океанов, т.3, М., 1982, с.33-35.

Лукьянов В.С. Технические расчеты на гидравлических приборах Лукьянова. М., Трансжелдор издат, 1937, 28 с.

Лукьянов В.С. Метод гидравлических аналогий как средство исследований и расчетов. В кн.: Труды Научно-технического совещания по вопросам строительства и эксплуатации горных предприятий на месторождениях полезных ископаемых со сложными гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями. М., Углетехиздат, 1959, с.146-150.

Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968, 279 с.

Магницкий В.А. Зонная плавка как механизм образования земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1964, с.3-8.

Налимов В.В. Теория эксперимента. М., Наука, 1971, 207 с.

Романовский О.И. Динамика формирования флиша. Л., Недра, 1976.

Савельев А.А. Слоистость осадочных пород и ее трансформация при метаморфизме. М., Наука, 1977.

Савельев Б.А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. Изд-во МГУ, 1963.

Сергин С.Я., Сергин В.Я. "Земная поверхность - атмосфера" как система автоматического регулирования. Докл. АН СССР, 1966, т.171, № 4, с.923-926.

Сергин В.Я., Сергин С.Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. Л., Гидрометеоиздат, 1978, 279 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962, т.2.

Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. Докл. АН СССР, 1969, т.188, № 2, с.27-31.

Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли. В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., Наука, 1972, с.27-37.

Уэйцкер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970.

Фрейндлих Г. Тиксотропия. Л.; М., 1939.
Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. Изв. АН СССР, сер.геол., 1961, № 4.
Хворова И.В. О происхождении флиша. Бюлл. МОИП, отд.геол., 1958, т.33, вып.5, с.3-21.
Цикличность осадконакопления. М., Мир, 1971.
Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. М., Наука, 1976, 210 с.
Чикое О.П. Оледенение северной полярной области. М., Наука, 1976, 240 с.
Чикое О.П. Теория Гернета в свете современных представлений. В кн.: Гернет Е.С. Ледяные линзы. М., Наука, 1981, с.94-144.
Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Изд-во Наука, Л., 1980, 183 стр.
Шатский Н.С. Орогенические фазы и складчатость. В кн.: Труды XVII сессии Международного геологического конгресса, СССР, 1937. М., ГОНТИ, 1939, т.2, с.329-330.
Шатский Н.С. Избранные труды, М., Наука, 1964, т.2.
Штилле Г. Избранные труды. М., Мир, 1964.
Шумский П.А. Ледники. В кн.: Большая советская энциклопедия. 3-е издание, М., 1973, т.14.

Donn W.L., Ewing M. A Theory of Ice Ages III. Science, 1966, v.152, No.3730, p.1706-1712.
Duff P.McL.D., Hallam A., Walton E.K. Cyclic sedimentation. Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York, 1967.
Ewing M., Donn W.L. A theory of Ice ages I. Science, 1956, v.123, No.3207, p.1061-1066.
Ewing M., Donn W.L. A Theory of Ice Ages II. Science, 1958, v.127, No.3307, p.1159-1162.
Joly J. Surface History of the Earth. Oxford, 1930.
Kuenen Ph.H. Turbidity currents a major factor in flysch deposition. Eclog.geol.helv., 1958, vol.51, No.3, p.91-127.

Lukyanov A.V. External and internal causes of the cycles in some geological phenomena. J.Interdiscipl. Cycle Res., 1972, vol3, No.3/4, p.358.

Milankovitch M. Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Belgrad, 1941, 633 p.

Pounder E.R. The physics of Ice. Pergamon press, 1965.

Shimazu Y. A note on genesis and upword transfer of parental magma of igneous rocks. - A thermodynamical aspect of the earth's interior, Part.III.J.Earth.Sci.Nagoya Univ., v.7, No.1,1959, p.91-97.

Shimazy Y. Physical theory of generation, upword transfer, differentiation, solidification, and explosion of magmas. J.Earth.Sci.Nagoya Univ., v.9, No.2, 1961, p.185--223.

Stille H. Grundfragen der vergleicheden Tektonik. Berlin: Verl.von G.Borntraeger, 1924.

Stokes W.L. Anotehr look at the Ice Age. Science, 1955, vol. 122, No.3174, p.815-821.

Wager L., Brown G. Layered Igneous Rocks. Edinburgh, London, 1968.

Whitman W.G. The elimination of salt from sea-water ice. Amer.J.Sci. 5th ser., 1926, 11.

Wilson A.T. Origin of a ice ages: an ice shelf theory for Pleistocene glaciation. "Nature", 1964, vol.201, No.4915, p.147-149.

УДК 620.186.4+552.1:53

Сальников Д.И.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ РАСПЛАВОВ НА МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД.

Геологические процессы в земной коре и мантии - литологические, магматические, тектонические и метаморфические, происходят в присутствии жидких фаз - воды, водных растворов, флюидов и расплавов. Детальный анализ закономерностей деформации и разрушения горных пород в этих процессах заключается в рассмотрении механических характеристик минералов и пород как проявления физико-химических и в первую очередь поверхностных взаимодействий. Именно физико-химическое влияние среды на процесс разрыва и перестройки межатомных связей твёрдого тела определяет общую картину деформации и разрушения (Ребиндер, 1958). Изучение взаимосвязи поверхностных явлений и механического поведения горных пород в присутствии жидких фаз является предметом нового научного направления - физико-химической геомеханики (Овчаренко, Перцов, 1981). "Основная задача физико-химической геомеханики состоит в количественном анализе геологических процессов как суммарного итога действия движущих сил различной природы: физико-химических (поверхностных), физических (прежде всего гидродинамических и структурно-петрофизических) и механических" (там же). Несмотря на то, что о влиянии воды на механические свойства горных пород известно давно, а на необходимость учёта метаморфизующих растворов и интрудирующих расплавов на тектонические процессы указывали советские учёные (Ребиндер, 1960; Гзовский, 1960), только в последнее десятилетие резко возрос интерес к детальной информации о взаимосвязи механических и химических эффектов жидких фаз в природе (Перцов, Коган, 1981; Файф и др., 1981).

Настоящая работа посвящена экспериментальному исследованию влияния различных расплавов на механические свойства некоторых ультраосновных пород и изучению процессов проникновения расплавов в горные породы. Для понимания проблемы в начале

b - ширина, a - толщина образца,
L и m - расстояние между опорами с одной и другой стороны образца.

Разрушение при 4-х точечном изгибе начинается в окрестности точки, в которой действует максимальное растягивающее напряжение и проходит через поперечное сечение образца перпендикулярно продольной оси балки. Поверхность разрушения по внешнему виду похожа на поверхность разрушения при растяжении, а прочность при 4-х точечном изгибе близка к значению прочности при растяжении.

Для проведения испытаний методом 4-х точечного изгиба для испытательной машины было изготовлено специальное приспособление из жаропрочной стали дисперсионноупрочненной цирконием (рис. I). На опорных платформах, выполненных в виде дисков, закреплены большая и меньшая опоры для образца. Опорные платформы с помощью тяг соединены с вспомогательными платформами, закрепленными с помощью винтовой резьбы в штангах машины. Все приспособление на время испытаний снаружи закрывалось печью. К опорным платформам прикреплялись тяги двух линейных датчиков перемещений (на схеме не указаны), которые регистрировали прогиб балочки. Напряжение действующее на образец измерялось нагрузочной ячейкой, к которой прикреплена одна из штанг машины.

При испытаниях горных пород в контакте с расплавом на верхнюю сторону образца, по отношению к средним опорам, помещали кусочек твердой, при комнатной температуре, поверхностно-активной среды, которая при температуре эксперимента расплавлялась и растекалась по образцу в зоне максимальных напряжений.

Испытания механических свойств выбранных горных пород проводили следующим образом: образец с расплавом или без помещали на нижние опоры приспособления, закрывали печь и поднимали температуру до температуры эксперимента со скоростью 50 град/мин. Затем образец выдерживали в течение I0 мин при температуре опыта и включали систему нагружения. Процесс нагружения контролировали по диаграмме деформации записываемой на самописце. После того, как нагрузка падала на 25% ниже максимального значения, систему нагружения выключали и быстро разгружали образец. При падении нагрузки на 25% образцы горных пород в присутствии расплавов еще не распадаются на 2 половинки, хотя магистральная трещина уже прошла. Таким образом, для

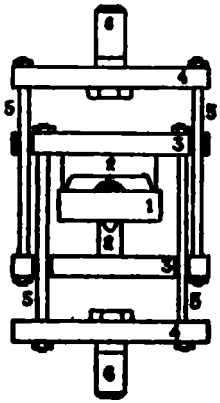


Рис. I. Схема приспособления для испытаний на 4-х точечный изгиб при высоких температурах (I - образец с расплавом, 2 - матрицы 4-х точечного изгиба, 3 - опорные платформы, 4 - вспомогательные платформы, 5 - тяги, 6 - тяги к захватам испытательной машины).

дальнейших исследований получались разрушенные образцы (т. е. с трещинами), но сохранившие свою целостность. На протяжении всего эксперимента в печь подавался осушенный аргон для предотвращения процессов окисления образцов горной породы.

Методика определения смачивания горных пород расплавами

Критерием родственности среды к твердому телу может служить краевой угол смачивания. Определение краевого угла смачивания для выбранных расплавов на образцах горных пород проводили на горизонтальном микроскопе МГ. Образцы с кусочком расплава на поверхности помещали в изолированную камеру снабженную кварцевыми окнами и помещенную в печь сопротивления. После подъема температуры в камере до температур механических экспериментов фиксировали в микроскоп краевой угол расплава на подложке из горной породы. Камера на протяжении всех экспериментов продувалась аргоном. Температура контролировалась платина-платинародиевой термопарой. Точность измерения температуры $\pm 10^{\circ}$.

работы дан краткий обзор экспериментальных работ по деформации горных пород в присутствии расплавов. После описания использованных материалов и методик экспериментов представлены результаты механических испытаний горных пород в присутствии расплавов. Особое внимание уделено процессу проникновения расплавов в горные породы как в статических условиях так и в процессе деформации.

Количественные данные об изменении механических свойств горных пород под влиянием расплавов чрезвычайно важны для понимания механизмов течения астеносферы, решения тектонофизических проблем образования и транспорта магмы (Йодер, 1979). Однако до настоящего времени число экспериментальных работ посвященных данной проблеме невелико. Это связано прежде всего с тем, что расплавы горных пород образуются при высоких температурах и существуют определённые методические трудности создания и удержания расплава в деформируемом объёме образца.

Одной из первых работ в этой области можно считать работу Картера и Аве'Лаллемана (Carter, Ave'Lallemant,1970), которые наблюдали локальное плавление в лерцолите, деформированном в твердофазном аппарате при 1500 МПа всестороннего давления со скоростью деформации $7,8 \cdot 10^{-5} c^{-1}$. Они отметили тенденцию расплавленных зон ориентироваться параллельно максимальному главному сжимающему напряжению.

Маррел и Шакраварти (Murrel, Shakravarty, 1973), изучая деформационные характеристики и поведение при испытаниях на ползучесть долерита, микрогранодиорита и дунита, подвергнутых одноосному сжатию при температурах близких к 1120°С, установили, что локальное плавление на границах зёрен при экспериментах с постоянной скоростью деформирования приводит к резкому снижению прочности долерита ($\sigma_{1080°C} = 18 \cdot 10^6 Н/м^2$ и $\sigma_{1005°C} = 109 \cdot 10^6 Н/м^2$) и микрогранодиорита ($\sigma_{1045°C} = 37 \cdot 10^6 Н/м^2$ и $\sigma_{930°C} = 135 \cdot 10^6 Н/м^2$). Выплавки силикатной фазы при этом способствуют хрупкому разрушению долерита и микрогранодиорита при температурах, близких к точке ликвидуса. Механические испытания при постоянной нагрузке показали, что деформация образцов дунита, долерита и микрогранодиорита в условиях частичного плавления развивается со значительной скоростью на стадии установившейся ползучести.

Перцов с сотрудниками (Перцов и др., 1975) изучали механические свойства тонкозернистых афировых базальтов при испытаниях на 3-х точечный изгиб в присутствии расплавов оксидов и солей. В этих экспериментах было показано, что оксиды, имеющие с компонентами горной породы диаграмму эвтектического типа или типа "сигара" (правило Перцова-Ребиндера, 1958) являются поверхностно-активными по отношению к горным породам и сильно снижают прочность последних. (Таблица I).

Таблица I.

Прочность базальта при испытаниях на 3-х точечный изгиб в присутствии расплавов (T=1050°C) (Перцов и др., 1975)

Расплав	-	$NaKSiO_3$	B_2O_3	V_2O_5	$Na_2B_4O_7$	PbO	Bi_2O_3	Na_2CO_3
Прочность, Н/см^2	800	200	200	400	400	400	600	800

Изучению реологии частично расплавленного гранита посвящена работа Арзи (Arzi, 1978). Расплав в деформируемом образце автор получал за счёт плавления на границах зёрен при добавлении воды. Количество расплава в образцах варьировалось от 6 до 17% изменением температуры при постоянном содержании добавленной воды. Результаты изучения ползучести гранита в условиях частичного плавления при низком сдвиговом напряжении представлены в терминах "эффективной вязкости". "Эффективная вязкость" образцов гранита, содержащих 6-12 % расплава, в 10^8 раз выше вязкости расплава и в 10^6 раз выше при содержании расплава в породе равном 17%. Изучение шлифов деформированного гранита показало, что 60% границ зёрен были смочены расплавом.

Более подробно влияние расплава, появляющегося в горной породе в условиях анатексиса, на механические свойства исследовано в работе Ван дер Молена и Патерсона (Van der Molen,Paterson,1979) на образцах аплита. Особое внимание в работе обращено на влияние степени расплавления аплита на механические характеристики при испытаниях с постоянной скоростью деформации, на ползучесть, релаксацию напряжений после разгрузки и при циклическом нагружении. Степень расплавления аплита задавалась добавлением к исследуемому образцу

определённых количеств воды и изменялась в диапазоне от 4% до 20%. Эксперименты с постоянной скоростью деформации показали, что наличие 4% расплава снижает прочность горной породы вдвое. Увеличение степени расплавления породы от 4% до 20% приводит к снижению максимального напряжения, выдерживаемого породой, от 100 МПа до 5,3 МПа. Величина деформации горной породы при испытаниях на ползучесть возрастает с увеличением содержания расплава в образце. При микроскопическом исследовании деформированных и недеформированных образцов аплита, подвергавшихся нагреву для появления расплава, установлено, что в недеформированных образцах расплав распределён по тройным стыкам зёрен кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, по границам контакта зёрен кварц-плагиоклаз и кварц - калиевой полевой шпат. Толщина пленки расплава везде одинакова. В очень малом числе случаев установлено наличие расплава вдоль границ зёрен одноименных минералов и границ контакта плагиоклаза с калиевым полевым шпатом. Доля пропитанных расплавом границ превышает 90% для 10 объёмн. % расплава и уменьшается до 84% и 63% при содержании расплава в породе 7 объёмн.% и 5 объёмн.% соответственно. В деформированных образцах большая часть расплава расположена по границам зёрен, которые параллельны главному сжимающему напряжению, что авторы объясняют выжиманием расплава в процессе деформации с некоторых границ. Разрушение образцов аплита во всех случаях происходило хрупко, доказательств пластической деформации минералов, слагающих гранит, не установлено.

Паке и Франсуа (Paquet, Francois, 1980, 1981) изучали деформацию аплита и ортомилонита с различным содержанием воды при 210-250 МПа всестороннего давления и 560-900°С. Основное внимание исследователи уделили процессу локального плавления по границам зёрен и распределения расплава в процессе механических испытаний. В ходе экспериментов установлено, что появление расплава на границах зёрен приводит к 6-ти кратному снижению прочности. При этом деформация горной породы включает охрупчивание, плавление и перенос расплава, а также сдвиг вдоль полос расплава (melt Bands). В образцах аплита расплав перемещался из области сжатия в области растяжения. В образцах ортомилонита объёмная деформация локализована в

узких сдвиговых зонах, заполненных силикатным расплавом с нерасплавленными микроблоками. По мнению авторов, охрупчивание горной породы связано с гидроразрывом пор содержащимися микроколичествами воды при повышении температуры, переходом кварца от пластичного поведения к хрупкому при 800°С, с расщеплением полевого шпата по плоскости спайности и с действием плёнки расплава, локализованной на границах зёрен, эквивалентным зародышевой трещине.

Таким образом, проведённые экспериментальные работы по деформации горных пород, контактирующих с расплавами, показывают, что расплавы оказывают сильное влияние на механические характеристики горных пород. Влияние расплавов на процессы деформации и разрушения горных пород выражается в сильном снижении прочности горных пород при испытаниях с постоянной скоростью деформации и увеличении скорости деформации и снижении предела текучести при испытаниях на ползучесть. Однако такое влияние расплавов на механические свойства горных пород не рассматривается с привлечением данных о физико-химических взаимодействиях, за исключением работы Перцова с сотрудниками (1975), не исследуется влияние природы контактирующих фаз и условий деформирования на процессы деформации и разрушения.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объекты исследования

Горные породы, как объекты исследования, дают богатый материал для экспериментов. Однако необходимость проведения экспериментов по деформации горных пород в присутствии расплавов, то есть при высоких температурах и атмосферном давлении накладывает жесткие ограничения на отбор горных пород. В соответствии с целью настоящего исследования отбор горных пород для экспериментов проводился на основании следующих требований:

- горная порода должна быть как можно проще по составу, то есть должна быть сложена минимальным количеством минералов, с резким преобладанием одного из них;
- минералы, слагающие горную породу должны иметь высокую температуру плавления;
- горная порода должна не иметь сильной анизотропии меха-

нических свойств, видимых нарушений целостности, как то залеченых и незалеченых трещин, плоскостей скольжения, границ раздела макроблоков и т.д.;

- количество минералов, способных выделять химически связанную воду, должно быть ничтожно;

- горная порода должна быть равномернозернистой.

Наиболее удовлетворяющими вышеперечисленным условиям оказались представители ультраосновных и основных пород - оливиниты, перидотиты, оливиновые долериты. В качестве основных объектов исследования механических свойств горных пород в присутствии расплавов были выбраны оливинит и бронзитит из массива Застейд-П Мончегорского плутона и оливиновый долерит из Талнаха. В экспериментах использовались также лерцолит из Талнаха и в качестве модельного материала - аморфный кремнезем. Оливинсодержащие породы были выбраны потому, что оливин является преобладающим минералом ультрамафитов и очень прост по составу. В состав выбранных пород входят также пироксены (ферросилит, энстатит и диопсид); в состав долерита входит плагиоклаз (лабрадор).

Ультраосновные породы, к которым относятся оливинит и лерцолит, обычно серпентинизированы по границам зёрен. Действительно, испытываемый оливинит содержал по границам зерен едва различимые в оптический микроскоп каемки серпентинита. Как известно при повышении температуры происходит дегидратация серпентинита, что приводит к резкому снижению прочности породы.

Предварительный прогрев проб отобранных образцов до температур предстоящих экспериментов, показал, что при нагревании из-за выделения воды растрескивание горной породы незначительно. Адсорбционно-активными средами по отношению к выбранным образцам являются среды родственные по своей природе. В настоящей работе исследовалось влияние:

а) расплавов системы $PbO - SiO_2$ с различными добавками на прочность долерита и оливинита;

б) расплавов тетрабората натрия $Na_2B_4O_7$ с различными добавками на прочность долерита и оливинита;

в) расплавов карбоната натрия с добавками на прочность оливинита;

г) сульфидно-окисных расплавов на основе троилита на про-

чность оливинита и бронзитита, а также на изменения структуры лорцолита, бронзитита и аморфного кремнезема.

Расплавы системы $PbO - SiO_2$ выбраны для экспериментов в качестве модельной системы аналога магмы. Как известно из петрологических экспериментов (Кадик и др., 1971) магмы на больших глубинах, вследствие наличия летучих в своем составе, имеют низкую вязкость, то есть легкоподвижны. Свинцовосиликатный расплав при атмосферном давлении без летучих имеет низкую вязкость (порядка 1 пуаз) при малых содержаниях кремнезема.

Магмы, согласно современным представлениям, имеют полимерное строение. Расплав тетрабората натрия был взят как модель жидкости с полимерным строением. Предполагалось, что расплав тетрабората натрия будет мало снижать прочность горных пород и можно будет наблюдать эффект поверхностно-активных добавок. Как будет видно из результатов, это оказалось не так.

Расплав карбоната натрия выбирался как растворитель для адсорбционно-активных добавок.

В качестве адсорбционно-активных добавок к перечисленным выше расплавам добавляли сульфид железа (троилит) FeS, закись железа FeO (вюстит), окись железа Fe_2O_3 (гематит), сульфид никеля NiS и эвтектический расплав $FeS - FeO$. Сульфидные и оксидные добавки железа к расплавам, а также прямое использование сульфидно-оксидных расплавов были выбраны в связи с предположением низкой межфазной энергии для систем горная порода - сульфидосодержащая жидкая фаза. Основанием для такого предположения послужили: а) природные наблюдения трещинных сульфидосодержащих магм и гидротермальных месторождений сульфидов приуроченных к зонам интенсивных тектонических деформаций; б) анализ диаграммы состояния системы $FeS-FeO-SiO_2$; в) экспериментальные определения низкого значения межфазной энергии на границе сульфидный расплав - силикатный расплав для целей металлургии (Ванюков, Зайцев, 1969).

Образцы материалов для экспериментов приготавливались следующим образом. Керн горной породы распиливался на образцы, имеющие форму параллелепипедов размерами 50 x 11 x 7,5 мм^3, алмазным диском толщиной 0,6 мм, вращающимся со скоростью

3000 об/мин при охлаждении водой на специальном станке. Четыре большие грани вырезанных образцов шлифовали и полировали с помощью набора корундовых абразивов и гематита. Параллельность граней проверяли микрометром. Расхождение размеров по длине балочки не превышало 0.001 мм. После полировки образцы отмывали от клеящей смолы ацетоном и сушили в струе воздуха. Воздушно-сухие образцы хранили в эксикаторе над прокаленным хлористым кальцием. Для экспериментов под бинокулярным микроскопом при увеличении 16 отбирали образцы, не имеющие видимых дефектов структуры, главным образом трещин.

Силикатный расплав системы PbO - SiO_2, имеющий низкую вязкость готовили согласно Тиммермансу (Timmermans, 1960) сплавлением 10 весовых частей PbO марки "ч д а" и одной весовой части кремнезема марки "Х Ч" в корундовом тигле в муфельной печи. После расплавления компонентов и гомогенизации расплава последний выливался на массивную пластину из нержавеющей стали. Застывшую стеклообразную массу жёлтого цвета разбивали на кусочки, которые использовали в экспериментах и при приготовлении других силикатных расплавов.

Расплавы содержащие адсорбционно-активные добавки готовили сплавлением основного компонента с добавкой в соотношении 10:1 по весу. После отстаивания расплава в печи в течение часа верхнюю часть расплава осторожно сливали на металлическую пластину для охлаждения. Кусочки таких расплавов использовались в эксперименте.

Сульфиды железа и никеля, использованные в экспериментах в качестве добавок готовили прямым синтезом из элементов в вакуумированной кварцевой ампуле (Mc Lean, 1973).

Эвтектику FeS - FeO получили сплавлением в корундовом тигле точно отмеренных количеств троилита и вюстита при 1000°С в кварцевом реакторе в вакууме.

Для предотвращения влияния процесса растворения горной породы в расплаве на механические свойства горной породы все расплавы при температуре 1200°С насыщались исследуемым материалом. Эксперименты по насыщению расплавов исследуемыми горными породами показали, что процесс растворения горной породы медленный по сравнению со временем проведения экспериментов. Поэтому в опытах использовались образцы расплавов, которые насыщались материалом горных пород в течение часа.

Методики исследования

Механические испытания прочности горных пород в присутствии расплава методом 4-х точечного изгиба.

Механические испытания прочности горных пород в присутствии адсорбционно-активных расплавов при высоких температурах проводили на испытательной машине "Автограф 18 -10Т" фирмы Шимадзу (Shimadzu). Испытательная машина "Автограф 18 -10Т" снабжена автоматическим регулятором режима нагружения, который позволяет проводить исследование механических свойств материалов с постоянной скоростью деформации, постоянной скоростью возрастания нагрузки, а также испытания на ползучесть и релаксацию напряжений. Все эксперименты настоящей работы проведены в режиме постоянной скорости деформации, которая изменялась ступенями от 0,05 мм/мин до 10 мм/мин. Машина оборудована также вертикальной 3-х секционной печью сопротивления с автоматическим регулятором температуры. Диапазон изменения температуры 300÷1200°С, точность в интервале 800÷1200°С ±5°С. Результаты экспериментов фиксировались двухкоординатным самописцем в виде диаграмм нагружение - деформация. Для изменения деформации машина снабжена линейным датчиком перемещения. Точность измерения деформации 0.001 мм.

Действие поверхностно-активных сред на механические свойства твердых тел лучше проявляется при испытаниях на растяжение. Однако при исследовании механических свойств горных пород метод испытания на растяжение используется редко. Это связано со сложностями в закреплении образцов в захватах, необходимости соблюдения соосности, трудности изготовления образцов горных пород специальной формы. При изучении влияния жидкой фазы, в частности расплавов, возникает еще и проблема нанесения расплава на образец. Наиболее подходящим для целей данной работы является метод 4-х точечного изгиба, который и был выбран в качестве основного экспериментального метода для изучения влияния жидких фаз на механические свойства горных пород. При 4-х точечном изгибе растягивающие напряжения возникают на внешней по отношению к средним опорам поверхности балки; максимальное значение растягивающего напряжения можно определить по формуле

$$\sigma_{max} = \frac{3}{2}\frac{P(L-m)}{ba^2}, \qquad \text{где}$$

P - приложенная нагрузка,

Методика исследования морфологии разрушения горных пород в присутствии расплавов

Образцы горных пород, прошедшие механические испытания на 4-х точечный изгиб подвергались изучению под оптическим микроскопом для выяснения распределения жидкой фазы в разрушенном образце и характера разрушения. Изучались непосредственно образцы после испытания и аншлифы, приготовленные с образцов.

Количественную оценку транс- и интеркристаллитного разрушения проводили по следующему методу.

Образец, прошедший испытания, закреплялся эпоксидной смолой для предотвращения разрушения при шлифовании. После отвердевания смолы приготовлялись шлифы в плоскости параллельной плоскости чертежа (см. рис. I) и под микроскопом определяли суммарную длину транс- и интеркристаллитных трещин. Затем с образца сошлифовывали слой толщиной примерно I мм и снова определяли длину транс- и интеркристаллитных трещин. Эту операцию повторяли 5-6 раз.

Методика исследования межзеренного проникновения расплава в горные породы

При изучении смачивании горных пород расплавами было обнаружено, что сульфидный расплав сульфида железа проникает в некоторые горные породы. Для изучения этого явления применялась следующая методика. Образец горной породы в виде куба со стороной I0 мм помещался в алундовый тигель с сульфидным расплавом и выдерживался при заданной температуре определенное время. Здесь процесс проходил в замкнутом кварцевом реакторе в атмосферном аргоне. После охлаждения тигель, содержащий расплав и образец горной породы, распиливали алмазным диском параллельно грани образца. Распил шлифовали с помощью набора алмазных паст. На прозрачном аншлифе определяли глубину проникновения сульфидного расплава по методу Баумана. Сущность метода Баумана заключается в получении фотоотпечатка на пленке или бумаге пропитанных сульфидом границ зерен горной породы за счет образования сульфида серебра при контакте смоченного I0% раствором серной кислоты аншлифа с фоточувствительным материалом. По фотоотпечаткам измеряли компаратором глубину проникновения сульфида в горную породу с точностью 0,0I мм.

Методика изучения перекристаллизации аморфного кварца при контакте с сульфидным расплавом

Как было установлено в экспериментах по смачиванию и проникновению, сульфидноокисный расплав железа проникает в объем аморфного кремнезема с большой скоростью. При этом фронт проникновения расплава четко отделен от непереработанного аморфного кремнезема. Исследованием шлифов пропитанного кремнезема было установлено, что в процессе проникновения происходит кристаллизация аморфного кремнезема. Поэтому была разработана методика изучения скорости перекристаллизации (проникновения) сульфидноокисного расплава в аморфный кремнезем.

Для экспериментов использовались цилиндрические стержни из аморфного кремнезема, имеющие с одного конца петлю для подвешивания на крючке. Аморфный кремнезем в виде стержня приводился в соприкосновение с поверхностью сульфидноокисного расплава в амундовом тигле расположенном в замкнутом кварцевом реакторе снабженном отводами для откачки и заполнения реактора аргоном. В момент соприкосновения сульфидноокисный расплав начинал подниматься по объему стержня. Высоту подъема измеряли через равные промежутки времени с помощью горизонтального микроскопа. Кварцевый реактор размещался внутри специальной высокотемпературной печи с силитовым нагревателями. Температуру измеряли платина-платинародиевой термопарой, расположенной в рабочем пространстве реактора. Точность определения температуры $\pm$ 10°С. Температура в рабочем пространстве реактора по высоте подъема расплава в стержень аморфного кремнезема оставалась неизменной.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ РАСПЛАВОВ ОКИСЛОВ И СОЛЕЙ НА МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Снижение прочности горных пород под действием расплавов окислов и силикатов известно (Перцов и др., 1977, Paquet, Francois , 1979). В настоящей работе изучалось, как зависит степень и форма эффекта расплавов на деформационные характеристики горных пород от условий деформирования (скорости деформации и температуры), от состава жидкой фазы и строения горной породы. Сродство выбранных сред к горным породам оценивалось по краевому углу смачивания образцов горных пород расплавами.

Смачиваемость горных пород и аморфного кремнезема боратными и сульфидными расплавами

Смачиваемость горных пород оценивали по краевому углу смачивания. Выяснили, что силикатные расплавы системы $PbO - SiO_2$ с добавками троилита (FeS), вюстита (FeO), гематита (Fe_2O_3), сульфида никеля (NiS), а также боратные расплавы на основе тетрабората натрия ($Na_2B_4O_7$) с теми же добавками хорошо смачивают поверхность образцов оливинового долерита, лерцолита, оливинита. Маленькая капелька расплава растекается по поверхности образцов, давая очень маленький краевой угол. Краевые углы для всех расплавов на долерите равны примерно $1 \div 3^{\circ}$, на лерцолите примерно $3 \div 6^{\circ}$, на оливините - $4 \div 7^{\circ}$ в интервале температур $900 \div 1050^{\circ}C$.

Сульфидный расплав железа, содержащий небольшое количество закиси железа (до 5%) за счет окисления, выделяющимся из горной породы при высоких температурах небольшим количеством связанной воды, полностью растекался по поверхности долерита и оливинита, а для лерцолита и бронзитита при $1100^{\circ}C$ наблюдали впитывание расплава образцами. Изучение аншлифов, сделанных с образцов, впитавших расплав, показало, что сульфидный расплав проникает в породу по межзеренным границам, что возможно при низком значении межфазной энергии.

Исследование смачивания образцов аморфного кремнезема в виде стеклянной пластинки показало, что как силикатные, так и боратные расплавы растекаются по образцу. Растекание сопровождается растворением аморфного кремнезема в расплаве с увеличением вязкости последнего. Сульфидный расплав чистого троилита имеет на пластинке аморфного кремнезема краевой угол $10 \div 2^{\circ}$. Так как растворимость двуокиси кремния в сульфидном расплаве ничтожна, то никаких видимых невооруженным глазом изменений аморфного кремнезема при контакте с троилитом не происходит. Присутствие в расплаве небольших количеств вюстита (даже менее 1% по весу) очень сильно меняет характер взаимодействия сульфидного расплава с аморфным кремнеземом. При контакте пластинки из кварцевого стекла с сульфидным расплавом, содержащим вюстит, происходит перекристаллизация аморфного кремнезема, сопровождающаяся внедрением расплава в объем образца и измельчением структуры кремнезема (явление "квазиспонтанного" диспергирования).

Исследованию проникновения сульфидного расплава в горные породы и явлению "квазисамопроизвольного" диспергирования посвящены специальные эксперименты, результаты которых изложены в следующей главе.

Зависимость деформационных характеристик горной породы от скорости деформации

Используя приспособление для 4-х точечного изгиба, описанное выше, на испытательной машине "Автограф 18 - 10Т" были получены кривые деформации долерита в инертной атмосфере и в присутствии расплава тетрабората натрия ($Na_2B_4O_7$) при 900°С в режиме постоянной скорости деформации от 8,37 $10^{-4}c^{-1}$ (Рис. 2, а-ж). Сравнивая кривые деформации для разных скоростей, можно выделить следующие главные особенности:

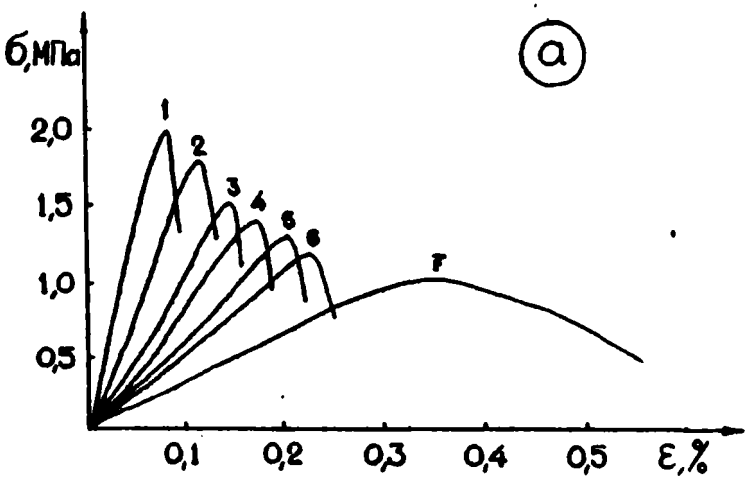
1. Напряжение всегда сильно зависит от деформации.

2. Кривые деформации имеют ярковыраженную точку перегиба, или S - образную форму до максимального напряжения.

3. Максимальный наклон кривых деформации уменьшается с уменьшением скорости деформации. В то же время общая деформация образца до разрушения или до точки максимального напряжения увеличивается при уменьшении скорости деформации.

4. Для всех скоростей деформации максимальное напряжение в случае образцов, испытанных в атмосфере аргона, выше, чем для образцов горной породы, подвергнутых изгибу в присутствии расплава тетрабората натрия. Деформация образца до достижения максимального напряжения также выше для образцов деформированных в отсутствие расплава.

На рисунке 3 представлена зависимость максимального напряжения в образцах долерита испытанных в атмосфере аргона и в присутствии боратного расплава от скорости деформации. Следует отметить низкую чувствительность максимального напряжения к изменению скорости деформации. Вместе с этим снижение максимального напряжения в присутствии расплава бury увеличивается в интервале скоростей от 1,67 $10^{-3}c^{-1}$ до 1,67 $10^{-2}c^{-1}$, тогда, как для минимальной и максимальной скоростей деформации снижение максимального напряжения минимально.



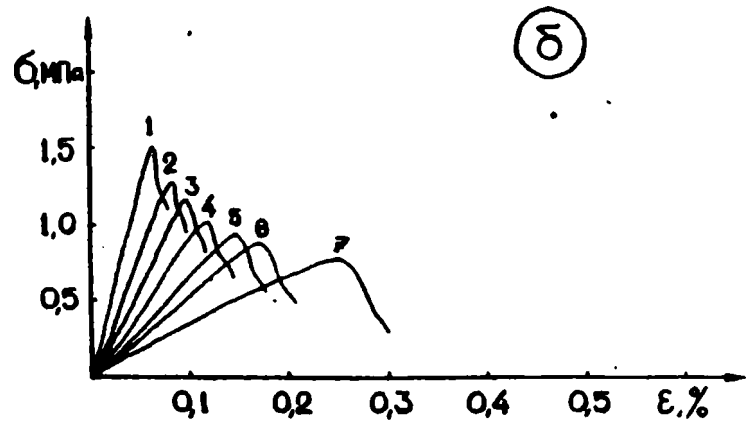


Рис. 2 (а, б). Деформационные кривые долерита при 900°С в присутствии а) аргона, б) расплава татрабората натрия в режиме постоянной скорости деформации равной: I - 0,167 c^{-1}; 2 - 8,33 10^{-2} c^{-1}; 3 - 1,67 10^{-2} c^{-1}; 4 - 8,33 10^{-3} c^{-1}; 5 - 4,17 10^{-3} c^{-1}; 6 - 1,67 10^{-3} c^{-1}; 7 - 8,33 10^{-4} c^{-1};

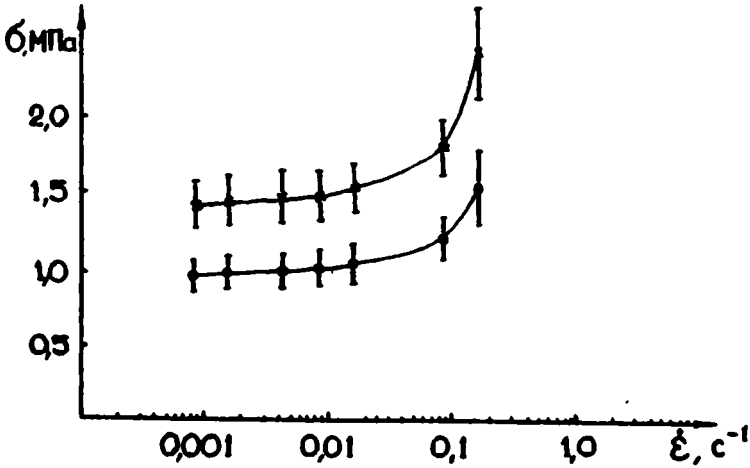


Рис. 3. Влияние скорости деформирования на максимальное напряжение при изгибе долерита в атмосфере аргона (x) и расплаве $Na_2B_4O_7$ (o) при 900°С.

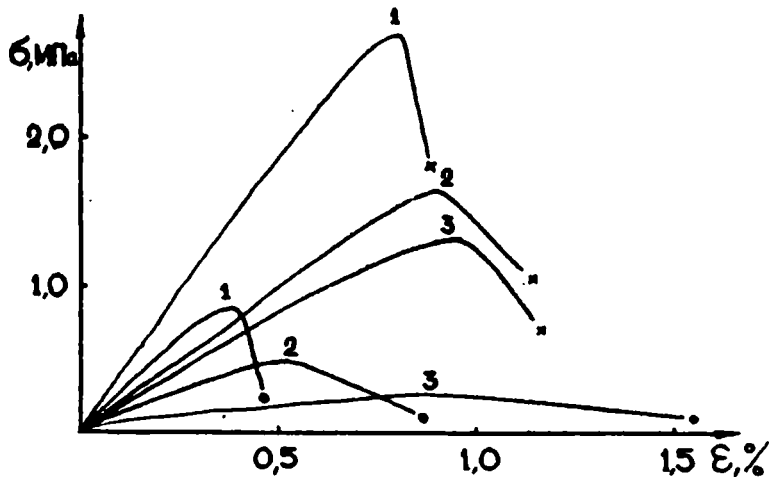


Рис. 4. Деформационные кривые оливинита в атмосфере аргона (x) и в расплаве $Na_2B_4O_7$ (o) ($\dot{\varepsilon}$ = 8,33 10^{-3} c^{-1}) при температуре 1 - 920°; 2 - 1000°С; 3 - 1100°С.

Влияние температуры на механическое поведение горных пород

Влияние температуры на механические свойства горных пород изучалось на образцах оливинита при постоянной скорости деформации, равной $3,38\ 10^{-3} c^{-1}$, в инертной атмосфере и при контакте с различными расплавами. На рисунке 4 представлены кривые деформации оливинита в атмосфере аргона и при контакте с расплавом тетрабората натрия для различных температур. На рисунках 5 (а-в) помещены кривые деформации оливинита при различных температурах и в присутствии различных расплавов. Все кривые деформации обладают следующими отличительными особенностями, связанными с влиянием температуры на процесс деформации горной породы:

1. Общая деформация образцов оливинита до разрушения увеличивается с увеличением температуры, как для образцов испытанных в атмосфере аргона, так и при контакте с расплавом тетрабатара натрия (Рис. 4).

2. Максимальное напряжение деформированных образцов оливинита в инертной атмосфере и в присутствии расплавов уменьшается с увеличением температуры (Рис. 4, 5 а-в, 6).

3. При увеличении температуры увеличивается степень снижения максимального напряжения в присутствии различных расплавов. Общая деформация образцов до разрушения в присутствии расплавов меньше при всех температурах, чем для образцов испытанных в аргоне (Рис. 4, 5 а-в, 6, 7).

Влияние состава расплава на механические свойства горных пород

Кривые деформации образцов оливинита, подвергнутых 4-х точечному изгибу в присутствии различных расплавов представлены на рисунках 5 а-в, 8, а образцов долерита на рисунке 9. Наиболее сильное влияние на величину максимального напряжения образцов оливинита оказывают расплавы силикатов свинца (системы $PbO - SiO_2$) и тетрабората натрия, а также расплав сульфида железа (троилита) содержащий 10% по весу вюстита. Действие различных добавок к расплавам тетрабората натрия и к свинцово-силикатному расплаву проявляется в очень незначительной степени. Вюстит и троилит являются добавками немного снижающими максимальное напряжение образцов оливинита, по сравне-

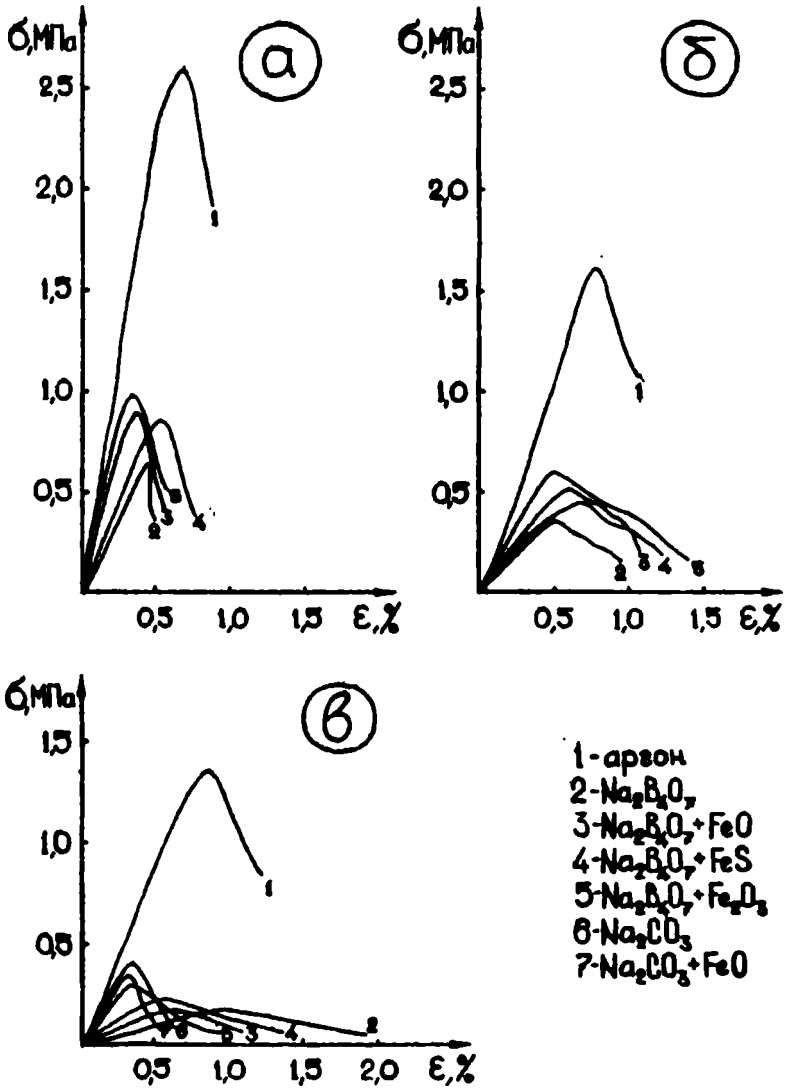


Рис. 5 (а – в). Деформационные кривые оливинита в присутствии различных расплавов ($\dot{\varepsilon}$ = 8,33 10^{-3} c^{-1}) при температуре: I -920°С; 2 - I000°С; 3 - II00°С.

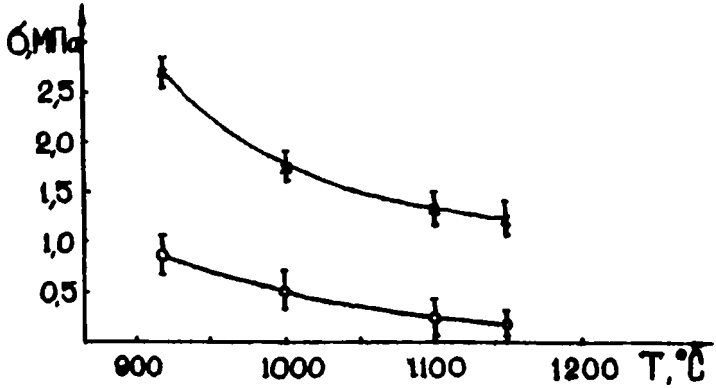


Рис. 6. Влияние температуры на максимальное напряжение оливинита при изгибе в атмосфере аргона и в расплаве $Na_2B_4O_7$ ($\dot{\varepsilon}$ = 8,33 10^{-3} c^{-1}).

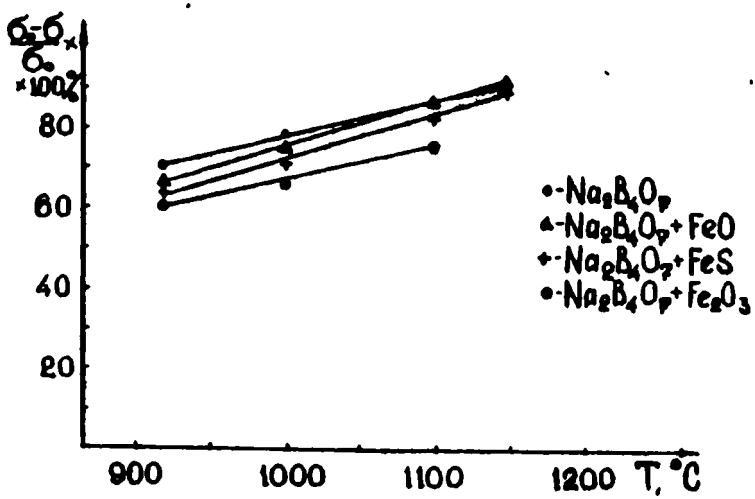


Рис. 7. Относительное снижение прочности оливинита в присутствии различных расплавов при различных температурах ($\dot{\varepsilon}$ = 8,33 10^{-3} c^{-1}).

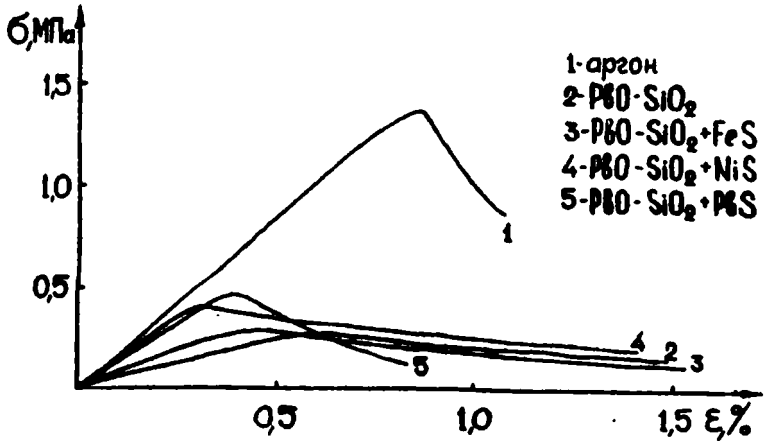


Рис. 8. Деформационные кривые оливинита при 1100°С в присутствии различных расплавов ($\dot{\varepsilon}$ = 8,33 10^{-3} c^{-1}).

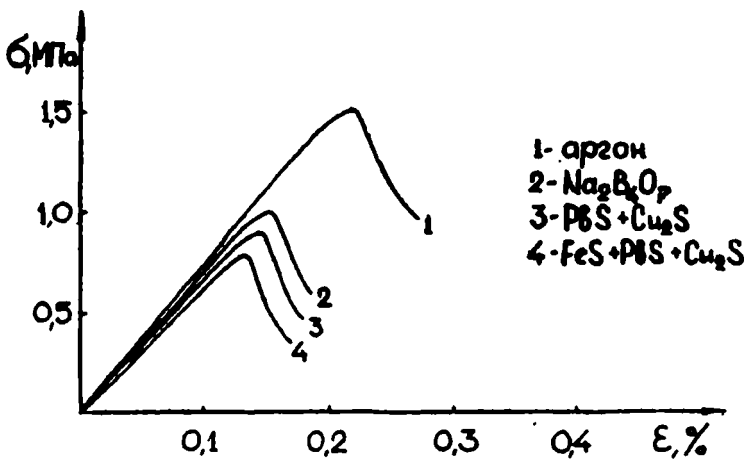


Рис. 9. Деформационные кривые долерита в присутствии различных расплавов при 900°С ($\dot{\varepsilon}$ = 8,33 10^{-3} c^{-1}).

мию с максимальным напряжением оливинита в присутствии чистых свинцовосиликатного и боратного расплавов.

Для долерита максимальное снижение наибольшего напряжения зарегистрировано для тройного сульфидного расплава FeS - PbO - Cu_2S (30% FeS).

В таблице 2 представлены величины снижения прочности оливинита и долерита в присутствии различных сред. Как видно из таблицы 2, все выбранные расплавы являются адсорбционно-активными по отношению к оливиниту. Интересно, что сульфидные расплавы также являются средами родственными по природе к горным породам.

Следует отметить, что величина снижения прочности долерита в присутствии расплава тетрабората натрия при 900°С меньше, чем для оливинита в тех же условиях.

Морфология разрушения горных пород в присутствии расплавов

Изучение аншлифов разрушенных образцов горных пород под оптическим микроскопом показывает, что процесс разрушения происходит за счет микрорастрескивания материала образца до достижения максимального напряжения. В момент достижения максимального напряжения происходит развитие магистральной трещины разрушения. Таким образом, величина максимального напряжения является пределом прочности при изгибе. Микроскопическое исследование зоны разрушения образцов оливинита и долерита, деформированных в инертной атмосфере и в присутствии боратного расплава позволяет выделить следующие характерные черты разрушения горных пород при высоких температурах:

1. Плотность микротрещин у поверхности образца, деформированного в контакте с расплавом, выше, чем у образцов деформированных в аргоне.

2. Зона разрушения (зона дезагрегации) в случае образца разрушенного в присутствии расплава в 2-4 раза шире, чем зона разрушения "сухих" образцов. (Зона разрушения определялась по максимальному удалению боковых трещин по обе стороны от магистральной трещины разрушения).

3. В отсутствии расплава деформация горной породы происходит за счет развития микротрещин как по границам зерен в образце, так и по телу зерен. На нижней стороне образца в зоне сжимающих напряжений наблюдается интенсивный катаклаз зерен, слагающих породу.

Таблица 2. Прочность и относительное снижение прочности горных пород при контакте с расплавами

Среда	Прочность МПа	$\frac{\sigma_0 - \sigma}{\sigma_0} \cdot 100\%$
ОЛИВИНИТ, 1100°С, $\dot{\varepsilon} = 3{,}38\ 10^{-3}\ c^{-1}$		
Аргон	1,32	-
$Na_2B_4O_7$	0,19	86
$Na_2B_4O_7 + FeS$	0,22	83
$Na_2B_4O_7 + FeO$	0,19	86
$Na_2B_4O_7 + Fe_2O_3$	0,29	78
$PbO - SiO_2$	0,19	86
$(PbO - SiO_2) + FeS$	0,19	86
$(PbO - SiO_2) + PbS$	0,35	74
$(PbO - SiO_2) + NiS$	0,30	77
Na_2CO_3	0,4	69
$Na_2CO_3 + FeO$	0,35	74
$FeS - FeO$ (10 вес.%FeO)	0,19	86
ДОЛЕРИТ 900°С, $\dot{\varepsilon} = 1{,}67\ 10^{-3}\ c^{-1}$		
Аргон	1,39	-
$Na_2B_4O_7$	0,98	30
$PbS + Cu_2S$	0,89	36
$FeS - PbS - Cu_2S$ (30% FeS)	0,85	39

4. Трещины разрушения в образцах, разрушенных при контакте с расплавом, развиваются в основном по границам зерен. На аншлифах отчетливо видна тенденция расплава к образованию тонких пленок по границам зерен в зоне разрушения. Эти пленки располагаются перпендикулярно к направлению растягивающих напряжений.

Таблица 3. Характер разрушения горных пород при высоких температурах (900°С)

Порода	Оливинит		Долерит	
Среда	Аргон	$Na_2B_4O_7$	Аргон	$Na_2B_4O_7$
% интеркристаллитного разрушения	58 ÷ 62	86 ÷ 88	49 ÷ 53	72 ÷ 75

Результаты определения доли межзеренного разрушения для образцов оливинита и долерита представлены в таблице 3. Из таблицы видно, что оливинит в присутствии расплава разрушается преимущественно по границам зерен. Величина межзеренного разрушения в присутствии расплавов для оливинита выше чем для долерита.

СТРУКТУРНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД, КОНТАКТИРУЮЩИХ С ЖИДКИМИ ФАЗАМИ, В УСЛОВИЯХ НИЗКОЙ МЕЖФАЗНОЙ ЭНЕРГИИ

Проникновение сульфидноокисного расплава по границам зерен горных пород

Как установлено в экспериментах по смачиванию горных пород, сульфидный расплав железа проникает в объем образцов бронзитита и лерцолита по границам зерен при температуре 1100°С. Сульфидный расплав железа содержал в своем составе 10% закиси железа (FeO), как установлено химическим анализом расплава. Внедрение сульфидного расплава по межзеренным границам заметно невооруженным глазом, но наиболее ярко видно на фотоотпечатках, полученных по методу Баумана. Для лерцоли-

та измерена средняя скорость внедрения расплава по межзеренным границам, она равна $5,8 \cdot 10^{-4}$ мм/с (образцы лерцолита в виде куба со стороной 10 мм пропитываются полностью за 2 часа при погружении в тигель содержащий сульфидоксидный расплав железа (содержание FeO - 10 вес. %).

Как известно (Траскин, 1981), условием образования и относительной устойчивости межзеренных прослоек является уменьшение свободной поверхности энергии границ зерен при их увлажнении (условие Гиббса-Смита, $2\sigma_{тж} < \sigma_{тз}$). Мы можем воспользоваться для оценки межфазной энергии на границе оливин-сульфид железа данными о межфазном натяжении на границе силикатный шлак-штейн сульфидной плавки. Согласно Ванникову (Ванников, 1969), межфазная энергия на границе сульфид железа - файялит (расплав) равна 5 эрг/см^2. Данные для других систем дают значение $\sigma_{мф}$ порядка 50 эрг/см^2 (Срывалин и др., 1954). Мы возьмем для грубой оценки величину межфазной поверхностной энергии $\sigma_{мф}$ равную 100 эрг/см^2, допуская увеличение межфазной энергии при кристаллизации силикатной фазы. Для величины межзеренной поверхностной энергии двух зерен оливина, разориентированных на 15°, Купер и Кольштедт (Cooper, Kohlstedt, 1982) дают значение 900±350 эрг/см^2. Использование этих данных (минимального для энергии границ зерен и максимального для межфазной) показывает, что условие Гиббса-Смита выполнимо для контакта сульфидного расплава с двумя зернами оливина разориентированными на угол в 15° и больше. С другой стороны, межзеренная поверхностная энергия двух зерен оливина, разориентированных на малый угол (2°), меньше 100 эрг/см^2 (Cooper, Kohlstedt , 1982), т.е. часть границ зерен должна остаться непропитанной, что и наблюдалось при изучении прозрачных шлифов под оптическим микроскопом.

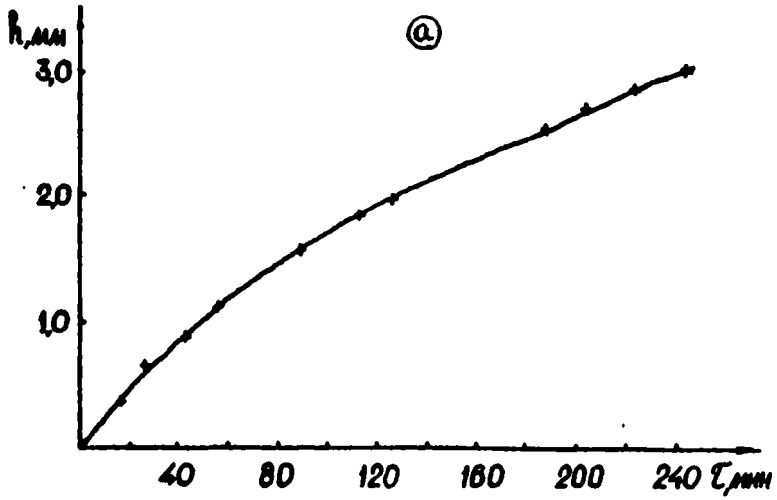
Самопроизвольное диспергирование - перекристаллизация аморфного кремнезема под действием поверхностно-активных расплавов

При исследовании смачивания стеклянных пластинок из аморфного кремнезема сульфидными расплавами обнаружено, что присутствие в сульфиде закиси железа ведет к интенсивной кристаллизации аморфного кремнезема с одновременным проникновением сульфидной фазы в объем. Кристаллизация кремнезема установле-

на при микроскопическом исследовании шлифов пропитанного кремнезема и доказана рентгенографическим изучением начального материала и после переработки в контакте с расплавом. По изучению рентгенограмм установлено, что аморфный кремнезем кристаллизуется в устойчивую при температурах эксперимента (T = 1100÷1200°C) модификацию - тридимит. Перекристаллизация кремнезема сопровождается ростом дисперсности. Характерной особенностью происходящего процесса является то, что поверхность образцов аморфного кремнезема при перекристаллизации остается аморфной (имеет стеклянный блеск как и у исходных образцов), а сам образец не изменяет своих размеров при внедрении в объем сульфидной фазы. Постоянство размеров образца кремнезема объясняется уменьшением объема при кристаллизации аморфного кремнезема в тридимит. Освободившийся объем занимает внедряющийся расплав. Так как в присутствии чистого троилита перекристаллизация аморфного кремнезема не наблюдается при температурах до 1200°C, можно предположить, что процесс перекристаллизации происходит по механизму, включающему в себя растворение стеклообразной метастабильной фазы за счет химической реакции двуокиси кремния с закисью железа, перенос продукта реакции через жидкую фазу и разложение продукта реакции с кристаллизацией тридимита. Весь процесс происходит на фронте расплава, потому, что оксид железа (II) является адсорбционноактивным веществом и в больших, чем в объеме, концентрациях присутствует на межфазной поверхности. С ним-то и взаимодействует, а вернее через оксид железа (II) перестраивается, аморфный кремнезем за счет ускоренного передвижения динамических частиц стеклянной массы, по Белову (1981), нейтральных частиц SiO_2, которые полны внутренней энергии.

Процесс перекристаллизации за счет образования силиката железа (II) кинетически выгоден, так как при образовании силиката облегчено образование зародышевой кристаллизации (как упоминалось в предыдущем параграфе межфазная поверхностная энергия на границе файялит - сульфид железа очень мала ~ 3 эрг/см^2). С другой стороны освобождающийся объем при кристаллизации сразу же занимается сульфидным расплавом, т.е. в структурную перестройку вступают все новые и новые частицы кварцевого стекла.

Кинетика внедрения фронта расплава, она же кинетика процесса диспергирования, представлена на рисунке 10 а, б. Из рисун-



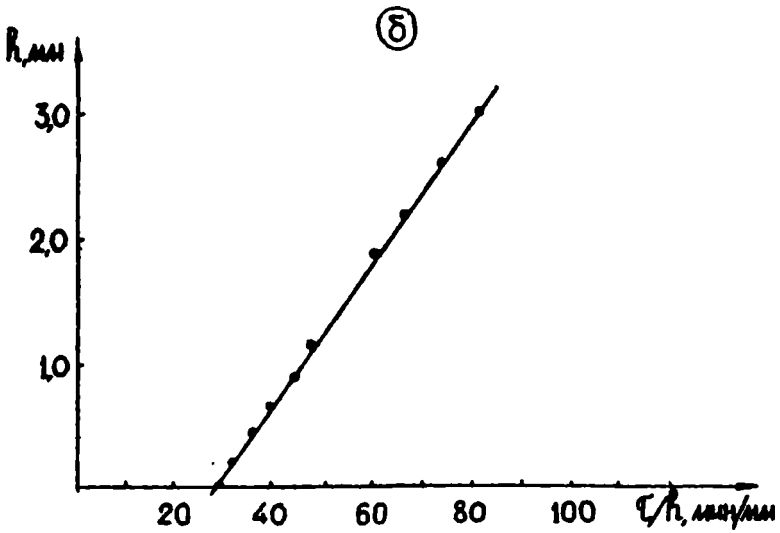


Рис. 10 (а - б). Кинетика внедрения окиссульфидного расплава железа в аморфный кремнезем при 1200°С .

ка 10 б, согласно линейно-параболическому закону (Перцов и др., 1974)

$$\frac{h}{V_o} + \frac{h^2}{D_e} = \tau$$

расчитаны начальная скорость продвижения фронта диспергирования $V_o = 5{,}95\ 10^{-5}$ см c^{-1} и эффективный коэффициент массопереноса $D_e = 9{,}03\ 10^{-10}$ $м^{-2}$ c^{-1}, которые по порядку величины совпадает со значениями этих констант для других систем (Перцов и др., 1978).

При исследовании шлифов перекристаллизованного кремнезема под оптическим микроскопом установлено образование микросферолитовой структуры новообразованных зерен. Сферолиты состоят из скопления S-образных кристалликов тридимита в аморфном матриксе, содержащем в своем составе сульфидные включения. Хорошо заметны также микротрещины заполненные включениями сульфида железа. Микротрещины не пересекают вновьобразованных сферолитов, они в основном встречаются на периферии сферолитов, в зоне их контакта.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты проведенных экспериментов по деформации некоторых ультраосновных и основных пород рассмотрим с позиций физико-химической механики материалов - науки, созданной академиком П.А.Ребиндером (1958). В основе одного из главных разделов физико-химической механики лежит открытый академиком П.А.Ребиндером эффект адсорбционного облегчения деформации и разрушения твердых тел под действием окружающей среды (Ребиндер, 1979). Результаты экспериментальных работ, посвященных изучению влияния среды на механические свойства твердых тел различной природы, показали, что эффект Ребиндера может проявляться в трех основных формах (Лихтман и др., 1962):

- в резком снижении прочности и охрупчивания твердых тел, обусловленных облегчением зарождения и последующего распространения трещин, разрушения при деформации в присутствии сильно адсорбционно-активных сред;
- в *пластифицировании* твердых тел, которое проявляется как уменьшение предела текучести и коэффициента упрочнения при растяжении с постоянной скоростью или как ускорение ползучести при испытаниях с постоянной нагрузкой;

- в самопроизвольном диспергировании твердого тела в жидкой фазе с образованием коллоидно-дисперсной системы при очень сильном снижении удельной свободной поверхностной энергии на границе раздела конденсированных фаз.

Степень и форма проявления эффекта адсорбционного понижения прочности определяется совокупностью многочисленных, обычно взаимосвязанных факторов, которые могут быть разделены на три группы: термодинамические (прежде всего химический состав твердого тела и среды, т.е. характер межатомных взаимодействий); кинетические (условия деформирования и температура); структурные (степень дефектности твердого тела) (Ребиндер, Щукин, 1972).

Испытание горных пород на 4-х точечный изгиб в присутствии различных расплавов показало, что в исследованном интервале температур (920 - 1150°С) и скоростью деформирования ($0{,}167 c^{-1}$ - $8{,}33 \cdot 10^{-4} c^{-1}$) проявляется первая форма эффекта Ребиндера, которая в данном случае характеризуется:

- сильным снижением прочности (в 6 - 7 раз) и уменьшением деформации до разрушения (см. рис. 2, 4, 5, 6, 7 и табл.2). Незначительное уменьшение деформации до разрушения в присутствии расплавов объясняется тем, что в условиях эксперимента в отсутствии расплава изученные породы разрушаются хрупко (общая деформация значительно меньше 5%);
- преимущественно межзеренным разрушением в присутствии расплавов (см. табл. 3);
- увеличением степени снижения прочности горной породы с ростом температуры (см. рис. 7). Такое увеличение влияния расплавов на прочность горной породы связано с уменьшением вязкости расплава и уменьшением межфазной энергии на границе порода-расплав при увеличении температуры.

Для хрупкого разрушения в присутствии среды применимо уравнение Гриффитса в форме:

$$\frac{P_{тж}}{P_т} = \sqrt{\frac{\sigma_{тж}}{\sigma_т}}$$

где Р - прочность, σ - поверхностная энергия, индексы т и ж относятся к твердому телу и жидкости соответственно. Оценим величину межфазной поверхностной энергии оливинита на грани-

це с расплавами силиката свинца ($PbO : SiO_2$ =10:1), тетрабората натрия и сульфида железа (FeO 10 вес.%). Для расчета используем результаты определения прочности в присутствии вышеназванных расплавов, а величину поверхностной энергии оливинита условно примем равной поверхностной энергии грани 010 оливина 1600±300 эрг/см^2 (Cooper, Kohlstedt ,1982). Вычисленная таким способом величина межфазной энергии 30±10 эрг/см^2 для границы оливинит - расплавы может быть сравнена с косвенными данными межфазной границы силикатная порода-сульфидный расплав. Прямых данных для таких систем нет, поэтому можно в первом приближении воспользоваться данными для межфазного натяжения на границе штейн сульфидной плавки - шлак ($\sigma_{сульфид\ железа-файялит}$= 5 эрг/см^2) при уменьшении содержания оксида железа в силикатном расплаве за счет добавления оксидов магния и кальция величина межфазного натяжения возрастает до 50-60 эрг/см^2 (Ванюков, Зайцев, 1969). Для силикатного расплава свинца и расплава тетрабората натрия данных по межфазному натяжению на границе с силикатными системами, к сожалению, нет.

Сравнивая снижение прочности оливинита и долерита в присутствии расплава тетрабората натрия при одинаковой скорости деформирования, можно видеть, что степень снижения прочности оливинита (70 %) выше, чем степень снижения прочности долерита (35 %). Такое различие в степени снижения прочности, по-видимому, существует вследствие разного строения слагающих породы минералов (оливин - минерал с островковой структурой, пироксены - с цепочечной).

Установленное в экспериментах, проникновение сульфидного расплава на основе сульфида железа по границам зерен лерцолита и бронзитита с образованием жидких прослоек возможно, как уже упоминалось выше, при определенном соотношения свободной поверхностной энергии границ зерен и межфазной энергии образующейся системы (условие Гиббса-Смита). Можно предполагать, что в природе в определенном интервале температур и давлений возможно существование пород пропитанных сульфидными расплавами. С другой стороны, наличие в твердом теле жидких прослоек, как свидетельствуют экспериментальные данные, полученные на других системах (Траскин, 1981), будет оказывать значительное влияние на параметры характеризующие упругие, прочностные и вязко-пластичные свойства материала. Методические трудности работы с

сульфидными расплавами при высоких температурах затрудняют изучение такого влияния на системах порода - сульфидный расплав.

Другая форма эффекта Ребиндера, установленная для исследованных систем - самопроизвольное диспергирование аморфного кремнезема под действием сульфидноокисного расплава железа. Диспергирование кремнезема идет при очень сильном снижении поверхностной энергии за счет перехода метастабильной фазы в стабильную (тридимит). Особенностью указанного процесса является образование сферолитовой структуры перекристаллизованного материала вследствие высокой скорости процесса диспергирования.

ВЫВОДЫ

Изучение механических свойств оливинита и долерита при испытаниях на 4-х точечный изгиб в присутствии различных расплавов показало:

- расплавы различной природы (силиката свинца, $PbO:SiO_2$=10:1), тетрабората натрия, сульфидные значительно снижают прочность пород в интервале температур 900-1150°С и скоростей деформирования 0,167 c^{-1} - 8,33 10^{-4} c^{-1};
- добавки к расплавам оксидов железа (II) и (III), сульфидов железа, никеля и свинца незначительно изменяют их способность снижать прочность;
- даже при хрупком поведении пород в условиях эксперимента и в отсутствии расплавов добавление расплавов действует охрупчивающе на горные породы, т.е. мы имеем дело с проявлением эффекта Ребиндера;
- снижение прочности испытанных пород в присутствии расплавов обусловлено снижением поверхностной энергии, что подтверждается применимостью уравнения Гриффитса к исследованным системам (расчет межфазной энергии по этому уравнению дает разумное значение величины энергии для системы оливинит - сульфидный расплав);
- степень снижения прочности горных пород сильно зависит от температуры и незначительно от скорости деформирования для изученного интервала скоростей деформирования;
- снижение прочности горных пород в присутствии расплавов зависит от внутренней структуры слагающих породу минералов. Горная порода, сложенная минералами с островковой структурой, более подвержена влиянию расплавов, чем порода с минералами, обладающими цепочечным строением.

Для сульфидноокисного расплава железа (FeO 10 вес.%) в отсутствие механических напряжений установлена способность проникать по границам зерен лерцолита и бронзитита. Проведен термодинамический анализ этого явления, определена средняя скорость внедрения.

Впервые исследован процесс самопроизвольного диспергирования аморфного кремнезема под влиянием сульфидноокисного расплава при температуре 1200°С. Определены кинетические характеристики процесса.

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н.В. 1981. О двух совершенных жидкостях. - В кн.: Физ.-хим. механика и лиофильность дисперсных систем. - Киев: Наукова думка, вып. 13, с. 5-8.

Ваников А.В., Зайцев В.Я. 1969. Шлаки и штейны цветной металлургии. - М.: Металлургия, - 406 с.

Гзовский М.В. 1960. Физическая теория образования тектонических разрывов. - В кн.: Проблемы тектонофизики. - М.: Госгеолтехиздат, с. 78-96.

Йодер Х. 1979. Образование базальтовой магмы. - М.: Мир, - 238 с.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. 1971. Вода в магматических расплавах. - М.: Наука, - 267 с.

Лихтман В.И., Щукин Е.Д., Ребиндер П.А. 1962. Физико-химическая механика металлов. - М.: Изд-во АН СССР, - 304 с.

Овчаренко Ф.Д., Перцов Н.В. 1981. Коллоидная химия и физико-химическая механика земной коры. - Физ.-хим. механика и лиофильность дисперс. систем. - Вып. 13, с. 3-5.

Перцов А.В., Погосян Л.А., Сумм Б.Д., Горюнов Ю.В. 1974. Образование жидких прослоек вдоль границ зёрен в цинке в присутствии галлия. - Коллоидн. журн., 36, № 4, с. 699-704.

Перцов А.В., Траскин В.Ю., Коган Б.С. 1978. Жидкие межзёренные прослойки в геологических процессах. - В кн.: Математическое и физическое моделирование рудообразующих процессов. - М.: Мин-во геологии СССР, ВИМС, с. 43-55.

Перцов Н.В., Коган Б.С., Балашов В.Н. 1977. Модель трещинных интрузий магмы в условиях проявления эффекта адсорбционного понижения прочности горных пород. - Доклады АН СССР, 235, № 6, с. 1375-1378.
Перцов Н.В., Ребиндер П.А. 1958. О поверхностной активности жидких металлических покрытий и их влияния на прочность металлов. - Доклады АН СССР, 123, № 6, с. 1068-1070.
Ребиндер П.А. 1958. Физико-химическая механика.-М.:Знание.-64 с.
Ребиндер П.А. 1979. Избранные труды. Поверхностные явления в дисперсных системах: Физ.-хим. механика. - М.: Наука. - 382 с.
Ребиндер П.А., Щукин Е.Д. 1972. Поверхностные явления в твердых телах в процессах их деформации и разрушения. - Успехи физ. наук, 108, № 1, с. 3-42.
Срывалин И.Т., Есин О.А., Гельд И.М. 1954. Поверхностное натяжение в системе сульфидный расплав-шлак. - Труды УПИ им. С.М.Кирова, вып. 49, с. 95-102.
Траскин В.Ю. 1981. Прослойки жидкости на границах зёрен горных пород и модельных материалов. - Физ.-хим. механика и литофильность дисперс. систем. - Киев: Наукова думка, вып. 13, с. 81-91.
Фейф У., Прайс Н., Томпсон А. 1981. Флюиды в земной коре. - М.: Мир. - 436 с.
Arzi A.A. 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. - Tectonophysics, 44, p. 173-184.
Carter N.L., Ave'Lallemant H.G. 1970. Syntectonic recrystallisation of olivine and modes of flow in the upper manthle. - Geol. Soc. Am. Bull., 81, p. 2203-2220.
Cooper R.F., Kohlstedt D.L. 1982. Interfacial energies in the olivine - basalt system. - In: High pressure Res. Geophys., Tokyo, Dordrect e.a., p. 217-228.
Mc Lean W.H. 1973. Liquidus phase relations in the Me - S sistem and their applications in geology. - Econom. Geol., 68, p. 855-884.
Murrel S.A.F., Chacravarty S. 1973. Some new rheological experiments on igneous rocks at temperatureup to 1120°C. - Geophys. J. Roy. astr. Soc., 34, p. 211-250.

Paquet J., Francois P. 1980. Experimental deformation of partially melted granitic rocks at 600-900°C and 250 MPa confining pressure. - Tectonophysics, 68, p. 131-146.
Paquet J., Francois P., Nedeles A. 1981. Effect of partial melting on rocks deformation: experimental and evidences on rockd of granitic composition. - Tectonophysics, 78, p.545-565.
Timmermans M.N. 1960. The physical-chemical of binary systems.- New York, Willey, 496 p.
Van der Molen I., Paterson N.S. 1979. Experimental deformation of partially melted granite. - Contrib. Mineral. Petrol., 70, N 3, p. 229-318.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологический институт

ПРОБЛЕМЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ФИЗИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

II ЧАСТЬ

МОСКВА 1987 г.

УДК 552.164:552.5:551.73/78(575.32+575.21)

А.В.Лукьянов, В.Т.Лукьянова

СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМ В ФАНЕРОЗОЙСКИХ ТОЛЩАХ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ

В Средней Азии в зонах палеозойских и альпийских тектонических деформаций, как правило, обнаруживаются специфические ориентированные изменения пород, обусловленные стрессом. Они развиваются в породах разного возраста и в самых разных геологических и термодинамических условиях. Эти изменения имеют одни и те же особенности независимо от того, в каких породах они возникают: в неметаморфизованных, находящихся в дометаморфической стадии катагенеза[x)], в переходной к метаморфизму стадии метагенеза или в метаморфизованных породах разных фаций и ступеней метаморфизма. Стрессовые изменения бывают хорошо выражены даже в условиях начального катагенеза пород и могут быть настолько существенными, что заставляют говорить о "метаморфизме" этих пород (стресс-метаморфизме).

x) Здесь и далее катагенезом называются стадия и вместе с тем процесс (совокупность процессов) регионального постседиментационного дометаморфического преобразования пород, вызванного погружением осадочных толщ и изменением Pт-условий их существования. В советской литературе эти изменения называются также региональным эпигенезом (А.Г.Коссовская и многие другие). Наиболее глубокие и относительно более высокотемпературные изменения этого типа, которые происходят в породах при переходе их в метаморфические, относятся к стадии метагенеза. В зарубежной литературе все постседиментационные дометаморфические изменения пород, вызванные погружением, обычно называются диагенезом или поздним диагенезом (Ф.Дж.Петтиджон, Дж.Грэнсмит, Г.Винклер и др.).

Мы уже сравнивали формы проявления стресс-метаморфизма в породах, развившиеся в PT-условиях катагенеза, метагенеза, метаморфизма и при отрицательных температурах в ледниках /8,10,11/ и предлагали рассматривать стресс-метаморфизм (S-метаморфизм) как самостоятельный вид преобразования пород, обусловленный направленным давлением (стрессом) /9/. Изменения минерального состава пород, вызванные изменением PT-условий, назывались соответственно PT-метаморфизмом (термодинамо-метаморфизмом), а случаи совместного проявления PT- и S-метаморфизма - SPT-метаморфизмом.

Специальное изучение стрессовых изменений пород с учетом их общего (фонового) преобразования и четкое разграничение явлений PT-, S- и SPT-метаморфизма имеет большое значение для тектоники. Оно позволяет установить время (возраст) деформации, определить PT-условия деформации, найти тензодатчики, измерить величину деформации, выяснить соотношения между PT- и S-метаморфизмом и оценить относительную роль PT- и S-преобразований в механизме развития деформации и перераспределения минерального вещества. Основой для разграничения этих форм метаморфизма является характер преобразования структур пород и состава новообразованных минеральных ассоциаций, участвующих в создании этих структур. Имеется в виду, что в процессе PT-метаморфизма не создаются ориентированные структуры, а S-метаморфизм, осуществляясь в тех или иных PT-условиях, сам по себе не создает новых минеральных ассоциаций. Те ассоциации, которые участвуют в образовании стрессовых структур, соответствуют конкретной равновесной на момент деформации минеральной системе. При SPT-метаморфизме одновременно возникают ориентированные структуры и новые минеральные ассоциации.

В данной статье на примерах Средней Азии рассматриваются проявления стресс-метаморфизма в различных тектонических и термодинамических условиях. Стрессовые преобразования имеются здесь как в молодых неметаморфизованных, так и в более древних глубоко преобразованных и метаморфизованных толщах.[x)] Благодаря этому оказывается возможным выделить

---

x) Разбираются только низкотемпературные изменения, возникшие в PT-условиях катагенеза, метагенеза и метаморфизма низких ступеней.

стресо-метаморфизм в наиболее чистом виде, показать его различные соотношения с PT-метаморфизмом и роль в процессе деформации. Явлений чистого стресо-метаморфизма рассматриваются на примерах из мезозойско-кайнозойских осадочных толщ Южного Тянь-Шаня и Памира. Эти породы по степени постседиментационного преобразования находятся в разных стадиях катагенеза. Они испытали условия стресса разной интенсивности в зонах активных тектонических движений альпийского времени. Стресо-метаморфизм как самостоятельный вид преобразования пород (S -метаморфизм), а также развившийся одновременно с изменением минерального состава пород (SPT-метаморфизм) разбираются на примерах из палеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных толщ Южного и Северного Тянь-Шаня, преобразованных в зонах тектонических деформаций варисского возраста. Рассмотрены также примеры SPT-метаморфизма как более позднего процесса, наложенного на предварительно глубоко измененные в катагенезе и метагенезе палеозойские породы.

I. ФИЗИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМА И ЕГО СООТНОШЕНИЕ С PT-МЕТАМОРФИЗМОМ И ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ

Самостоятельность явления стресо-метаморфизма заложена в самой сущности стресса. Стресо-метаморфизм развивается в результате разрядки напряженного состояния горных пород, вызванного действием внешних сил и сопровождается тектоническими движениями, хрупкой или пластической деформацией. Разрядка может происходить в разных PT-условиях. Проявления S-метаморфизма возникают поэтому на разных этапах постседиментационного преобразования и метаморфизма пород. Самостоятельность явления стресо-метаморфизма отчетливо выявляется при анализе тензора напряжения.

Напряженное состояние горных пород в каждой точке поля напряжений характеризуется, как известно, тензором напряжения σ_{ij}. Графически его обычно изображают в виде эллипсоида напряжения. Особенности этого тензора позволяют четко определить факторы, вызывающие при метаморфизме преобразование минерального вещества - с одной стороны и структуры пород - с другой, позволяют оценить коренное различие этих факторов и связь между ними, а также выделить тот единственный, кото-

рый ответственен за формирование стрессовых текстур и структур.

Тензор напряжения[x)] имеет вид

$$\sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix}$$

Он симметричен, то есть $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$, поэтому в главных осях[xx)] все касательные напряжения обращаются в нуль, и тензор напряжения приобретает вид

$$\sigma_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{22} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33} \end{pmatrix}.$$

Сумма нормальных напряжений вдоль трех координатных осей остается постоянной независимо от ориентировки координатных осей и называется первым инвариантом тензора.

$$I_1 = \sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}$$

Используя первый инвариант, удобно рассмотреть основные особенности тензора, его слагаемые и их изменение во времени в процессе деформации.

Любой тензор напряжения может быть разложен на сумму двух тензоров: "шаровой тензор" и девиатор. Это разложение в главных осях можно записать следующим образом:

---

x) Напомним, что каждый элемент тензора (σ с двумя цифровыми индексами в матрице, состоящей из трех строк и трех столбцов) обозначает напряжение в плоскости, перпендикулярной координатной оси, обозначенной первым индексом, и направленное вдоль оси, обозначенной вторым индексом. Так, например, в первой строке записаны σ_{11}, σ_{12}, σ_{13} – напряжения в плоскости, перпендикулярной оси X_1. σ_{11} – нормальное к этой плоскости напряжение, а σ_{12} и σ_{13} – касательные напряжения в направлении осей X_2 и X_3 соответственно. Во второй и третьей строках таблицы таким же образом записаны напряжения в плоскостях, перпендикулярных осям X_2 и X_3.

xx) Если выбрать координатные оси X_1, X_2, X_3 так, чтобы они соответствовали осям эллипсоида напряжения.

$$\begin{pmatrix} \sigma_{11} & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{22} & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{1}{3}I_1 & 0 & 0 \\ 0 & \frac{1}{3}I_1 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{3}I_1 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \sigma_{11}-\frac{1}{3}I_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{22}-\frac{1}{3}I_1 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33}-\frac{1}{3}I_1 \end{pmatrix}$$

Шаровой тензор (первое слагаемое) при любой ориентировке координатных осей сохраняет свой вид, т.е. имеет постоянные и одинаковые напряжения вдоль всех трех координатных осей и не имеет касательных напряжений. По существу он является скалярной величиной и может быть полностью охарактеризован одним числом $p=1/3\ I_1$. По всем свойствам (и физическому смыслу) скалярная величина p аналогична всестороннему давлению в жидкости (или условиям всестороннего давления в толще пород).

Девиатор напряжения (второе слагаемое) сам является тензором и характеризует те отклонения от всестороннего давления, которые возникают в горной породе в результате стресса.

$$D_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{11}-\frac{1}{3}I_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{22}-\frac{1}{3}I_1 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33}-\frac{1}{3}I_1 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{11}-P & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{22}-P & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{33}-P \end{pmatrix}$$

Значения элементов девиатора изменяются в зависимости от поворота координатных осей по закону, характеризующему тензоры. Поэтому, повернув ось перпендикулярно к любой произвольно выбранной площадке, всегда можно определить величину отклонения напряжений на этой площадке от всестороннего давления. В общем случае девиатор имеет вид[x)]

$$D_{ij} = \begin{pmatrix} \sigma_{11}-P & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22}-P & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33}-P \end{pmatrix}$$

---

x) Поскольку первый инвариант девиатора равен нулю, можно найти такое положение осей, когда все нормальные напряжения будут равны нулю и девиатор напряжения примет вид

$$D_{ij} = \begin{pmatrix} 0 & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & 0 & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & 0 \end{pmatrix}$$

то есть сохранятся только касательные напряжения. Поэтому некоторые авторы при наличии девиатора напряжения говорят о наличии касательных напряжений.

Первый инвариант девиатора всегда равен нулю

$$(\sigma_{11} - P) + (\sigma_{22} - P) + (\sigma_{33} - P) = 0$$

В краткой форме разложение тензора на шаровой тензор и девиатор записывается в виде

$$\sigma_{ij} = P + D_{ij}$$

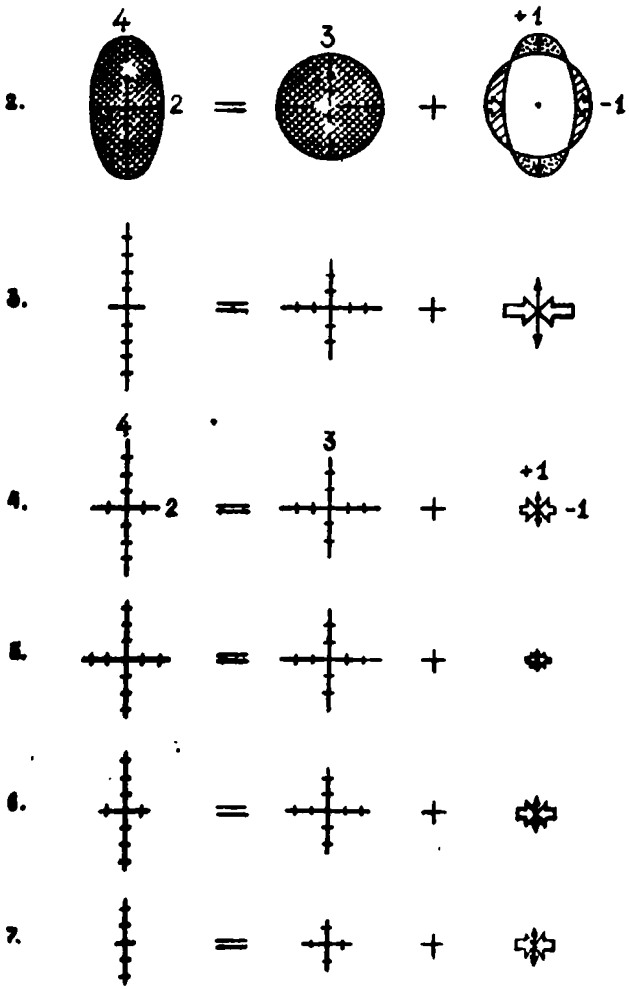
Из особенностей разложения тензора напряжения видно, что слагаемые тензора можно рассматривать как независимые величины, принципиально отличающиеся друг от друга (Рис.I). Это обстоятельство предопределяет существование двух различных видов изменения пород при метаморфизме: их минерального состава и структуры.

Первое слагаемое (P), будучи скалярной величиной, не имеет направленности и поэтому не может вызвать появления ориентированных структур. Оно является обязательной характеристикой всякой термодинамической системы (равновесной или неравновесной, находящейся в условиях стресса или нет) и может существовать неограниченно долгое время. Давление P , как и температура T , активно влияет на появление новых минеральных ассоциаций при метаморфизме. Изменение P-условий (как и T-условий) отразится изменением минерального состава пород и размеров зерен минералов. Однако структуры пород останутся изотропными.

Второе слагаемое тензора (D_{ij}) само является тензорной величиной. Направленность, ориентированность в пространстве является его неотъемлемой характеристикой. Благодаря этому именно девиатор полностью ответственен за появление ориентированных структур при метаморфизме пород.

Девиатор напряжения появляется только в условиях стресса. Он неустойчив во времени. Ненулевой девиатор несет в себе избыточную энергию, которая расходуется на деформацию пород при релаксации напряжения. При этом ненулевой девиатор постепенно уменьшается и исчезает, обращаясь в нуль (см. рис. I, схемы 3-5).

	ТЕНЗОР НАПРЯЖЕНИЯ		ШАРОВОЙ ТЕНЗОР		ДЕВИАТОР
1.	$\begin{pmatrix} 2 & 0 & 0 \\ 0 & 4 & 0 \\ 0 & 0 & 3 \end{pmatrix}$	=	$\begin{pmatrix} 3 & 0 & 0 \\ 0 & 3 & 0 \\ 0 & 0 & 3 \end{pmatrix}$	+	$\begin{pmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix}$



◁ Рис. I. Разложение тензора напряжения на ориентированную (девиатор) и неориентированную (шаровой тензор) части:

I – пример в матричной записи;

2,4 – графическое изображение того же примера в виде объемных фигур (2) и главных осей (4); предполагается, что третья ось перпендикулярна чертежу и равна радиусу шара;

3,4,5 – ряд, показывающий изменение формы эллипсоида напряжения при неизменной шаровой части и постепенно исчезающем девиаторе (при релаксации напряжения);

4,6,7 – ряд, показывающий изменение формы эллипсоида напряжения при неизменном девиаторе и постепенно снижающемся всестороннем давлении.

В обоих случаях форма и размер эллипсоида существенно изменяются. Ориентированную структуру в горной породе может создать только девиатор.

Пока существует девиатор, система находится в неравновесном состоянии. В ней идет деформация во вполне определенном направлении, формируется ориентированная, анизотропная структура породы. При перекристаллизации пород в отсутствии девиатора может возникнуть только изотропная структура. Девиатор напряжения является основным показателем стресса.

Время существования девиатора определяет характер и масштабы деформаций. Если внешняя сила действует эпизодически, возникший девиатор довольно быстро исчезает. При длительном действии внешних сил столь же длительно сохраняется девиатор напряжения. Развивается нарастающая деформация и нарастающая структурная анизотропия метаморфизующейся породы. Наблюдение природных объектов показывает, что кратковременное существование девиатора в складках и зо-

нах разрывов порождает только слабо развитые ориентированные стрессовые микроструктуры и (или) хрупкие деформации и катаклаз пород. Длительное его существование создает условия для пластической деформации и образования хорошо развитых стрессовых новообразований (например, деформаций течения в глетчерных льдах, в известняковых конгломератах тектонических покровов и др.).

Тензорная характеристика стресса выявляет глубокую разницу между PT и S-метаморфизмом. Из трех основных независимых факторов метаморфизма (температуры, давления и стресса) два первых (P и T)-величины скалярные. Они формируют новые более устойчивые в изменившихся условиях минеральные ассоциации и изотропные структуры. И только стресс (S), определяемый девиатором напряжения, приводит к образованию ориентированных структур и текстур. Процесс метаморфизма (трансформации состава и структуры пород в различных P, T и S -условиях), таким образом, естественно распадается на два независимых процесса или как бы состоит из двух частей, отличающихся действующими факторами и формами их проявления: PT -метаморфизм и S -метаморфизм (стресс--метаморфизм). Поскольку PT-условия существуют всегда, а девиатор возникает в какой-то момент, существует какое-то время, а потом исчезает, PT-метаморфизм может происходить как при стрессе, так и без него[x]. S -метаморфизм всегда развивается в каких-либо PT-условиях. В этих условиях минеральные ассоциации изменяющихся пород могут оказаться устойчивой системой, но могут стать и неустойчивой, неравновесной системой. В первом случае новые минералы не возникают. Идет только структурное преобразование пород, создаются ориентированные стрессовые структуры, образованные минералами этой устойчивой системы. Происходит S -метаморфизм.

---

[x] Однако, если нулевое значение девиатора напряжения считать равноправным с его ненулевыми значениями, то можно говорить, что стресс присутствует всегда и определяется значением девиатора напряжения (включая нулевое значение).

Во втором случае изменяется минеральный состав пород и одновременно с этим изменением преобразуется структура породы: создаются ориентированные стрессовые структуры, образованные новыми для этой системы минералами. Происходит одновременно PT-и S-метаморфизм. Стресс-метаморфизм, таким образом может развиваться как самостоятельно (S-метаморфизм), так и совместно с PT-метаморфизмом (SPT-метаморфизм). Динамический фактор при этом включает в себя давление и девиатор напряжения ($p + D_{ij}$).

Принципиальная разница между PT и S-метаморфизмом вырисовывается еще отчетливее, если рассмотреть их энергетическое обеспечение и тектоническое значение. При PT-метаморфизме энергия, необходимая для превращения одной минеральной ассоциации в другую, получается в основном за счет теплового потока[x)]. Тектонические движения для развития PT-метаморфизма не обязательны. При стресс-метаморфизме энергия, необходимая для деформации и преобразования структуры горных пород, заключена в самом напряженном состоянии пород. По мере деформации она расходуется, и одновременно осуществляется тектоническое движение. Только после этого система приходит в равновесие. Стресс-метаморфизм, таким образом, неразрывно связан с тектоническим движением (деформацией).

Фундаментальное различие PT и S-метаморфизма и проявления SPT-метаморфизма требуют их раздельного изучения.

II. СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМ В РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Как доказали наши исследования, стрессовые преобразования в породах возникают в условиях достаточно интенсивных тектонических деформаций. Они обнаруживаются в зонах мелкой приразломной складчатости, на участках развития изоклинальной складчатости и сложного чешуйчатого строения с многочисленными надвигами и взбросами, в тектонических покровах и в зонах тектонического рассланцевания разных масштабов и

---

x) Работа, обусловленная изменением объема (PdV), по-видимому, имеет второстепенное значение.

разного происхождения. Особенно отчетливо они выражены в толщах переслаивания пород с разными механическими свойствами. Формы проявления стресо-метаморфизма находятся в прямой зависимости от минерального состава пород (физико-механических свойств пород и слагающих их минералов) и интенсивности стресса. Минеральный состав стрессовых новообразований зависит от РТ-условий, в которых проявлялся стресс.

1. Стресо-метаморфизм (S-метаморфизм) в породах стадии начального, среднего и позднего (глубокого) катагенеза

Стресо-метаморфизм в наиболее чистом виде проявлен в мезозойских и кайнозойских толщах Южного Тянь-Шаня и Памира. Стрессовые изменения произошли на участках с различными тектоническими деформациями. Возраст деформаций неоген-четвертичный. Стрессовые преобразования развились как поздние, наложенные изменения в породах, уже преобразованных к этому времени катагенезом. Возраст стресо-метаморфизма, таким образом, уверенно определяется как альпийский неоген-четвертичный.

Катагенетические изменения в мезозойско-кайнозойских породах, на которые накладываются стрессовые преобразования, в общих чертах характеризуются следующими особенностями.

Во всех разрезах мезозойских и кайнозойских терригенных осадочных толщ наблюдается однотипная вертикальная зональность катагенетического преобразования. Наиболее ярко катагенетические изменения выражены в обломочных породах: в алевролитах, песчаниках и конгломератах. Преобразование пород проявлено изменениями минерального состава и структуры глинистых цементов, структуры и текстуры самих пород. В неглубоко погружавшихся или очень молодых толщах (N-Q) породы находятся в стадии начального катагенеза. Глинистые цементы в них неизмененные монтмориллонит-гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, гидрослюдистые с аллотигенным хлоритом и каолинитом. С погружением осадочных толщ в зоне среднего катагенеза монтмориллонит в цементе посте-

пенно сменяется смешаннослойными минералами монтмориллонит-гидрослюдистого и монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистого ряда, а в зоне позднего (глубокого) катагенеза - гидрослюдами и хлоритом.

Изменяется структура самих пород. Слабо сцементированные и мало уплотненные алевролиты и песчаники зоны начального катагенеза, в которых зерна только едва соприкасаются друг с другом, постепенно уплотняются. В зонах среднего и глубокого катагенеза они сменяются разновидностями с конформными и инкорпорационными сочленениями зерен. В породах появляются регенерационные кварцевые цементы с ниповидными выростами новообразованного регенерационного кварца. На месте пленок и выделений глинистых цементов формируются новообразованные гидрослюды и хлорит. В наиболее глубоко погруженных пластах рета-лейаса, перекрытых мощной до 5000-6000 м осадочной толщей, породы уплотнены особенно сильно. В песчаниках обнаруживаются кварцитовидные микроструктуры со стилолитоподобными границами соприкасающихся зерен, редкие гнездышки и пленки новообразованных гидрослюд и хлорита, изредка отдельные зерна аутигенного альбита и эпидота. По комплексу аутигенных минералов и структурным особенностям пород эти изменения являются переходными к собственно метаморфическим и характерны для зоны метагенеза.

В разрезах тектонически спокойных областей, где толщи залегают почти горизонтально или относительно слабо деформированы (Туранская плита, некоторые части Ферганской и Таджикской впадин и др.), все новообразования имеют отчетливые признаки формирования в условиях изотропного поля напряжений при участии только всестороннего давления. Новообразованный регенерационный кварц развивается во всех направлениях в сторону свободных промежутков между зернами. Чешуйки новообразованных гидрослюд в пленочных глинистых цементах располагаются цепочками вокруг обломочных зерен и беспорядочно в поровых глинистых цементах. В глубоко измененных породах гидрослюды и хлорит образуют сростки разноориентированных чешуй, розетки чешуй, нарастающие на стенки пор, и другие формы выделений.

В платформенных областях Средней Азии катагенетическая зональность изменения пород в общем коррелируется с глубиной погружения толщ. В орогенных областях степень катагенеза пород мало зависит от глубины погружения толщ в процессе осадконакопления и определяется в основном степенью орогенной переработки структуры территории и различиями в характеристике ее теплового поля. Однако в целом общий характер и последовательность преобразования (структурные изменения, аутигенные минеральные комплексы, зональность) остаются однотипными.

В тектонически нарушенных участках Тянь-Шаня и Памира в тех же мезозойско-кайнозойских породах, как правило, обнаруживаются те или иные стрессовые изменения. В Тянь-Шане они наиболее ярко проявлены в песчаниках с карбонатными цементами и в сильно песчанистых и алевритистых известняках. На Памире они прекрасно выражены также в известняковых гравелитах, в конгломератах, в оолитовых известняках и в тонкозернистых известняках с остатками фауны. Стрессовые преобразования имеются как в слабо катагенетически измененных породах, находившихся к моменту стресса в стадии начального и среднего катагенеза (Фергана), так и на стадии позднего (глубокого) катагенеза и самого раннего метагенеза (горный Тянь-Шань и Памир).

I) Наиболее слабые стрессовые преобразования обнаружены в Северной Фергане в системе приразломных складок в зоне Северо-Ферганского разлома в меловых и в палеогеновых толщах. Эти отложения образуют несколько наклонных асимметричных складок приразломного типа. Складки имеют северо-восточное простирание и размах крыльев от первых сотен метров до километра. Северо-западные крылья пологие (20-40°), юго-восточные - крутые (от 60 до 75-90°), часто запрокинутые, осложненные разрывами типа сбросов и взбросов с признаками горизонтального перемещения блоков.

Мел-палеогеновый комплекс образован здесь переслаиванием пачек мелкозернистых и крупнозернистых песчаников с прослоями гравелитов и известняков мощностью от нескольких десятков сантиметров до 10-15 м. Породы слабо литифицированы, и по степени катагенного преобразования соответ-

ствуют стадии начального-среднего и среднего катагенеза. Видимых признаков рассланцевания пород даже в крутых крыльях складок не обнаруживается. Заметна лишь довольно густая трещиноватость в песчано-гравийных прослоях под пластами-плитами известняков. Однако стрессовые преобразования пород отчетливо выражены даже в относительно некрутых (60°) крыльях складок. Наилучшим образом они проявлены в пластах крупнозернистых существенно кварцевых песчаников с базальным карбонатным тонкозернистым цементом. Почти все песчинки кварца в них катаклазированы. Цемент пород совсем не затронут катаклазом. Особенно сильно трещиноваты зерна, соприкасающиеся друг с другом. От мест их контакта внутрь зерен часто развиваются пучки слегка расходящихся трещин, а зерна, сильно сжатые между соседними зернами, оказываются иногда совсем раздробленными. Трещинки катаклаза однообразно ориентированы во всех песчинках в пределах каждого шлифа, часто бывают заполнены мелкозернистым кальцитом. Около всех песчинок на противоположных сторонах симметрично нарастают узкие (0,05-0,15 мм) каемочки новообразованного тонковолокнистого кальцита. Волокнистые агрегаты кальцита в каемках однообразно ориентированы и располагаются перпендикулярно системе трещин катаклаза.

Такие же однообразно ориентированные симметричные каемки новообразованного кальцита наблюдаются в песчанистых известняках около рассеянных зерен кварца и полевых шпатов. Песчинки свободно "плавают" в базальном тонкозернистом известковом матрикое, и катаклаз в них не развился. Однако однообразная вытянутость волокон кальцита около твердых частиц ясно свидетельствует о растяжении пластов при деформации. Интересно, что форма песчинок определяет места развития и ширину симметричных каемочек новообразованного кальцита в тенях давления. Они длиннее около выступающих в направлении растяжения пласта частей зерен.

Новообразования волокнистого кальцита в стрессовых микроструктурах, обнаруженных в крыльях складок, ориентированы в плоскости пластов в общем параллельно напластованию и вытянуты в направлении их растяжения по падению.

Аналогичные стрессовые микроструктуры возникли в крутых крыльях флексурообразных складок, образующих тектонические ступени.

2) Более интенсивные стрессовые преобразования наблюдаются в породах в областях развития изоклинальной складчатости. Один из таких примеров изучен в хребте Каратегин в бассейне правых притоков р.Сурхоб в меловых породах. Здесь меловые и палеогеновые отложения залегают в узких тектонических блоках среди метаморфических пород Гармского кристаллического массива. Толща образована переслаиванием терригенных и карбонатных пачек. Эти отложения собраны в сильно сжатые изоклинальные складки шириной в несколько десятков метров с вертикальными осевыми плоскостями. В ядерной части одной из таких складок обнажены меловые красноцветные карбонатные песчаники с примесью гравия. Они залегают почти вертикально (70-90°). В обнажении заметны признаки сланцеватости пород, проявленные некоторым уплощением галечек известняков в гравелитах и песчаниках и их растяжением вдоль шарнира складки.

Меловые породы изменены в катагенезе до стадии позднего (глубокого) катагенеза. Стрессовые микроструктуры выражены в них очень отчетливо. В общем они аналогичны описанным выше в Северной Фергане. В хрупких песчинках также наблюдаются трещинки катаклаза, залеченные кальцитом, а возле песчинок кварца, полевых шпатов и микрокварцитов - симметрично расположенные каемочки новообразованного тонковолокнистого кальцита. Однако волокнистые однообразно ориентированные агрегаты кальцита здесь уже длинные (до половины длины обломочных зерен). В образцах, взятых из шарнирной части складки, они волнистые или S-образно изогнуты из-за внутрислойных перемещений и поворотов зерен в процессе деформации.

3) Интенсивные стрессовые преобразования имеют очень широкое распространение в тектонических зонах Центрального Памира. Здесь они развились в надвиговых пластинах на участках чешуйчатого строения зон. В Акбайтальской тектонической зоне в одной из пластин в районе оая Альутек меловые красноцветные известняковые конгломераты и песчаники

вместе с подстилающими их юрскими песчаноглинистыми породами и известняками образуют относительно спокойную синклинальную складку северо-западного простирания. Северо-восточное крыло складки запрокинуто и осложнено мелкой складчатостью и межпластовыми срывами. Вся складка надвинута к югу на блок триасовых отложений.

Меловые песчаники и известняковые конгломераты Аклыутской синклинали катагенетически изменены до стадии позднего (глубокого) катагенеза. В породах нет выраженных признаков сильного сдавливания пластов. Однако в карбонатных песчаниках сжатого и запрокинутого северо-восточного крыла складки отчетливо проявлены стрессовые изменения. В тенях давления около всех песчинок кварца развиты однообразно ориентированные новообразования тонковолокнистого кальцита длиной до трети зерна. Обломочные зерна пелитоморфных известняков заметно уплощены и деформированы соседними твердыми зернами. На их вытянутых концах оформировались симметрично расположенные волокнистые агрегаты новообразованного кальцита. В монокристаллических обломках карбоната появились признаки внутризернових скольжений по спайности.

В Рушаноко-Шартокой тектонической зоне в верхнем течении р.Мургаб в надвиговой чешуе в породах кайнозоя ориентированные стрессовые микроструктуры проявлены еще более ярко. Здесь сильно сжатая синклиналь в кайнозойских толщах надвинута с запрокидыванием пластов на породы триаса. По степени катагенного преобразования минерального вещества эти породы находятся в стадии глубокого катагенеза и самого раннего метагенеза.

В неоген-палеогеновых алевро-песчаниках над надвигом наблюдается интенсивное стрессовое изменение пород. Возле всех песчинок кварца, кварцитов и других хрупких зерен развились "тени" длинноволокнистого новообразованного кальцита. Некоторые тени изогнуты. Отмечаются деформация и внутренние изменения в обломочных зернах. В известняковых песчаниках песчинки известняков уплощены до линзовидных форм. На их концах образовались волокнистые новообразования кальцита. Зерна пелитоморфных известняков иногда перекристалли-

зованы в зернистые разновидности. Глинистые обломки сильно уплощены и гидрослюдизированы, а на их концах образовались параллельно-листоватые слюдистые агрегаты. Они ориентированы так же, как новообразованный волокнистый кальцит. Вместе с тем отдельные хрупкие песчинки катаклазированы с раздвиганием фрагментов зерен в направлении общего растяжения. В самих породах в этих условиях появились внутрислойные микроразрывы, поперечные к направлению растяжения. Трещинки катаклаза в песчинках и микроразрывы пород заполнены тем же волокнистым новообразованным кальцитом, ориентированным так же, как в тенях давления около песчинок. Микроразрывы часто не имеют четких границ, и волокнистые новообразования кальцита развиваются в них поперечными зонами непосредственно среди волокнистых агрегатов теней давления. При этом волокнистые стрессовые новообразования кальцита образуют как бы "карбонатный цемент" породы с однообразно ориентированными индивидами новообразованного кальцита. В других случаях микроразрывы имеют четкие границы и выполнены однообразно ориентированными, часто однообразно же изогнутыми агрегатами новообразованного кальцита. Морфология новообразований свидетельствует о том, что микроразрывы формировались во время деформации, и растяжение пластов сопровождалось внутрислойным перемещением микроблоков вдоль плоскостей разрывов.

4) Наиболее ярко выраженные стрессовые изменения наблюдаются в породах тектонических покровов центрального Памира. Покровы Памира часто на всю их мощность вскрыты глубокими ущельями, поэтому здесь можно проследить, как изменяются текстуры и структуры различных пород при нарастании деформаций. Эти изменения мы рассмотрим на примере Чабарангского тектонического покрова.

Чабарангский покров образован слоистыми известняками, карбонатными алевро-песчаниками и туфопесчаниками с прослоями нелитоморфных известняков и известняковых гравелитов и конгломератов верхнего мела и палеогена. Мощность покровной пластины от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Породы Чабарангского покрова по степени катагенного преобразования находятся в стадии позднего (глу-

бокого) катагенеза и самого раннего метагенеза.

Признаки сильного сдавливания пород в теле покрова прекрасно видны невооруженным глазом. Особенно эффектно стрессовые изменения проявлены в известняковых конгломератах. Относительно мало деформированные пласты конгломератов верхних частей покрова книзу становятся все более раздавленными, и совершенно расплющены в его подошве. Конгломераты с первично округлой галькой известняков, глинистых, кремнистых и эффузивных пород в зонах пластической деформации превращаются в линзовидно-полосчатые тонко-полосчатые карбонатные и глинисто-карбонатные породы с угловатыми осколками кремней, эффузивных пород и др. В слоистых алевро-песчаных породах широко распространены структуры--будинаж. В глинистых алевролитах, алевро-песчаниках и аргиллитах с карбонатными пропластками часто возникают закономерно расположенные поперечные к напластованию системы внутрислойных линзовидных трещин, заполненных волокнистым кальцитом. В оолитовых известняках происходит уплощение оолитов и раковин фораминифер. При этом во многих случаях хорошо видно, что вторичные текстуры, обусловленные стрессом, развиваются в породах как согласно с напластованием, так и косо или поперек по отношению к седиментационной слоистости пород.

Стрессовые микроструктуры хорошо выражены во всех породах Чабарангского покрова. В пелитоморфных известняках типичные для условий стресса однообразно ориентированные новообразования волокнистого кальцита развиты около всех инородных включений. В алевритистых известняках они разрослись около песчинок кварца и эффузивов, в глинистых микрослоистых разностях - около линзочек, пропластков и пленок глинистого и железисто-хлоритового состава, а в более чистых от примесей известняках - даже около малых ромбиков железистого карбоната и хлопьевидных включений гидроокислов железа. Длина волокнистых стрессовых новообразований кальцита часто вдвое и втрое превышает диаметр твердых частиц, около которых они образовались. Сама масса пелитоморфного известняка не обнаруживает заметных признаков деформации. О значительном растяжении пластов известняка в покрове

можно судить лишь по изменениям в тех разновидностях, где есть разорванные и растащенные в направлении растяжения пластов твердые включения или обломки монокристаллического кальцита (криноидный детрит и др.), уплощенные в условиях стресса до тонких линз. В последнем случае хорошо видно, что уплощение обломков фауны происходит за счет внутризернового скольжения по спайности и двойникования кальцита.

В алевро-песчаниках очень широко распространены новообразования волокнистого кальцита в тенях давления около обломочных зерен. В туфопесчаниках такие же тени образованы кварц-слюдистыми и кварцевыми агрегатами[x)].

В слюдистых пачках прослои и пропластки менее пластичных пород обычно рассечены поперечными системами макро- и микротрещин отрыва. Они заполнены волокнистым кальцитом, иногда кальцитом и шестоватым кварцем, ориентированным в направлении растяжения прослоев согласно с ориентировкой волокнистого кальцита в тенях давления. В середине таких прожилков часто видна осевая линия с глинистой пленкой, иногда засоренная мелкими обломками породы.

В шлифах бывает хорошо видно, что стрессовые новообразования кальцита развились косо или поперек к первичной слоистости пород.

В грубообломочных породах в гравийных песчаниках, гравелитах и конгломератах Чабарангского покрова стрессовые микроструктуры особенно разнообразны. Из-за различия физических свойств слагающих их компонентов, формы и размеров обломочных частиц, наличия пластичных пропластков и др., в этих породах совместно развились разнообразные пластические и хрупкие деформации и соответствующие микроструктуры.

Общая ориентировка деформационных микроструктур бывает невыдержанной. Зерна и гальки пелитоморфных глинистых и алевритистых известняков уплощены или сильно сдавлены и "зате-

---

x) Развитие кварц-слюдистой ассоциации в стрессовых микроструктурах свидетельствует о развитии стресса в PT-условиях метагенеза или раннего метаморфизма и может быть интерпретировано уже как проявление PT-метаморфизма.

текают" между более твердыми зернами. На вытянутых концах обломков известняков нередко наблюдаются каймы волокнистого кальцита. Около всех твердых включений в тенях давления образовались каймы длинноволокнистого кальцита. Крупные песчинки и гравийные зерна кварца, кварцитов, эффузивных пород катаклазированы. Катаклаз, как правило, сопровождается смещением частей раздробленных зерен относительно друг друга и раздвиганием их в направлении растяжения. Величина смещения и соответственно длина стрессовых новообразований кальцита, заполняющего промежутки между осколками, нередко в несколько раз превышают первоначальный диаметр раздробленных зерен, свидетельствуя о значительном растяжении пластов в покрове.

Волокнистые агрегаты кальцита между смещенными частями зерен часто бывают однообразно изогнуты или имеют как бы многослойное строение. На самом контакте с осколками зерен ориентировка волокнистого кальцита одна, а в промежутках между осколками уже другая. В пелитоморфных известняках около песчинок часто встречаются волнистые и S-образно изогнутые тени давления. Некоторые тени имеют надлом на изгибе или как бы составлены из двух систем волокнистых агрегатов разной генерации. Случается, что тени давления около одного и того же зерна ориентированы в двух различных, иногда взаимно перпендикулярных направлениях и представляют собой две самостоятельные системы. Это, по-видимому, разновременные образования, развившиеся в условиях сложных деформаций.

К числу стрессовых образований можно отнести также микроскладки пластического течения, иногда возникающие в тонкозернистых слоистых известняках. В таких складках в тенях давления около мелких зернышек кварца также возникают стрессовые новообразования кальцита. По их ориентировке в теле складки легко установить направление максимального растяжения. В замке складки тени ориентированы перпендикулярно слоям, в крыльях - параллельно и косо к слоистости. В случае развития такой складочки возле хрупких обломков кремнистых пород или эффузивов, около зернышек кварца в пластичном известняке на контакте с твердым обломком волокнистый кальцит в тенях давления развивается уже вдоль по-

верхности этого обломка, свидетельствуя о локальном изменении поля напряжения в этой точке.

Все эти микроструктуры убедительно говорят о неоднородности и сложном характере деформации в теле покрова и в отдельных пластах, об изменении полей напряжения во времени.

Таким образом различные тектонические условия проявления стресса, его интенсивность и длительность находят различное отражение в характере и степени развития стрессовых изменений. В сравнительно простых складках при относительно небольшом и кратковременном боковом сжатии возникают только зачаточные формы ориентированных стрессовых структур. Лучше развиты проявления хрупкой стрессовой деформации. В изоклинальных сильно сжатых складках с развитием пластического течения в замковых частях стрессовые структуры проявлены больше. В микроструктурах появляются признаки внутрислойного перемещения вещества. В надвиговых пластинах, зажатых между другими блоками, где породы испытали значительный стресс и большую деформацию, стрессовые микроструктуры развились по всей массе минерального вещества. При этом структуры пластической деформации приобрели ведущее значение. Общее растяжение пластов в этих условиях, судя по отношению длины стрессовых новообразований к диаметру частиц, около которых они образовались (I:2, 2:I), по-видимому, было значительным. В тектонических покровах, где породы длительно находились в условиях интенсивного стресса, стрессовые структуры проявлены необычайно ярко. Здесь резко преобладают структуры пластической деформации. Растяжение пластов было, по-видимому, очень велико. Отношение толщины к длине раздавленных галек в конгломератах достигает I:I00 и более.

2. Стресс-метаморфизм (s-метаморфизм) в породах стадии метагенеза

Стрессовые изменения, подобные описанным из мезозойских и кайнозойских осадочных толщ, широко распространены в палеозойских породах, находящихся в стадии позднего катагенеза и метагенеза. Они хорошо развиты в красноцветных терригенных осадочных и вулканогенно-осадочных толщах континен-

тальной меденосной молассы верхнего девона-нижнего карбона Северного Тянь-Шаня . Стрессовые изменения обнаруживаются в сложно деформированных породах тектонических блоков, зажатых между жесткими глыбами, а также в зонах расслацевания вдоль систем крутопадающих тектонических нарушений, пологих надвигов и межпластовых зон скольжения. Особенно хорошо они выражены в нижних частях надвиговых чешуй и в пластинах автохтонов. Возраст деформаций варисский верхнепалеозойский.

Осадочные и вулканогенно-осадочные толщи красноцветной молассы образованы переслаиванием пачек песчано-конгломератового, глинисто-алевро-песчаного и карбонатного состава. Конгломерат-песчаные и глинистые пачки основания разреза гипсоносные, выше карбонатные. В глинисто-алевро-песчаных пачках встречаются пропластки известняков, в вулканогенно--осадочных сериях - прослои туфогенных песчаников, туфов, эффузивов. В составе обломочных пород преобладают зерна эффузивов кислого состава и хлоритизированных и кремнисто-слюдистых сланцев. В отдельных прослоях в значительном количестве содержится кварц, меньше полевых шпатов, редки слюды. В песчаниках часто встречаются пропластки с катунами глинистых пород и линзочками природных рудных шлихов, состоящих из зерен титано-магнетита, ильменита, циркона и др. В туфогенных песчаниках в большом количестве находятся осколки вулканических стекол. Цементы песчаников и алевролитов пленочные железистые; пленочные, поровые и базально-поровые глинистые хлорит-гидрослюдистые; а также кварцевые и альбитовые регенерационные и карбонатные поровые и корродирующие.

В красноцветной мелассовой толще в отдельных прослоях глинистых алевролитов, песчаников, туфопесчаников и других пород отмечаются повышенные против кларковых концентрации меди, полиметаллов, мышьяка и др., встречаются стратиформные проявления вкрапленной сульфидной медной минерализации. Это сближает ее с рудоносными пестроцветными формациями медистых песчаников Донбасса, Центрального Казахстана, Восточной Сибири и др. На участках тектонических деформаций толщи рудные тела медных проявлений принимают сложные формы, появляются гнезда сульфидов, прожилки и мелкие кварц-карбонатные жилы с сульфидами, что вызывает дискуссии по вопросам генезиса минерализации.

Стресовые изменения в породах красноцветной молассовой толщи развились как наложенные преобразования, непосредственно связанные с варисским тектогенезом. Во многих случаях легко устанавливается, что стресс-метаморфизм происходил в уже литифицированных и измененых до стадии глубокого катагенеза и метагенеза породах. В зонах деформаций в породах сохраняются более ранние катагенные новообразования и микроструктуры.

Катагенетические изменения в породах красноцветной молассовой толщи соответствуют стадии позднего (глубокого) катагенеза и метагенеза. Структуры обломочных пород сильно уплотнены. На зернах кварца развиты регенерационные кварцевые каймы, на полевых шпатах - каймы регенерации, образованные альбитом, на зернах титано-магнетита и ильменита - - каемки из лейкоксена. Регенерационные новообразования кварца разрастаются в виде шипов в межзерновые промежутки во все стороны. Новообразования альбита достраивают зерна полевых шпатов до их кристаллографических очертаний. Каймы регенерации кварца нарастают на обломочные зерна, покрытые пленками первичного железистого цемента, и на свежие зерна титано-магнетита, убедительно свидетельствуя об их катагенном образовании. Кварц и альбит в песчаниках образуют также самостоятельные зернисто-кристаллические выделения между обломочными зернами. На участках скопления обломочных зерен кварца в песчаниках сформировались кварцитовидные катагенные микроструктуры.

Породы сильно гидрослюдизированы в катагенезе-метагенезе по глинистой составляющей обломков и матрикса песчаников. Зерна эффузивных и глинистых пород превращены в кремнисто-гидрослюдистые микрозернисто-чешуйчатые агрегаты. Первично поровые и базально-поровые цементы гидрослюдизированы (серицитизированы) и хлоритизированы. Первично глинисто-хлоритовые цементы перекристаллизованы в крупночешуйчатые агрегаты хлорита, содержащие тонкую вкрапленность рутила, железистых минералов и др. В пленочных глинистых цементах новообразованные чешуйки гидрослюд (серицита) и хлорита разливаются по поверхности обломочных зерен и ориентированы вдоль нее. В поровых и базально-

-поровых цементах - в виде различно ориентированных скоплений и розеток-сростков чешуй. В гипсоносных прослоях со стяжениями гипса и карбонатов внутри стяжений появляются соответственно новообразованные кристаллы ангидрита и альбита. Одновременно в песчаниках и алевролитах появляются катагенные микропрожилки гидрослюд, хлорита, кальцита, локализованные соответственно на участках гидрослюдистых и хлоритовых цементов и внутри пропластков и диагенетических стяжений микрозернистых карбонатов.

В процессе катагенеза-метагенеза произошло частичное перераспределение железистого вещества первичных цементов. Оно концентрируется в мелких рудных зернышках, заключенных внутри пластинок новообразованного хлорита или между листочками спайности. Вокруг обломочных зерен титано-магнетита, не запечатанных катагенным регенерационным кварцем, возникли щеточки микрокристаллов новообразованных минералов титана. Кристаллики новообразованного рутила, лейкоксена и др.образовались внутри разрушенных частично выщелоченных обломочных зерен сфена. В межзерновых промежутках иногда встречаются микрогнездышки и прожилковидные выделения сульфидов меди и пирита. Все эти новообразования свидетельствуют об освобождении рудных компонентов при перекристаллизации цементов и растворении обломочных зерен в процессе катагенеза и об их перераспределении внутри преобразующихся пластов.

В зонах тектонических деформаций в породах красноцветной толщи обнаруживаются характерные для условий стресса преобразования. Они детально изучены в одном из тектонических блоков, зажатых между жесткими массивами более древних пород. Здесь красноцветная молассовая толща общей мощностью порядка 800 м образована различными по составу породами и весьма разнородна по своим физическим свойствам. Нижняя часть толщи конгломерат-песчаная гипсоносная, состоит из ритмично чередующихся пластов косослоистых конгломератов, гравелитов, песчаников и глинистых алевролитов с глинисто-гипсовым цементом. Песчаники и алевролиты содержат стяжения, линзы и пропластки ангидрито-гипсового состава. Эта часть завершается пачкой

глинистых алевролитов и карбонатных аргиллитов с пропластками мергелей, известняков и с гипсовыми, цеолит-гипсовыми и карбонатными стяжениями. Средняя часть толщи - алевро-песчаная. Она образована ритмичным переслаиванием маломощных (6-15 м) песчано-алевролитовых пачек, состоящих из красноцветных тонкослоистых горизонтально и косослоистых карбонатных песчаников, алевролитов и глинистых алевролитов и содержит тонкие пропластки темносерых глинистых алевролитов, мергелей и известняков. Верхняя часть толщи также песчано-конгломератовая, сложена чередующимися пачками карбонатных песчаников и конгломератов.

Карбонатно-терригенная красноцветная толща в тектоническом блоке образует приразломную синклинальную складку с резко изменяющимся книзу от 30 до 60-70° падением пластов в крыльях. Она осложнена многочисленными секущими диагональными разрывными нарушениями. В крыльях синклинали фиксируются мелкие складки с наклонными шарнирами, изгибы пластов по простиранию и смещения по разрывам. По падению на фоне общего относительно пологого (30-40°) залегания пород выделяются резкие перегибы пластов с крутым (до 70-90°) залеганием. На перегибах наблюдается интенсивная сосклад-чатая трещиноватость пород типа кливажной, сосредоточенная в пластах алевролитов и в алевро-глинистых прослоях, и остросекущие трещины - в песчаниках. При крутом залегании пластов зоны трещиноватости субслойные и межпластовые с многочисленными зеркалами скольжения, при пологом залегании - субслойные и резко секущие (до 35-40°). Структура блока осложнена более крупными крутыми секущими ее разрывами, сопровождающимися другими зонами трещиноватости.

Стрессовые преобразования пород в этой геологической структуре проявились главным образом развитием трещинных форм хрупкой деформации. Трещиноватость развилась в уже литифицированных породах, катагенетически измененных до стадии глубокого катагенеза и метагенеза. В крыльях различных складок, крутых и пологих, как в не нарушенных разрывами, так и в сильно трещиноватых участках в песчаниках, алевролитах и других породах наблюдаются типичные катагенные микроструктуры и новообразования (уплотнение до квар-

цитовидных микроструктуры, гидрослюды и хлорит в цементах, регенерационные выделения кварца, альбита и др.), развивавшиеся в условиях изотропного поля напряжений. И только в очень крутых сильно растянутых крыльях мелких складок, осложненных субслойной трещиноватостью с внутрислойными зонами скольжения, в породах появляются однообразно ориентированные текстуры и микроструктуры пластической деформации. В песчаниках и алевролитах они проявлены новообразованиями волокнистого кальцита в тенях давления около твердых обломочных зерен, сильно вытянутыми в направлении растяжения пластов. Такие же новообразования сформировались в тонких поперечных к растяжению трещинках внутрислойного разрыва. В местах перехода этих трещин в остросекущие или при сопряжении их с кососекущими трещинами волокнистые агрегаты кальцита уступают место зернистым, формировавшимся уже в иных динамических условиях.

Никаких признаков пластической деформации и стрессового изменения катагенных гидрослюдистых агрегатов, кварца, альбита и др. в породах не наблюдается. По-видимому, условия стресса были вызваны интенсивным относительно кратковременным сжатием, происходившим в общем при низких температурах.

Трещинообразование, сопутствующее складчатости и обусловленное стрессом, сопровождалось минерализацией трещин. Минерализованы как соскладчатые кливажные, так и секущие зоны трещиноватости. Характерно, что состав минерального выполнения трещин соответствует составу вмещающих их пород. В гипсоносных песчаниках и алевролитах нижней пачки на участках их пологого залегания широко распространены субслойные прожилки волокнистого гипса мощностью 0,5-2 см. Они развились вдоль зон расслаивания в глинистых алевролитах. В раздувах таких прожилков шириной до 10 см сформировались крупнокристаллические щетки и отдельные кристаллы ангидрита. На участках крутого залегания пластов гипса минерализованы крутые субслойные трещинки, часто с зеркалами скольжения. В них образовались прожилки волокнистого гипса мощностью до 2 см. При этом ориентировка волокнистых агрегатов гипса, расположенных обычно косо к стенкам

трещин, сохраняется постоянной независимо от изменения направления трещины в зоне трещиноватости и согласуется с общим направлением растяжения пластов в этой зоне.

В слоистых алевролитах с пластичными карбонатными пропластками и цеолит-гипсовыми и карбонатными стяжениями возникли микроскладчатость, явления мелкой поперечной трещиноватости и слабого будинирования алевритистых слойков и сложная остросекущая и субслойная трещиноватость, обусловленная различными деформационными свойствами пород. По трещинам образовались гипсовые, цеолит-гипсовые, гипсо-карбонатные и цеолит-карбонатные прожилки мощностью от долей миллиметра до I-I,5 см. Прожилки очень разнообразны по форме: прямые, волнистые, петельчатые с раздувами, коленообразно изогнутые с мелкими брекчиями вмещающей породы на изгибах и другие. В пластах с гипсовыми и цеолит-гипсовыми диагенетическими стяжениями они развились также между соседними гнездами, соединив их проводничками. Иногда они начинаются из гипсо-ангидритовых и цеолитовых гнезд, линз, пропластков, формируясь за счет их минерального вещества.

В карбонатных песчаниках и алевролитах средней части разреза, как в субслойных, так и в секущих трещинах развились исключительно кварц-кальцитовые и кальцитовые прожилки.

Характерно, что прожилки в зонах трещиноватости обычно не выходят за пределы одного слоя песчаника, алевролита, слоистого глинисто-карбонатного алевролита, часто остро выклиниваются или имеют линзовидную форму. В тонких (I см) хрупких пропластках алевролита среди пластичных слойков трещинки внутрислойного разрыва локализуются только в хрупких слойках.

Границы всех прожилков с вмещающими породами всегда резкие, чаще прямые. Иногда вдоль одной и той же трещины развиваются прожилки двух-трех генераций, но и тогда каждый из них имеет резкие прямые границы. Особенности минерализации трещин таковы, что у стенок трещин, как правило, образуются щетки мелких кристаллов тех или иных минералов, свидетельствующие о свободном росте этих минера-

лов в открытых или открывающихся полостях. В цеолит-гипсовых, карбонатных и гипсовых прожилках в зальбандах находятся соответственно щеточки кристаллов цеолита, карбонатов, гипса. В зальбандах кварц-кальцитовых прожилков образовались щетки мелких кристалликов и одиночные хорошо образованные кристаллики кварца. При этом исходной точкой роста новообразованных кристаллов кварца часто являются осколки песчинок кварца, заключенные в стенках трещин .

Состав минерализации, соответствующий составу вмещающих пород, морфология и особенности минералообразования в трещинах однозначно свидетельствуют о том, что трещиноватость и минерализация развились практически одновременно в уже литифицированных и глубоко катагенетически измененных породах. Минерализация образовалась главным образом за счет собственного вещества пород по типу формирования альпийских жил. Условия стресса и развитие хрупкой деформации, таким образом, активно способствовали перераспределению собственного минерального вещества в пластах.

3. SPT-метаморфизм на стадии катагенеза и метагенеза

Совершенно иные изменения возникают в породах в условиях стресса развивающегося одновременно с катагенезом или метагенезом, т.е. в процессе SPT-преобразований горных пород. Проявления SPT-метаморфизма рассмотрим на двух примерах: в красноцветных породах верхнего девона - нижнего карбона Киргизского хребта и в углеродисто-кремнистых сланцах силура Зеравшанского хребта.

1) <u>Красноцветные породы верхнего девона - нижнего карбона</u>. Прекрасным примером SPT-метаморфизма могут быть стрессовые преобразования пород той же красноцветной молассовой толщи в зонах интенсивного расслоцирования в восточной части Киргизского хребта. Здесь красноцветная вулканогенно-осадочная толща образована ритмичным чередованием пачек красноцветных слоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами сероцветных песчаников, глинистых алевролитов и микрозернистых известняков. Среди пес-

чаников верхней части толщи встречаются пачки туфопесчаников, туффитов и туфов кислого состава и прослои, обогащенные обломками эффузивных пород и вулканических стекол. В составе песчаников и алевролитов преобладают кварц, полевые шпаты, обломки глинистых пород, иногда - кварц-слюдистых сланцев и эффузивов. В туфогенных песчаниках много вулканических стекол. Цементы песчаников и алевролитов хлорит-гидрослюдистые поровые и альбит-кварцевые регенерационные, в некоторых разновидностях - плохо раскристаллизованные хлоритовые эпидотизированные.

Породы вулканогенно-осадочной толщи катагенетически изменены до стадии позднего катагенеза и метагенеза. На участках относительно спокойного залегания в крыльях крупных складок и в крупных моноклиналях в них наблюдаются типичные катагенные новообразования и микроструктуры, сформировавшиеся в изотропном поле напряжений. Они аналогичны описанным выше общим изменениям толщи. К числу катагенных изменений относится также сильная гидрослюдизация вулканических стекол и слабая эпидотизация зеленых первоначально, видимо, глинисто-хлоритовых цементов.

В западном борту Восточно-Киргизского прогиба в междуречьи Шомин-Кегаты вулканогенно-осадочная молассовая толща находится в зоне крупных разломов, принадлежащих Кегатинской зоне смятия. Крутое моноклинальное залегание толщи с падением на юго-восток под углом 60-70° осложнено здесь крупными надвигами, плоскости которых почти согласны с простиранием пород и более полого (35-50°) наклонены в том же направлении. В пластинах аллохтона в некоторых пластах песчаников, алевролитов и в карбонатных прослоях развились субслойные зоны рассланцевания и скольжения и разнообразные стрессовые текстуры. В породах автохтона под надвинутыми пластинами прослеживаются мощные (до 250--500 м шириной) зоны интенсивного рассланцевания, сопровождающегося серицитизацией, окварцеванием, карбонатизацией пород.

Общий характер преобразования пород следующий. В подошве надвинутых пластин и в породах автохтона в слоистых глинистых алевролитах и песчаниках, находившихся в усло-

виях сильного стресса, широко распространены явления мелкой внутрислойной складчатости и плойчатости глинистых пропластков, будинирование более плотных песчаных прослоев с образованием трещин внутрислойного разрыва и расслаивания, минерализованных кварцем и карбонатами.

В зонах рассланцевания внутри автохтона в пластах алевролитов развились полосы интенсивного кливажирования, проявленные полосами листоватых алевросланцев. Кливажные плоскости в этих полосах ориентированы под острым углом к слоистости. Вдоль них происходило интенсивное внутрислойное проскальзование, развились многочисленные зеркала скольжения. В зонах рассланцевания в глинисто-карбонатных и алевро-глинистых слоистых пачках развились разнообразные стрессовые текстуры пластической деформации пород: полосчатые и очковые из-за раздавливания пластичных слоев и будинирования более хрупких пропластков или линзовидно-полосчатые из-за внутрислойного разрыва, пластической деформации и разлинзования карбонатных и глинистых слойков. При этом произошло обособление карбонатного алевритистого и глинистого материала. Карбонатный и алевритистый материал образует сейчас тела линзочек, а глинистый материал концентрируется вдоль плоскостей внутрислойного скольжения, обтекая эти линзочки.

Во многих случаях видно, что породы подверглись очень сильному сдавливанию со значительным растяжением пластов в плоскости сланцеватости. Более хрупкие алевритистые линзочки бывают мелко раскрошены, а осколки их смещены в плоскости слоя в направлении растяжения настолько, что растяжение отдельных будин более чем в три раза превышает их первоначальные размеры. Общее растяжение пластов, судя по текстурным изменениям, было очень значительным.

В рассланцованных породах наблюдаются синкинематические поперечные трещины отрыва разной мощности, заполненные волокнистым кальцитом, шестоватым кварцем и др. Жилы и прожилки часто зигзагообразно изогнуты и разорваны, вследствие образования в условиях нарастающего пластического течения пород. Волокнистые и шестоватые агрегаты кальцита и кварца ориентированы в них поперек или косо к

стенкам трещин, согласно растяжению пластов, и развиваются от стенок внутрь трещин по синтаксиальному типу. Часто они s-образно изогнуты, что свидетельствует о повороте трещин во время их залечивания. Морфология минерального выполнения свидетельствует о синтектоническом, одновременном с расланцеванием образовании трещин и их минерализации и о длительном развитии этого процесса.

Стрессовые изменения проявлены во всех породах аллохтона и автохтона. Характер и степень развития стрессовых преобразований зависит от первоначального состава, текстуры и структуры пород и интенсивности деформаций. Состав стрессовых новообразований очевидно соответствует PT-условиям стресса. В надвиговых пластинах аллохтона в песчаниках широко распространены ориентированные стрессовые микроструктуры (с тенями давления), образованные волокнистым кальцитом при низких температурах. В зонах расланцевания в основании пластин аллохтона и особенно в автохтоне эти структуры образованы уже главным образом кварцем и слюдами, частью хлоритом. В числе стрессовых новообразований появляется эпидот. Эта минеральная ассоциация ясно свидетельствует о проявлении здесь стресса в более высокотемпературных условиях, соответствующих низкой ступени метаморфизма.

Все породы глубоко преобразованы в условиях стресса. В глинистых алевролитах и аргиллитах глинистый материал матрикса полностью превращен в гидрослюдистые и кремнисто-гидрослюдистые агрегаты. Структуры глинистых алевролитов микроочковые бласто-алевритовые с лепидобластовой структурой существенно слюдистой основной массы. В микрослюдистых разностях в шлифах часто наблюдаются микроплойчатость течения и образования типа кинкбандовых полос. Аргиллиты обычно имеют микролинзовидно-полосчатые текстуры из-за трансформации глинистого вещества в кварц-гидрослюдистые микрозернисто-чешуйчатые агрегаты и обособления кремнистого и слюдистого материала.

В алевролитах и песчаниках развились разнообразные бластовые микроструктуры. В разновидностях с малым количеством первично глинистого цемента, особенно в средне-

и крупнозернистых песчаниках, обломки гидрослюдизированных пород сильно уплощены и раздавлены. Местами они становятся гидрослюдистым цементом для более жестких зерен. Около непластичных зерен кварца, полевых шпатов и других минералов в тенях давления возникли волокнистые стрессовые новообразования кварца и серицита. "Бородки" кварц-серицитовых агрегатов часто развиваются непосредственно из неровностей поверхности обломочных зерен, что свидетельствует об их синкинематическом росте в процессе деформации без образования свободных полостей разрыва. Длина стрессовых новообразований часто превышает размер обломочных зерен, около которых они разрослись. "Бородки" обычно однообразно ориентированы и вытянуты в направлении растяжения пластов. Однако в некоторых пластах встречаются зерна с повернутыми относительно генерального направления системами стрессовых новообразований, с двумя различно ориентированными системами "бородок", в некоторых случаях - даже радиально растущие новообразования в виде "солнышек". Эти различия обусловлены, по-видимому, неоднородностью деформации.

В глинистых ныне серицитизированных и мусковитизированных песчаниках возникли типичные бластопсаммитовые микроструктуры. Тонкие ленты крупночешуйчатого слюдистого серицит-мусковитового материала отекают песчинки кварца и другие жесткие зерна, образуя сеть с почти ромбической ячейкой.

В туфогенных песчаниках и в песчаниках с глинисто-хлоритовым цементом аналогичные структуры образованы слюдами и хлоритом, среди которых часто в большом количестве встречаются зерна новообразованного эпидота. Новообразования слюд и хлорита отмечаются также на плоскостях внутрислойного скольжения и в трещинах скалывания, происходящего, как правило, по глинисто-гидрослюдистым прослоям.

Микроструктуры катаклаза в описанных зонах отмечаются редко. В карбонатно-глинистых породах с примесью песка бывают катаклазированы песчинки кварца, раздавлены линзочки алевролитов. Промежутки между раздвинутыми фрагмента-

ми бывают заполнены волокнистым кальцитом. В песчаниках встречаются трещиноватые зерна.

В карбонатно-глинистых породах и в алевролитах обычно обнаруживаются тонкие трещинки отрыва, часто микроразрывы, выполненные волокнистым кальцитом или шестоватым кварцем, иногда тем и другим вместе. Кальцит и кварц росли от стенок внутрь трещин длинными тонкими кристаллами, по-видимому, постепенно, вместе с раскрытием трещин. В процессе роста более ранний кварц иногда сменяется волокнистым кальцитом, выполняющим центральную часть трещины. В жилках иногда сохраняется средняя линия, загрязненная глинистыми частицами, по-видимому, маркирующая место разрыва. Новообразованные волокнистые агрегаты в прожилках ориентированы согласно со сланцеватостью пород, независимо от ориентировки самой трещины, поперечной или остросекущей по отношению к сланцеватости.

Все особенности стрессовых микроструктур ясно свидетельствуют о пластическом характере деформаций в зонах чешуйчатого надвигания, длительном их развитии и преобладании течения пород над хрупким разрушением (если рассматривать деформацию всей толщи в целом). Преимущественно карбонатный состав стрессовых новообразований в аллохтоне и кварц-слюдистый и хлорит-эпидотовый - в автохтоне указывает на то, что деформация происходила в различных PT-условиях. В первом случае стрессовые изменения развились в низкотемпературных условиях, где S-метаморфизм не сопровождался существенным преобразованием минерального состава пород. Во втором деформация происходила при достаточно длительно сохранявшихся стабильных условиях повышенных давлений и температур, приведших к изменению минерального состава. В этом случае мы имеем дело с типичным примером проявления стресса в PT-условиях раннего метаморфизма с одновременным развитием стрессовых и PT-преобразований породы, то есть с SPT-метаморфизмом. Судя по характеру минеральных и структурных преобразований, более высокотемпературное изменение пород в автохтоне происходило, вероятно, под пластиной мощного тектонического покрова, а более высокострессовое - в пластах отно-

сительно более компетентных пород алевритистого состава. Степень преобразования как минерального состава, так и текстуры оказалась максимальной в глинистых и тонко переслаивающихся глинисто-алевролитовых пачках и в зонах рассланцевания.

Некоторые наблюдения, касающиеся распределения медной минерализации в зонах рассланцевания тектонических пластин позволяют остановить внимание на роли процесса БРТ-метаморфизма в перераспределении рудных элементов. Рудная минерализация меденосных пачек красноцветной молассы в зонах рассланцевания претерпела существенные изменения. По наблюдениям В.М.Попова /13/ на медных рудопроявлениях, подвергшихся интенсивной деформации, послойные первично полосчатые тонковкрапленные руды в песчаниках и глинистых породах очень сильно преобразованы в процессе динамометаморфизма. В зонах рассланцевания меденосные породы сильно кливажированы и рассланцованы. В рудах появляются тонкие плойчатые текстуры. На плоскостях скольжения обнаруживаются тонкорастертые, размазанные и приполированные сульфиды. В зонах интенсивного рассланцевания широко распространен гематит, который образовался за счет гидроокислов железа красноцветных пород при динамометаморфизме. Метаморфогенные жилки альпийского типа в зонах рассланцевания (кварцевые, кварц-кальцитовые иногда с хлоритом и гипсом) обычно безрудны. Однако аналогичные жилки, пересекающие рудоносные прослои, иногда содержат выделения тех же сульфидов, что и рудные слои. На медных проявлениях, подвергшихся меньшему динамометаморфизму, прожилки, пересекающие слойки с первичной пятнистой вкрапленностью сульфидов, уже не сопровождаются рудной минерализацией.

Вместе с тем, согласно нашим наблюдениям, в меденосных песчаниках и алевролитах надвиговых пластин местами сохраняется тонкая первичная вкрапленность сульфидов меди, заключенная в обломочных зернах эффузивных пород и кварца, а также диагенетические и катагенетические выделения сульфидов. В глинистых прослойках сохраняется тонкая рудная пыль. В зонах интенсивного рассланцевания и

пластических деформаций меденосные прослойки с рудной пылью дробятся и будинируются. Между фрагментами будин формируются стрессовые новообразования волокнистого кальцита, обычно не содержащие сульфидов. В хлоритизированных глинистых цементах и в микротрещинках скалывания в хлоритизированных и серицитизированных по цементу глинистых алевролитах и песчаных прослоях появляется тонкая вкрапленность новообразованных рудных минералов. Та же минерализация изредка наблюдается в синтектонических трещинах отрыва. В зонах интенсивного рассланцевания красноцветных первоначально сильно железистых алевролитов и песчаников наблюдается обособление железистого вещества, появляются вытянутые по сланцеватости железистые грануляции, чешуйки новообразованного гематита и микропрожилки с гематитом.

Очевидно, что в тектонических зонах в условиях пластической деформации вместе с преобразованием и перераспределением вещества пород происходит перераспределение синдиагенетической рудной минерализации, особенно активное при повышенных P и T . По-видимому, трансформация глинисто-железистых, глинисто-хлорит-серицитовых катагенных цементов и глинисто-карбонатного вещества пород в хлорит-эпидот-серицитовые и кварц-серицитовые ориентированные агрегаты в условиях стресса и повышенных температур, а также растворение и перераспределение кремнистого карбонатного и рудного материала, сопровождались освобождением рудных компонентов. Они образовали самостоятельные включения между листочками новообразованного хлорита и в ближайших трещинках скалывания. Часть рудного вещества вместе с поровыми растворами переместилась в трещины внутрислойного разрыва, открывавшиеся при деформации. Наблюдения над соотношениями стрессовых микроструктур и рудной минерализации могут быть очень полезными при выяснении генезиса руд.

2) <u>Углеродисто-кремнистые сланцы силура</u>. Другой интересный пример SPT-метаморфизма и перераспределения минерального вещества в условиях стресса представляет собой преобразование углеродисто-кремнистых сланцев в зонах рассланцевания Зеравшанского хребта. В среднем течении р.Зе-

равшан черные углеродисто-кремнистые сланцы с остатками граптолитов образуют несколько маломощных (10-15 м) пачек внутри сложно дислоцированной зелено-серой песчано-сланцевой толщи силура. Породы смяты в мелкие резкие до изоклинальных наклонные складки, осложненные серией узких крутых субслойных зон расслацевания.

Одна из пачек черных сланцев залегает в крутом (50°) крыле сильно сжатой синклинали, осложенном круто падающей (до 90°) зоной расслацевания шириной 50-150 м. Она сечет под острым углом крыло складки и наклонена в сторону падения пластов. В зону расслацевания последовательно вовлекаются доломиты и песчаники подстилающих пластов, а затем пачка черных углеродисто-кремнистых сланцев и зелено-серые сланцы покрывающих пластов.

На участках, не затронутых расслацеванием, углеродисто-кремнистые сланцы представляют собой микрозернистые породы кремнисто-углеродистого состава, сильно углеродистые, с хорошо выраженной тонкой слоистостью. Под микроскопом это микрозернистый кремнистый агрегат с обильной вкрапленностью равномерно рассеянного тонкодисперсного углеродистого вещества, количество которого в отдельных микропрослоях меняется, обусловливая тонкую слоистость пород. В составе углеродистого вещества имеются графитоподобные компоненты и битумоиды. Углеродистые сланцы отличаются повышенными против кларковых содержаниями ванадия, молибдена, меди, свинца, цинка, бария и других элементов. В них встречается тонкая вкрапленность сульфидов.

Пачки углеродисто-кремнистых сланцев содержат тонкие (1-5 см) пропластки черных алевролитов, тонкозернистых доломитизированных и кремнистых известняков.

В зоне расслацевания углеродисто-кремнистые сланцы интенсивно разлистованы, пропластки известняков и алевролитов будинированы. На участках наиболее сильного расслацевания они приобрели вторичные полосчатые и линзовидно-полосчатые текстуры, возникшие вследствие сильного сдавливания пачки и внутрислойного скольжения по углеродистым пропласткам. В раздавленных углеродистых пачках чередуются пропластки тонколистоватых черных сланцев мощно-

стью I-2 см, цепочки линзочек-будин алевролитов и кремнистых доломитов и тонкие (до нескольких миллиметров) полоски черного блестящего и матового углеродистого вещества, по которым происходило скольжение.

Рассланцованные породы рассечены двумя системами маломощных (0,5-10 см) кварцевых жил и прожилков: линзовидных, развивавшихся в плоскости рассланцевания по трещинам сланцеватости и расслоения, обычно раздробленных, и поперечных к ним более тонких жилок с вкраплениями сульфидов и антракосолита, также раздробленных.

В углеродисто-кремнистых сланцах в условиях стресса произошла перекристаллизация кремнистого материала и очищение его от углеродистой примеси. Возникли сложные стрессовые микроструктуры, обусловленные закономерным распределением новообразованных агрегатов кварца и освобожденного углеродистого вещества. Вследствие концентрации графитоподобного углеродистого вещества вдоль плоскостей скольжения образовалась тонкая вторичная полосчатость. Между полосами углеродистого вещества в существенно кремнистых участках развились определенные сочетания стрессовых кварц-углеродистых новообразований. При этом произошло разобщение кремнистого и углеродистого вещества с образованием поперечных к растяжению микрозон (в доли миллиметра шириной), сложенных тонковолокнистым кварцем, и полосок графитоподобного углеродистого вещества (образовались микроструктуры "рябчик"). В местах разрядки напряжений в более крупных внутриплойных разрывах возникли своеобразные углеродисто-кремнистые новообразования колломорфного облика и зонального строения, состоящие из кварца и углеродистого вещества битумного ряда. Размер таких выделений от долей миллиметра до I-2, иногда до 5-10 мм. Они имеют форму коротких прожилковидных гнезд, оферолитоподобных и друзовидных образований, зональных почковидных выделений с микродрузами кварца между ними. В зональных новообразованиях чередуются светлые существенно кремнистые зонки и темные зонки, в той или иной степени обогащенные битумоидами (керитоидами, антракосолитом). При этом бурые керитоиды прокрашивают зонки, более ранние по времени образо-

вания. Антраксолиты образуют поздние зонки и самостоятельные сферические выделения. В центральных частях микродруз прозрачного кварца между почками зонального строения локализуются, как остаточные, выделения твердых битумов - антраксолитов. Выделения антраксолитов заполнили также микрозанорыши в метаморфогенных кварцевых жилках альпийского типа.

При деформации произошло перераспределение рассеянных рудных компонентов. Они сконцентрировались в графитоподобном веществе и в антраксолите. В синтектонических метаморфогенных кварцевых жилках появились сульфиды.

Состав и морфология стрессовых новообразований, возникших в углеродисто-кремнистых сланцах, свидетельствует о медленном синкинематическом их развитии в условиях повышенной температуры и давления. Благодаря этому оказалась возможной пластическая деформация, перекристаллизация и переотложение кварца, происходящая только в высокотемпературных условиях, графитизация и природный крекинг углеродистых веществ и сопутствующее им перераспределение рудных элементов.

4. Проявления SPT-метаморфизма низкой ступени, как позднего наложенного процесса

Явления достаточно интенсивного SPT-метаморфизма, непосредственно связанного с условиями стресса и развивающегося, по-видимому, в уже измененных в катагенезе породах, описывались в нескольких работах /7,15-17/. Они могут служить примерами наложенного SPT-метаморфизма.

В Ферганском хребте /16/ породы песчано-сланцевой толщи ордовика-силура изменены в катагенезе до стадии глубокого катагенеза - начального метагенеза. Степень катагенеза пород увеличивается сверху вниз по разрезу. В породах ордовика отмечается еще более глубокое катагенное преобразование. Однако в ядерной части крупной запрокинутой синклинальной складки под крутым надвигом наблюдается обратная зональность изменения пород. Более молодые породы силура, залегающие близ разлома, преобразованы до стадии начального метаморфизма. Аутигенные минеральные ассоциации этих пород соответствуют низкой ступени метаморфизма. В составе

аутигенного комплекса установлены альбит, хлорит, эпидот, амфиболы. При удалении от зоны надвига степень метаморфизма пород быстро убывает, и более древние толщи в лежачем крыле складки оказываются преобразованными значительно меньше, чем более молодые в ее приразломной части.

Глубокое преобразование пород до стадии начального метаморфизма отмечается также в тектонических зонах в нижне- и среднепалеозойских песчано-алевролитовых толщах Алайского хребта, в Северной и Восточной Фергане и в Зеравшано-Гиссарской области /5,17/. Здесь в сложно построенных складчатых структурах, осложненных зонами регионального кливажа, надвигами и шарьяжами, породы в общем изменены до стадии метагенеза. Вместе с тем в ядерных частях сильно сжатых синклинальных складок и в надвиговых пластинах как среди силурийских, так и в среднепалеозойских толщах обнаруживаются метаморфические породы зеленосланцевых фаций. Степень общего преобразования пород в структурах с метаморфическими сланцами, как правило, заметно выше, чем в одновозрастных породах смежных областей вне этих структур. При этом в пределах крутых синклинальных складок степень преобразования пород относительно небольшая (катагенез, начальный метагенез). Но в направлении к осевой части складок она увеличивается до глубокого метагенеза и зеленосланцевого метаморфизма. В тектонических пластинах степень метаморфизма пород независимо от возраста толщ быстро возрастает сверху вниз по разрезам. Характерными для измененных пород являются минеральные ассоциации: кварц-слюда-хлорит-карбонаты, альбит-эпидот-актинолит-карбонаты. В некоторых разновидностях встречаются биотит, голубоватый актинолит, кроссит, а также лавсонит, пумпеллит, пренит, стильпномелан - минералы, типичные для фаций низкой ступени метаморфизма. В осадочных метаморфизованных породах исчезают первичные седиментационные признаки, появляется кристаллизационная сланцеватость. Предполагается /17/, что метаморфизм пород развивался как синтектонический процесс под действием стресса в связи со среднепалеозойским складкообразованием и горизонтальными перемещениями масс в условиях относительно невысоких температур и "сверхдавления". Ведущая

роль в преобразовании пород отводится горизонтальным движениям.

Локальное глубокое преобразование пород до стадии зеленосланцевого метаморфизма, вызванное условиями стресса, установлено также в Зеравшано-Гиссарской области в сложной покровно-чешуйчатой герцинской структуре Фанских гор /7/. Здесь вулканогенно-осадочные песчано-сланцевые толщи силура и среднего палеозоя изменены в общем до стадии метагенеза, а в зонах рассланцевания вдоль плоскостей шарьирования они превращены в метаморфические кварц-серицит-хлоритовые и кварц-серицит-альбитовые сланцы. Метаморфические сланцы, известные в литературе под названием "ягнобские сланцы", образовались по породам разного возраста. Степень метаморфизма и мощность захваченных им толщ меняется в зависимости от геологической позиции пород. В относительно маломощных верхних чешуях тектонических покровов изменение пород относительно невелико и развивается главным образом в базальных частях покровных пластин в пределах десятков метров. В тектонических пластинах, перекрытых мощными покровами, степень метаморфизма пород резко увеличивается. В метаморфические сланцы превращаются не только породы нижних частей самого покрова, но и подстилающих его пластин. Местами метаморфизм развился на всю их мощность в интервалах, измеряемых многими сотнями метров. Степень метаморфизма пород находится в прямой зависимости от интенсивности рассланцевания в зонах шарьирования. Преобразование осадочных пород до фаций низкой ступени метаморфизма тесно связано с формированием герцинской средне-верхне-палеозойской покровно-чешуйчатой структуры области и является отчетливо наложенным по отношению к предварительно измененным до метагенеза породам.

Пример еще более глубокого локального преобразования пород, связанного с деформациями в зонах разломов, описан для зоны разлома "линии Николаева" в среднем течении р.Нарын /15/. Здесь в условиях сильного сжатия и горизонтального перемещения блоков до стадии зеленосланцевых и амфиболитовых фаций метаморфизма в одинаковой степени изменены протерозойские и верхнепалеозойские толщи. Вне зоны

разлома те же породы находятся в стадии глубокого катагенеза и метагенеза.

Трудно согласиться с представлениями авторов работ /7.15/, что преобразование пород в описанных геологических условиях вызвано только влиянием давления и особенно горизонтальных перемещений масс. По всей вероятности во всех описанных случаях стрессовые преобразования развивались в условиях повышенных температур и давления. Об этом однозначно свидетельствуют минеральные ассоциации низких ступеней метаморфизма, которые образовались в условиях стресса. Думается, что в Фанских горах и в некоторых других областях стрессовые изменения происходили на довольно значительных глубинах, уже в PT-условиях метаморфизма. Возможно, что именно здесь и зарождались плоскости шарьирования и отсюда, благодаря пластической деформации и преобразованию минерального вещества пород, выдавливались тектонические пластины. Не исключено, однако, что стрессовые преобразования происходили в породах только тогда, когда они в результате образования сложных многослойных тектонических структур и увеличения общей нагрузки попадали в PT-условия низкой ступени метаморфизма. В таком случае метаморфическое изменение пород является вариантом постинверсионного метаморфизма погружения. Либо следует допускать, что повышение температуры и давления вызвано механическими движениями при покровообразовании. Более определенный ответ на вопрос о соотношении метаморфизма и деформации могли бы дать детальные геологические наблюдения, касающиеся характера и закономерностей распространения метаморфических преобразований горизонтов в конкретных тектонических структурах, особенно в многослойных покровно-чешуйчатых. Известные пока факты говорят только о том, что проявления ЯРТ -метаморфизма во всех случаях являются относительно поздними образованиями, связанными с герцинскими тектоническими движениями. Они развились как наложенные на предварительно уже измененные в катагенезе породы и происходили в условиях стресса при повышенных P и T . Обнаружение вертикальной зональности метаморфизма, свойственной погружающимся толщам, или, наоборот, повышенного метаморфизма в пластически деформи-

рованных горизонтах независимо от их положения в вертикальных разрезах могли бы дать интересный материал для обсуждения.

В тех случаях, когда метаморфизм низких ступеней развивался в зонах разломов /I5,I6/, он безусловно мог быть вызван подтоком тепла из земных недр по разломам, как и предполагал К.С.Сагандыков с соавторами /I5/. В этих случаях он является типичным при ом SPT -метаморфизма тектонических зон (термо-динамометаморфизмом, зональным метаморфизмом, по Добрецову, Бакирову, Сагандыкову и др.).

Ш. О ТЕРМИНАХ S-МЕТАМОРФИЗМ (СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМ) И SPT -МЕТАМОРФИЗМ (ТЕРМОДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ В УСЛОВИЯХ СТРЕССА)

В начале нашей статьи говорилось, что для обозначения преобразований пород в условиях стресса, происходящих без изменения их минерального состава и выраженных только преобразованием структуры, мы предлагали термин S -метаморфизм (стресс-метаморфизм). Соответственно преобразования, происходящие при стрессе одновременно с изменением их минерального состава, обусловленным PT -условиями, т.е. PT -преобразования в условиях или при участии стресса, назывались SPT-метаморфизмом (термодинамометаморфизмом в условиях стресса). Эти преобразования включают в себя как изменение минерального состава породы, так и формирование ориентированной структуры.

Как известно, феномены S -метаморфизма и SPT -метаморфизма именуются обыкновенно динамометаморфизмом и термодинамометаморфизмом соответственно /3.4,I4/. Однако в связи с активным развитием термодинамического подхода к метаморфизму термин "динамометаморфизм" постепенно стал терять свою первоначальную определенность и самостоятельность и все чаще стал употребляться для обозначения явлений механического преобразования горных пород /I2/. Вместе с тем явления динамометаморфизма, сопровождающие региональный метаморфизм, оказались целиком включенными в термин метаморфизм вообще и региональный метаморфизм в частности. При этом из

характеристики динамических условий при региональном динамометаморфизме полностью исчезла главная их особенность - направленность динамического воздействия. Осталось лишь давление. Одновременно возникло новое фундаментальное понятие термодинамометаморфизма, т.е. метаморфизма в определенных термодинамических условиях (PT-условиях), динамическая часть которых тоже целиком исчерпывается давлением, не оставляя места стрессу.

Попытка все же как-то отразить в терминах участие стресса в региональном метаморфизме и высокотемпературном метаморфизме тектонических зон привела к употреблению терминов "региональный термодинамометаморфизм" или "термо-динамометаморфизм" /I,2/,"динамотермальный метаморфизм" /6/, "термодинамометаморфизм" /I4/.Возник таким образом термин, близкий по звучанию "термодинамометаморфизму", т.е. метаморфизму вообще, имеющему другой смысл и не учитывающему ни условий стресса, ни образования ориентированных структур и текстур пород.

С введением нового термина возникла новая неясность: в каких же случаях следует употреблять термин "динамометаморфизм", а в каких - "термодинамометаморфизм", если речь идет о тектонических зонах, где преобразование происходит как при пониженных, так и при повышенных температурах и часто сопровождается преобразованием минерального состава пород - как прогрессивным, так и регрессивным. С другой стороны, при региональном метаморфизме, вообще говоря, условия стресса возникают не всегда, но они могут сложиться - и не только в PT-условиях низких ступеней метаморфизма, где обычно обнаруживаются, но и в различных фациях более высоких ступеней метаморфизма. Таким образом, динамические условия регионального метаморфизма очень разнообразны. Новый термин, как и термин "динамометаморфизм" по прежнему совершенно не отразил физическую сущность динамической составляющей, которая заключается именно в направленности напряженного состояния, анизотропности поля напряжений, в которых происходит метаморфизм горных пород, т.е. в самих условиях стресса.

Вместе с тем, хорошо известно, что те или иные (ориентированные и не ориентированные структурные преобразования пород происходят в самых различных термодинамических условиях. Ориентированные, стрессовые изменения структуры, как мы видели также совершаются в разных PT-условиях. Именно эти преобразования (S и SPT-метаморфизм) непосредственно связаны с тектоническими деформациями. Поэтому развернутая характеристика динамических условий преобразования пород имеет первостепенное значение в определении типа метаморфизма (происходящего либо при участии стресса, либо без него). Она безусловно должна найти отражение в характеристике соответствующих явлений и приобрести значение вполне определенного понятия. Учитывая все эти обстоятельства, мы предложили четко разграничить две ветви или составные части преобразования пород: I) вызванные изменением PT-условий (минеральные и структурные преобразования в изотропных полях напряжений при всестороннем давлении) и 2)вызванные стрессом (преобразование структуры и текстуры пород в анизотропных полях), назвав их соответственно PT-метаморфизмом (термодинамический метаморфизмом, термодинамо-метаморфизмом) и S-метаморфизмом (стресс-метаморфизмом). Критерием их разграничения является тип новообразованных текстур и структур пород: массивных с разноориентированными индивидами микроструктуры - в изотропных полях PT-метаморфизма, и сланцеватых, полосчатых, линейных с однообразно ориентированными индивидами новообразований и катаклаза в стрессовых микроструктурах - в анизотропных полях S-метаморфизма. В соответствии с этим PT-метаморфизм (термодинамо-метаморфизм) пород, происходивший в анизотропных условиях стресса (S), является SPT-метаморфизмом. Стрессовые микроструктуры в этом случае состоят из новообразованных минеральных ассоциаций, свойственных данным PT-условиям.

При таком разделении процессы катагенеза, метагенеза, метаморфизма погружения, а также контактового метаморфизма, обычно являются PT-метаморфизмом и лишь в некоторых случаях SPT-метаморфизмом. Региональный метаморфизм (термодинамометаморфизм, по Ревердатто и др. /I4/, региональный

термо-динамометаморфизм, по Винклеру /2/ это, как правило, SPT-метаморфизм, происходящий при достаточно высоких температурах, разном давлении, стрессе и участии летучих компонентов. Локальный метаморфизм в тектонических зонах (динамометаморфизм, дислокационный метаморфизм) это либо S-метаморфизм (милониты, катаклазиты, сланцы разных видов, пластически деформированные породы без изменения минерального состава при деформации), либо SPT-метаморфизм (то же, но с изменением минерального состава). Таким образом реальный метаморфизм в большинстве случаев является SPT-метаморфизмом. Однако и в нем всегда можно выделить две независимые, хотя и взаимовлияющие, компоненты: S-компоненту и PT-компоненту. Каждая из них может быть проявлена с разной степенью отчетливости от едва заметной до ярко выраженной. Степень преобразования минеральных ассоциаций определяет степень PT-метаморфизма. Степень ориентированности новообразованной структуры определяет степень S-метаморфизма. Следовательно, реальный метаморфизм и его степень не могут быть охарактеризованы только одной величиной. Для достаточно полного описания метаморфизма необходимо охарактеризовать две независимые величины: степень S-метаморфизма и степень PT-метаморфизма.

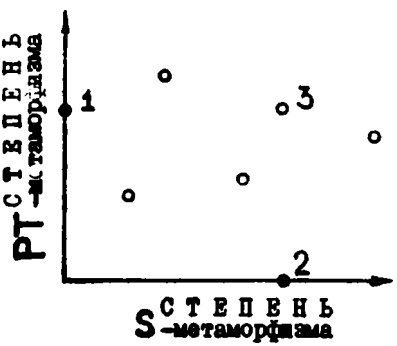


Рис. 2.

Если эти величины отложить по двум координатным осям, то множество точек на плоскости между этими осями будет представлять все многообразие типов метаморфической преобразованности горной породы, причем каждая точка будет полностью охарактеризована двумя координатами (Рис.2). Для количественной характеристики степени PT-метаморфизма можно использовать отношение объема, занятого новыми минеральными ассоциациями к общему объему породы. Степень S-метаморфизма можно охарактеризовать степенью анизотропности струк-

туры или величиной деформации породы, так как последняя величина неразрывно связана со стресо-метаморфизмом. Из рассмотрения рис. 2, ясно, что реальный метаморфизм будет чистым PT-метаморфизмом либо S-метаморфизмом лишь в том случае, когда соответствующие ему точки лежат на координатных осях (точки I и 2). Это сравнительно редкие частные случаи метаморфизма. Все остальные точки характеризуют разные проявления SPT-метаморфизма. Так например, точка 3 соответствует такому SPT--метаморфизму, при котором степень преобразования минерального состава горной породы соответствует PT-метаморфизму в точке I, а степень ее метаморфической анизотропности (и деформации) соответствует S-метаморфизму в точке 2.

Степень SPT-метаморфизма характеризует переработанность вещества и структуры горной породы с количественной стороны. Эта величина особенно важна для оценки тектонических движений. Однако она не отражает той специфики минеральных и структурных преобразований, которая зависит от величин температуры, давления и стресса, в которых осуществляется метаморфизм. Эта специфика нуждается в качественной характеристике и может быть описана при помощи ступеней SPT-метаморфизма. Широко используемые при термодинамическом подходе к метаморфизму ступени и фации метаморфизма хорошо характеризуют его PT-компоненту. Однако ступени SPT-метаморфизма нуждаются, как и его степень, в двухмерной характеристике и должны быть дополнены качественным описанием S-компоненты.

Ступени стресо-метаморфизма могут быть подразделены в первом приближении на примитивную, низкую и высокую. Все они характеризуются величиной стресса во время деформации. На примитивной ступени стресс невелик и способен вызвать лишь медленную пластическую деформацию породы за счет ее ползучести. На низкой ступени преобладает пластическая деформация, но в отдельных зернах и прослоях стресс достигает предела прочности, приводя к образованию трещин и катаклаза. На высокой ступени стресс настолько велик, что катаклаз и трещинообразование при деформации преобладают. Таким образом стресо-метаморфизм на разных ступенях проявляется в качественно различных формах и приводит к значительно различающимся структурам и текстурам деформированной породы.

Используя ступени PT-метаморфизма в столь же схематичном первом приближении, можно представить ступени ЯPT-метаморфизма в следующем виде (Рис. 3). Здесь высокая и низкая ступени PT-метаморфизма использованы в общепринятом значении, а к примитивной ступени отнесены явления катагенеза и метагенеза, которые большинством авторов рассматриваются вне пределов метаморфизма. Однако эти явления явно продолжают ряд ступеней PT-метаморфизма в наиболее низкотемпературной области и, хотя большинство минералов на этой ступени сохраняет стабильность, а существенным преобразованиям подвергаются, в основном, органическое вещество и глины, представляется целесообразным не исключать эти преобразования из ЯPT-метаморфизма. Это тем более целесообразно, что в зоне катагенеза и метагенеза S-компонента метаморфизма отчетливо проявляется во всех ступенях. Рассмотренные выше примеры S-метаморфизма и ЯPT-метаморфизма относятся к ступеням, расположенным в заштрихованной полосе на рис. 3. Ступени ЯPT-метаморфизма на рис. 3 пронумерованы двухзначными индексами, первый из которых характеризует ступень PT-метаморфизма, а второй – ступень S-метаморфизма. При детальных работах возможны значительно более дробные градации ступеней ЯPT-метаморфизма.

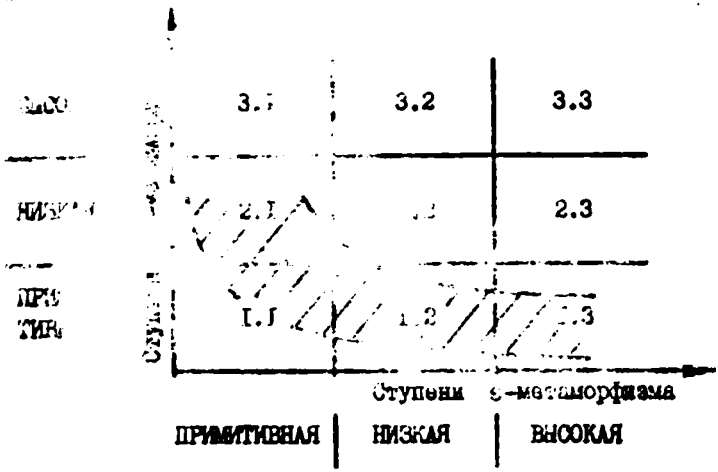


Рис. 3

Мы подробно остановились на принципах выделения степени и ступеней SPT-метаморфизма, чтобы показать, что понятия S-метаморфизм, PT-метаморфизм и SPT-метаморфизм могут внести четкость в описание метаморфических преобразований горных пород. Термин "стресс-метаморфизм" имеет ряд преимуществ перед термином "динамометаморфизм". В отличие от динамометаморфизма он акцентирует внимание на стрессовой составляющей динамического воздействия на породу и четко определяет анизотропность поля напряжения, в котором происходит преобразование пород, подчеркивает наличие тех или иных стрессовых преобразований структуры вплоть до полной потери первичных признаков. Этот термин пригоден для обозначения только структурных (S-метаморфизм) или одновременных минеральных и структурных преобразований (SPT-метаморфизм), которые происходят в породах в условиях стресса как на этапе низкотемпературных изменений стадии катагенеза и метагенеза, так и в более высокотемпературных процессах метаморфизма. Существенным отличием термина "стресс-метаморфизм" от "динамометаморфизма","термодинамометаморфизма" и других является то, что он характеризует стрессовую компоненту (стрессовую координату на рис.2 и 3) реального метаморфизма, присутствующую во всех его разновидностях, а не некоторую конкретную разновидность метаморфизма.

В ряде случаев явления стрессо-метаморфизма и SPT-метаморфизма могут быть определены как самостоятельные процессы, наложенные на уже измененные в катагенезе или метаморфизме породы. Использование термина "стресс-метаморфизма" позволяет охарактеризовать существо преобразования пород сразу в двух аспектах: с точки зрения типа поля напряжения, в котором происходило их изменение (изотропного или анизотропного - по особенностям текстур и структур пород) и термодинамических условий преобразования (по минеральным ассоциациям, образующим стрессовые структуры). Соотношение стрессовых изменений минерального состава и структуры пород с минеральными ассоциациями и структурами соответствующих не измененных стрессом пород позволяет определить время стрессового преобразования, происходившего одновременно с общим PT-преобразованием породы или в виде наложенного более позднего процесса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В фанерозойских толщах Тянь-Шаня и Памира отчетливо фиксируются проявления S-метаморфизма и SPT-метаморфизма. Стрессовые преобразования хорошо проявлены в породах разного геологического возраста. Они развиваются независимо от степени дострессового изменения пород и возникают на любой стадии их катагенетического или более глубокого преобразования. Стрессовые изменения хорошо выражены как в совершенно неметаморфизованных породах мезозоя и кайнозоя, находящихся в начальных стадиях катагенеза, так и в глубоко преобразованных до метагенеза породах нижнего палеозоя и протерозоя. Общий характер стрессовых преобразований в породах разного возраста однотипен. Он не зависит от характера дострессового изменения и PT-условий проявления стресса, что подтверждает существование стресс-метаморфизма в природе как самостоятельного вида преобразования пород.

Стресс-метаморфизм - это всегда синтектонические структурные изменения пород, которые происходят в различных PT -условиях. В зависимости от PT-условий они не сопровождаются (S -метаморфизм) или сопровождаются (SPT-метаморфизм) изменениями исходного минерального состава пород. Характер деформации пород и степень развития стрессовых микроструктур находятся в прямой зависимости от интенсивности стресса и физических свойств пород и определяются величиной и временем существования девиатора напряжений.

Синтектонические явления стресс-метаморфизма могут возникать как первичные, развивающиеся одновременно с общим преобразованием пород, или как вторичные, более поздние изменения, наложенные на ранее уже измененные какими-либо процессами породы. Тип стрессовых изменений (S -или SPT-метаморфизм), время его проявления (первичный или вторичный, постинверсионный процесс) и морфологическая разновидность (пластическая или хрупкая) легко определяются по геологическим условиям проявления, морфологии стрессовых микроструктур, минеральному составу стрессовых новообразований и по соотношению с более ранними аутигенными (катагенетическими и метаморфическими) новообразованиями в тех же толщах, находящихся вне условий стресса. Если стрессовые новообразования идентичны аутигенным минеральным комплексам в толщах вне стресса, мы скорее всего имеем дело

с первичным синтектоническим SPT-метаморфизмом. Когда стрессовые микроструктуры образованы резко отличными более низкотемпературными или, наоборот, более высокотемпературными минеральными ассоциациями, развившимися именно в связи со стрессом, они являются вторичным, наложенным явлением SPT-метаморфизма.

В процессах стресс-метаморфизма одновременно с преобразованием минерального вещества пород (перекристаллизацией минералов, растворением и переотложением отдельных компонентов, новообразованием слюд, хлорита и др.) происходит освобождение его от различных примесей, как механических, так и кристаллизационных. Это способствует выходу в межзерновые промежутки и поступлению в поровые растворы ряда подвижных компонентов : органических веществ, некоторых рудных элементов и др., что дает материал для образования их вторичных концентраций.

Специальное изучение проявлений стресс-метаморфизма на макро и микроуровне позволяет выявить формы проявления деформаций, выяснить механизмы деформаций разных видов, оценить величину деформаций, выяснить взаимосвязи между тектоническими деформациями и PT-метаморфизмом, их взаимное влияние. Изучение пространственных и возрастных соотношений между стрессовыми новообразованиями и аутигенными минеральными комплексами в неметаморфизованных и слабо метаморфизованных породах дает возможность вполне достоверно оценить относительное время развития стрессовых изменений. Можно оценить также относительную роль стресса и PT-условий в метаморфическом преобразовании пород, находящихся в той или иной геологической обстановке (в складках, покровах и др.). Анализируя распределение стресс-метаморфизма на больших площадях, в конечном счете можно понять, где и в какой термодинамической обстановке возникают условия для перемещения крупных геологических тел: покровов, шарьяжных пластин, гигантских блоков и т.д.

Детальное изучение проявлений стресс-метаморфизма в рудоносных осадочных и вулканогенно-осадочных толщах (явлений перекристаллизации вещества и освобождения минералов от примесей, форм и закономерностей локализации вторичных рудных скоплений и их соотношений с более ранними катагенными новообра-

зованиями и структурами) безусловно поможет выяснить генезис многих стратиформных месторождений цветных и редких металлов в медистых песчаниках, углеродисто-кремнистых сланцах, золотоносных конгломератах и др., происхождение которых до сих пор остается дискуссионным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., Недра, 1969, 248 с.
2. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., Недра, 1979, 327 с.
3. Геологический словарь. М., Недра, 1973.
4. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации метаморфизма умеренных давлений. М., Недра, 1972, 288 с.
5. Довжиков А.Е., Кнауф В.В., Иванов В.Н. Геологические особенности метаморфических и переходных к ним зон на территории Южного Тянь-Шаня. Вестн.ЛГУ, 1981, № 12, геология, география, в.2, с.41-48.
6. Елисеев Н.А. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ, 1959, 416 с.
7. Леонов М.Г. Тектонические покровы и метаморфизм горных пород Зеравшано-Гиссарской области. В кн. Тектоническое развитие земной коры и разломы. М., Наука, 1979, с.217--230.
8. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. В кн. Тектоническая расслоенность литосферы. М., Наука, 1980, с.105-146.
9. Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в мезозойско-кайнозойских породах Средней Азии. Бюлл.МОИП,отд. Геол., 1982, В.3, с.117.
10. Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Динамометаморфизм на ранних стадиях катагенеза (на нем.яз.). Dynamometamorphose in frühen Stadien der Katagenese. In : Deformation und Metamorphose von Gesteinen. vol. 2, Potsdam, 1982, S. 150-174.
11. Лукьянова В.Т., Лукьянов А.В. Эпигенетические микроструктуры осадочных пород в полях напряжений разного типа. Лит.и пол.иск., 1979, № 2, с.108-123.

12. Петрографический словарь. М., Наука, 1981, 496 с.
13. Попов В.М. Медистые песчаники Киргизии и условия их образования. Тр.Фрунз.политех.ин-та, геология, горное дело, в.2, 1959, с.3-22.
14. Ревердатто В.В., Хлестов В.В., Шарапов В.Н. Метаморфизм: анализ геологических ситуаций и разработка физических моделей. Геол. и геоф., 1977, № 1, с.24-33.
15. Сагандыков К.С., Судоргин А.А., Житников А.А. Низкотемпературные метаморфизованные формации верхнего протерозоя-палеозоя Срединного Тянь-Шаня. В кн. Метаморфические формации. М., Наука, 1981, с.110-114.
16. Шванов В.Н., Гойло Э.А., Семенова Л.П. Проявления глубокого эпигенеза и метаморфизма в терригенной толще палеозоя Ферганского хребта. Лит. и пол. иск., 1973, № 6, с.102-110.
17. Иванов В.Н., Котов Н.В. Геология и Т-Р параметры метаморфизма толщ в синформных структурах Южного Тянь-Шаня. Геол.и геоф., 1979, № 4, с.85-94.

УДК 551.243

Л.М.Расцветаев

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ МЕТОД СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА ДИЗЪЮНКТИВНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Дизъюнктивные тектонические нарушения - деформационные неоднородности земной коры, возникающие в массивах горных пород как структуры разрушения или как зоны резко локализованной концентрации деформаций. В зависимости от масштаба исследования, в качестве тектонических нарушений можно рассматривать широкую гамму природных структурных форм - от дислокаций кристаллической решетки до глобальных зон концентрации деформаций. Каждое тектоническое нарушение, а тем более совокупность нарушений несет в себе определенную информацию о распределении тектонических сил, преимущественном характере геологического перемещения и суммарных реологических свойствах деформируемого объема горных пород; извлечению этой информации посвящено множество специальных исследований и методик. Наиболее информативным в палеогеомеханическом отношении оказывается изучение не отдельно взятых дизъюнктивных структур, а целых дизъюнктивных сообществ. Изучение множеств ("популяций") дизъюнктивов, слагающих в совокупности общую структуру разрушения исследуемого объема, позволяет широко применять к дизъюнктивам парагенетический метод структурного анализа, заключающийся в выделении закономерных и устойчивых (т.е.повторяющихся) сочетаний тектонических нарушений разной морфологии и ориентировки, но близкого местоположения, возраста и генезиса. Эти парагенетически связанные дизъюнктивы образуют определенные структурные рисунки, исследование которых позволяет выявить кинематические, тектодинамические и палеореологические особенности дизъюнктивной деформации данного масштаба. Однако прежде, чем перейти к характеристике парагенетического анализа дизъюнктивов, следует остановиться на некоторых общих особенностях дизъюнктивной деформации.

I. Общие особенности дизъюнктивной тектонической деформации

Тектоническая деформация является дизъюнктивной, если она осуществляется с разделением рассматриваемого объема на отдельные структурно обособленные части. Наличие макроскопически различимых (в масштабе исследования, связанном обычно с размерами деформируемого объема) взаимно перемещаемых и по-разному

деформируемых резко обособленных частей ("кусков") и разделяющих их зон тектонических нарушений ("дизъюнктивов") является обязательным элементом дизъюнктивной деформации - в отличие от связной деформации, при которой объем деформируется монотонно, без г :ого обособления отдельных частей и без участия макроскопически видимых разрывов. Иногда оба эти основные вида тектонической деформации сочетаются в пределах одного и того же деформируемого объема - относительное смещение кусков сопровождается их собственной деформацией, существенной для общей деформации всего объема. Чаще, однако, в каждом масштабе исследования данного объема резко преобладает один из ведущих видов деформации. Нередко при изменении масштаба исследования одну и ту же тектоническую деформацию приходится рассматривать то как связную (если масштаб исследования не позволяет различать в ней отдельные куски и разделяющие их разрывные структуры), то как дизъюнктивную (если эта фрагментация объема существенна для анализа в принятом масштабе исследования). В самой дизъюнктивной деформации также можно различать две, обычно тесно взаимосвязанные, стороны: разрывную деформацию, заключающуюся в образовании новых разрывов, и кусковую деформацию, заключающуюся в относительном перемещении отдельных частей деформируемого объема по уже существующим дизъюнктивам. Эти две стороны дизъюнктивного процесса составляют обычно последовательные стадии общей деформации; преобладание первой или второй позволяет различать соответственно дизъюнктивную деформацию тектонического разрушения и дизъюнктивную деформацию тектонического перемещения.

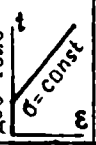
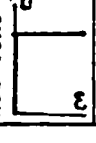
Важную роль в тектонической деформации играет изначальная неоднородность деформируемой среды, по отношению к которой дизъюнктивная деформация происходит тремя различными способами. Если она происходит без учета реальных неоднородностей и образует неискаженные фигуры разрушения, такая деформация является директивной или независимой, а среда квазиоднородной. Когда из всего возможного комплекса структур разрушения реализуются лишь некоторые, соответствующие ослабленным направлениям изначальной структуры объема, - такая деформация именуется селективной; соответствующие ей структурные рисунки являются неполными, фрагментарными; среда умеренно неоднородная. Наконец, в резко неоднородной среде обычно развивается так называемая

адаптивная деформация, при которой разрушение идет не по площадкам действия максимальных касательных или нормальных напряжений, а по ранее существовавшим в данном объеме ослабленным плоскостям, вдоль которых (в зависимости от их ориентировки по отношению к исходной системе внешних сил) возникают строго дозированные сочетания касательных и нормальных напряжений и соответствующих им перемещений. Геометрически структурный рисунок адаптивной деформации является наиболее произвольным, допускающим большую свободу ориентировки структур одного и того же типа. Однако, в геолого-кинематическом отношении и этот структурный рисунок является строго закономерным, но лишь в том случае, когда он связан с единой деформацией или с единым напряженным состоянием.

По морфологии зоны разрушения, а также по соотношению с главными кинематическими и тектодинамическими осями может быть выделено четыре основных геомеханических типа дизъюнктивных структур: отрывы, сколы, срезы и содвиги (табл.I). Отрывы, или зоны раздвижения, характеризуют дизъюнктивную деформацию хрупкого разрыва в условиях растяжения (активного или относительного). Сколы (диагональные зоны скольжения) характеризуют дизъюнктивную деформацию хрупкого скалывания в условиях сжатия или растяжения (механическая деформация чистого сдвига). Срезы (продольные зоны скольжения) отвечают деформации вязко-пластического скольжения в условиях действия пары сил (механическая деформация простого сдвига). Содвиги или зоны сплющивания соответствуют упруго-пластической деформации в условиях сжатия; часто они бывают выражены также зонами скольжения, но ориентированными не диагонально или вдоль, а поперек к действующей силе (в так называемой плоскости расплющивания).

Соответственно основным геомеханическим типам деформации дизъюнктивных структур выделяются и различные типы геомеханических семейств тектонических нарушений: семейства структур хрупкого разрушения, вязко-пластического течения и упруго-пластического сплющивания. Первые преобладают в верхней, наиболее хрупкой части литосферы и характеризуют дизъюнктивный процесс на ранней (рифтогенез) и поздней (орогенез) стадиях геосинклинального цикла. Вторые наиболее характерны для средних его стадий (эпиплатформенный, ранние покровы, поперечные и некоторые виды трансгрессивных сдвиговых зон). Третьи характеризуют все три ста-

Таблица I. Основные геолого-механические типы тектонических нарушений

Геомеханические типы		Физико-механические условия разрушения			Геологические типы дизъюнктивных структур различного масштабного ранга		
Структур	Процессов	Реологическая модель среды	Тип нагружения объема	Механизм смещения	Микроструктуры (трещины, малые разрывы)	Мезоструктуры (разрывы, локальные зоны концентрации деформаций)	Мегаструктуры (глубинные разломы, [illegible] зоны концентрации деформаций)
Отрыв	Раздвижение	Упруго-хрупкое твердое тело	Растяжение	Разрыв	Отрывы, раздвиги, жилы, трещины отслаивания	Раздвиги, жилы, дайки факолиты, сбросо-раздвиговые зоны	Зоны сбросо-раздвиговых деформаций, дайковые рои, рифты
Скол	Скалывание		Сжатие и (или) растяжение	Чистый сдвиг	Сколы, зеркала скольжения, кливаж скалывания, кулисные системы отрывов	Диагональные сдвиги, взбросы, надвиги, пологие сбросы, зоны скольжения	Диагональные глобальные сколы, глубинные надвиги и зоны Беньофа
Срез	Скольжение	Упруго-вязкое твердое тело 	Вращение (пара сил)	Простой сдвиг	Кливаж течения и сланцеватость; зеркала скольжения, зоны сдвиговых деформаций; межслоевые срывы	Поперечные сдвиги, надвиги, межформационные срывы со скольжением и покровы I рода	Глобальные сдвиговые зоны, трансформные разломы I рода, глубинные поверхности скольжения I рода
Сдвиг	Сплющивание	Упруго-пластическое тело 	Сжатие	Чистый + простой сдвиг	Кливаж осевой плоскости и течения, стилолиты, трещины сплющивания	Зоны кливажа, продольные сдвиги и "взрезы", межформационные срывы и покровы II рода	Альпинотипные складчатые системы, трансформные разломы II рода, глубинные разделы II рода

дии структурной эволюции литосферы, но наиболее характерны для второй и в особенности третьей стадии (зоны осевого кливажа, рубцовые зоны, зоны смятия, продольные сдвиги и взрезы, некоторые виды трансформных зон). Вязкие и пластические деформации широко развиты в глубинных зонах литосферы, где они протекают практически непрерывно и обеспечивают структурную независимость верхних геосфер по отношению к нижним.

По размеру и сложности внутреннего строения мы различаем дизъюнктивные нарушения трех основных типов: I) трещины и мелкие разрывы -"малые" структурные формы, протяженность которых измеряется сантиметрами, метрами или десятками метров и которые могут быть изучены непосредственно при полевом анализе обнажений; 2) геологические разрывы и локальные зоны дислокаций - структурные формы размером от нескольких сотен метров до нескольких десятков километров, исследуемые при картировании отдельных структур ; 3) региональные зоны концентрации деформации, представляющие собой крупные тектонические нарушения в десятки, сотни и тысячи километров длиной и в десятки или сотни километров шириной - зоны, в пределах которых наиболее резко и контрастно проявлялись тектонические движения определенного типа и возраста. Структурно-геологический анализ дизъюнктивной деформации каждого масштабного ранга имеет свои отличительные особенности. Анализ трещинных структур позволяет выделить различные парагенетические множества (кинематические и динамические семейства) микроструктур и сделать предположения об их геомеханической природе; последнее существенно не только для выяснения генезиса отдельных трещин или их совокупностей, но и для выявления механизма формирования более крупных структурных форм, для которых отдельные трещины не являются макроскопическими структурами. Геологические разрывы и зоны деформации изучаются общегеологическими методами и составляют существенную часть региональной структурной геологии. Наконец, глобальные дизъюнктивы (зоны диастрофизма и зоны глобальных разломов) отделяют основные "куски" литосферы - литосферные плиты и геоблоки; они также образуют крупные дизъюнктивные семейства, главнейшие из которых связаны с субмеридиональным сжатием и с субширотным дрейфом тектоносферы и ее частей. Расположение глобальных дизъюнктивов и характер альпийских и современных смещений по ним закономерно вписывается в трехосно-эллипсоидальную

фигуру геоида и явно связаны с ротационным режимом Земли и некоторыми другими явлениями планетарного порядка. Исследование глобальных дизъюнктивов и их сочетаний составляет предмет глобальной структурной геологии (в этой статье не рассматривается). Таким образом, каждый из перечисленных выше ранговых типов дизъюнктивных нарушений весьма своеобразен и требует применения специальной методики структурного анализа. Есть, однако, и общие принципы исследования дизъюнктивов, вне зависимости от их ранга и роли в геологической структуре, методики их измерения и способа обработки.

Изучение дизъюнктивной деформации литосферы имеет большую практическую и теоретическую ценность. Последняя, в частности, заключается в том, что анализ разрывов как структур разрушений позволяет судить о напряженно-деформированном состоянии литосферы в разные геологические эпохи, применяя к исследованию дизъюнктивной деформации многие положения физики и геомеханики; в силу этого тектонические разрывы разного геологического масштаба издавна являются объектом тектонофизических реконструкций.

Тектонофизические представления о формирования дизъюнктивов разработаны Г.Беккером, Б.Зандером, А.В.Пеком, Е.Андерсоном, Г.П.Горшковым, В.В.Белоусовым, М.В.Гзовским, О.И.Гущенко, Ж. Анжелье и другими исследователями; наиболее полное изложение основ классической тектонофизики мы находим в работах М.В.Гзовского (1975). Согласно так называемой "физической теории образования разрывов", основывающейся на механике разрушения твердых тел (теория прочности О.Мора), при нагружении однородного изотропного объема внешними силами в нем возникает внутренняя система напряжений, описываемая в общем случае трехосным эллипсоидом с осями σ_I (алгебраически наибольшая ось главных нормальных напряжений, или ось максимального растяжения - относительного или абсолютного, здесь неважно), σ_2 (промежуточная или "средняя" ось главных нормальных напряжений) и σ_3 (алгебраически наименьшая ось главных нормальных напряжений или ось максимального сжатия). Разрушение упругого твердого тела происходит либо в плоскости отрыва $\sigma_2 \sigma_3$ (поперек максимального растяжения σ_I), либо вдоль плоскостей максимальных касательных (скалывающих) напряжений (τ_{max}), симметричных к осям максимального сжатия и растяжения и пересекающихся вдоль сред-

ней тектодинамической оси σ_2. Первая система трещин представляет собой отрывы; две другие системы именуются трещинами скола. В зависимости от того, какая из главных осей эллипсоида (σ_I, σ_2 или σ_3) ориентирована субвертикально, сколы эти соответственно оказываются надвигами, сдвигами или сбросами. Угол между сколами и осью максимального сжатия есть угол скалывания α; он обычно невелик (15-20°) в хрупких и возрастает (до 60-70°) в более пластичных средах. Если по сколовым поверхностям происходят смещения, то вектора их всегда направлены навстречу друг другу и должны быть ориентированы поперек оси σ_2, т.е. в плоскости $\sigma_I \sigma_3$, удачно названной О.И.Гущенко (1973) "главной кинематической плоскостью". Трещина отрыва всегда занимает положение биссекторной плоскости между двумя сопряженными сколами. Таким образом, классическая теория накладывает очень строгие ограничения на геометрические и кинематические соотношения сопряженных сколов и отрыва. Основывающаяся на этой теории методика определения палеотектонических полей напряжений заключается в выявлении среди множества разнообразных трещин двух сопряженных сколовых систем и одной системы отрывов, отвечающих этим ограничениям. Элементарные построения на стереографической сетке (Гзовский, 1975, с.116) позволяют в этом случае однозначно и точно определить ориентацию всех трех осей эллипсоида напряжений: ось σ_2 - линия пересечения, или, как говорят в горной геометрии, скрещения сопряженных сколов; перпендикулярно к ней и к сколам - главная кинематическая плоскость, в которой расположены оси σ_I и σ_3: одна - по биссектрисе тупого двугранного угла между сколами (как правило, это квадрант расширения и ось σ_I), другая - биссектриса острого угла (обычно квадрант сжатия и ось σ_3). Положение осей растяжения-сжатия контролируется также ориентировкой плоскости отрыва (плоскость $\sigma_2 \sigma_3$, перпендикулярная σ_I).

Мы остановились на изложении физической теории образования разрывов в связи с тем, что она является общепринятой методической основой для самых различных геомеханических построений и интерпретаций (см.например: Вольфсон и Яковлев, 1975, с.28 и мн.др.). С помощью этой теории установлены многие важные тектодинамические особенности формирования как разрывно-трещинных, так и более крупных дизъюнктивных структур. Вместе с тем, классическая тектонофизическая теория имеет ряд совершенно

очевидных недостатков, требующих существенных поправок и дополнений. Во-первых, она исходит из предположения о том, что геологическая среда изотропна, однородна и обладает упруго-хрупкими свойствами. Все эти условия как правило не соблюдаются. Затем, эта теория не отделяет момент формирования самого нарушения как разрыва сплошности от времени геологического перемещения по нему, считая то и другое результатом единого, практически мгновенного, тектодинамического акта. Между тем, появление нового разрыва уже само по себе является причиной глубокой перестройки поля напряжений в его окрестностях, так что при любой длящейся деформации поле напряжений до и после нарушения сплошности среды существенно изменяется (Гзовский, 1975; Гептнер, 1970; Осокина и др., 1979 и др.). В реальной же геологической обстановке время смещения по некоторым разрывам может составлять многие миллионы лет и отстоять от момента зарождения самих этих разрывов на многие геологические (а нередко и геотектонические) эпохи. Ясно, что напряженное состояние массива в момент формирования разрыва может существенно отличаться от более молодого поля напряжений, вызывающего смещение по этому разрыву. В связи с этим главное внимание при поисках сопряженных структур следует обращать не на ориентировку сколов, а на поиски следов смещения вдоль них. В сложившейся же практике тектонофизических исследований дело обстоит как раз наоборот, и это часто приводит к несоблюдению основного кинематического условия сопряженности сколовых структур.

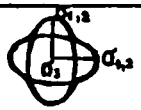
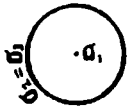
Наконец, очень существенным недостатком изложенной методики является невозможность совместного анализа больших множеств разно ориентированных систем. Для интерпретации большего, чем 3 (2 скола и один отрыв) количества дизъюнктивных систем данная методика вынуждена прибегать к предположению об изменчивости поля напряжений во времени; при этом эллипсоид напряжения получает столько последовательных положений внутри каждого геологического объема, сколько сопряженных сколовых пар находит в нем исследователь. Иногда количество изменений ориентировки эллипсоида достигает 6, 10 и более. Такой калейдоскоп изменчивых полей напряжений противоречит наблюдаемым в природе закономерным ориентировкам геологических структур, очевидно сформировавшихся в условиях значительно более стационарных тектонических полей напряжений. Если вспомнить о том, что при вы-

делении сопряженных околовых пар на практике не всегда доказывается кинематическое условие их сопряженности, становится ясным, что эти построения часто носят искусственный характер, и совместному образованию множественных разрывных сообществ следует искать иное, более простое объяснение.

Множественность систем трещин, рассекающих горные породы, связана с целым рядом причин. Во-первых, здесь действительно могут присутствовать трещины существенно разного возраста, относящиеся к разным тектодинамическим и кинематическим обстановкам; такие трещины нельзя объединять в единые парагенезисы и следует рассматривать раздельно. Во-вторых, часто в структурно-неоднородных объемах предел прочности на разрыв или на скалывание достигается вдоль некоторых ранее существовавших ослабленных плоскостей, систем и направлений (например, по слоистости или вдоль зон более древних дизъюнктивов) раньше, чем вдоль плоскостей действия скалывающих или главных нормальных напряжений. В этих случаях геометрия фигур разрушения объема определяется не столько действующими в нем напряжениями, сколько особенностями его геологического строения; ясно, что число и ориентировка возникших таким образом дизъюнктивных систем могут существенно отличаться от предусмотренных "физической теорией формирования разрывов", разработанной для однородной и не нарушенной ранее геологической среды. В-третьих, при воздействии внешних усилий на деформируемый объем в нем могут возникнуть разнообразные типы напряженного состояния, которые далеко не всегда описываются трехосным эллипсоидом напряжений Беккера - Гвовского. Очень широко распространены такие напряженные состояния, при которых возникает значительно бо́льшее число направлений скалывания и разрыва и, соответственно, более обширное семейство разноориентированных трещин, сопряженных друг с другом. В таблице 2 перечислены некоторые типы напряженного состояния и соответствующие им сочетания ожидаемых структур разрушения.

Столь сложные соотношения систем трещин внутри различных тектодинамических семейств предъявляют особенно строгие требования к определению вектора смещения по трещине. Как правило, этот важный показатель говорит о характере напряженного состояния больше, чем ориентировка самих околовых трещин. Поэтому дальнейшее развитие методов тектонофизики пошло главным обра-

Таблица 2. Физико-механические типы напряженного состояния элементарных геомеханических объемов и соответствующие им динамические системы дизъюнктивных нарушений.

Тип напряженного состояния, соотношение главных осей напряжений и коэффициент Лоде-Надаи $\mu_\sigma = \frac{2(\sigma_2-\sigma_3)}{(\sigma_1-\sigma_3)} - 1$		Конфигурация "пассивного" (поперечного активной оси) главного сечения эллипсоида напряжений	Характеристика дизъюнктивных семейств при директивном типе деформации (число и типы динамически сопряженных систем тектонических нарушений)
Трехосно-анизотропное	при активном сжатии $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, $1 > \mu_\sigma > -1$		Две системы сколов + + одна система содвигов + + одна система отрывов
	при активном растяжении $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, $1 > \mu_\sigma > -1$		Две системы сколов + + одна система отрывов
Трехосно-анизотропное осесимметричное	при активном сжатии $\sigma_1 \approx \sigma_2 \gg \sigma_3$, $\mu_\sigma \approx 1$		Четыре системы сколов + + одна система содвигов + + две системы отрывов
	при активном растяжении $\sigma_1 \gg \sigma_2 \approx \sigma_3$, $\mu_\sigma \approx -1$		Четыре системы сколов + + одна система отрывов
Двухосно-анизотропное	при активном сжатии $\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3$, $\mu_\sigma = 1$		Множество ("малый пояс") систем сколов + одна система содвигов + множество ("большой пояс") систем отрывов
	при активном растяжении $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$, $\mu_\sigma = -1$		Множество ("малый пояс") систем сколов + одна система отрывов
Трехосно-анизотропное с вращением системы напряжений вокруг оси $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, $1 > \mu_\sigma > -1$			Множество ("большой пояс") систем сколов и отрывов, реже также и содвигов. Векторы скольжения, раздвижения и содвига перпендикулярны оси пояса

зом по пути совокупного анализа ориентировки самой трещины и вектора смещения вдоль нее (Расцветаев, 1966, 1969, 1977,1982; Гущенко, 1973, 1975, 1979, Angelier , 1979, 1983; Парфенов и Парфенова, 1980; Eyal and Reches , 1983). Наиболее представительный структурно-геологический материал для такого анализа дают отрывы, стилолиты и в особенности "зеркала скольжения" - трещины, на плоскостях которых сохраняются следы относительного смещения блоков. В идеальном случае эти следы дают возможность определить не только простирание, но и направление относительного перемещения, что позволяет четко фиксировать кинематический тип трещин (по соотношению вектора смещения с линией падения трещины). Таким образом мы получаем возможность использовать при тектонофизическом анализе трещиноватости один из наиболее перспективных разделов современной структурной геологии - учение о парагенезисах структур и структурных рисунках.

Парагенетическая ассоциация, парагенезис или, кратко, парагенез - естественное сочетание природных образований, имеющих близкое происхождение и в силу этого связанных между собой устойчивыми и закономерными пространственно-временными соотношениями. Понятие это, давно бытующее в минералогии, было затем перенесено на горные породы, а в последнее время и на тектонические структуры.

В строении и развитии литосферы Земли принимают участие сложные и разнообразные ансамбли тектонических структур различного ранга и возраста, морфологии и генезиса, ориентировки и внутреннего устройства. Исследователи давно предпринимают попытки разобраться в практически неисчислимых сочетаниях разнообразных структурных форм. Можно назвать многочисленные исследования различных геологов, которые так или иначе затрагивали проблему группировки разнообразных тектонических структур в естественные структурные комплексы - исторические или морфологические совокупности структурных форм , тесно связанных друг с другом по своей геологической или физико-механической природе, месту и времени формирования.

Однако, понятие о парагенезах структур как раздел структурного анализа возникло лишь в конце 50-х годов, когда А.В.Лукьяновым был проведен специальный комплекс исследований,направленный на изучение пространственных и временных соотношений

одновозрастных тектонических структур различного типа, слагающих единые тектонические зоны и области. При этом, в частности, было обнаружено, что иногда непрерывное и единое в геолого-кинематическом отношении тектоническое перемещение по разломной зоне может проявляться в прерывистом расположении трещин разного морфологического типа, меняющихся "в зависимости от ориентировки сместителя по отношению к вектору смещения и переходящих друг в друга в местах искривления сместителя. Такие, казалось бы, противоположные формы разломов, как сдвиги, надвиги и раздвиги оказываются одновременными и непрерывно и закономерно связанными друг с другом, переходящими друг в друга по простиранию разлома" (Лукьянов, 1963, с.54). Эти исследования, как указывают Н.А.Штрейс и др. (1980), "оказались чрезвычайно плодотворными и, по существу, послужили основой для создания оригинальной концепции о структурных рисунках складчатых сооружений, возникавших в связи с проявлением горизонтальных движений земной коры". Основные положения этой новой концепции изложены в ряде специальных работ А.В.Лукьянова и его последователей (Лукьянов, 1961, 1965, 1972, 1980; Лукьянов и Щерба, 1972 а,б; "Разломы...", 1963; Расцветаев, 1966, 1973, 1980, 1982; Трифонов, 1967, 1983; Щерба, 1973 и мн.др.). Не излагая существа всей концепции в целом (для этого можно адресовать читателя к упомянутым выше работам), мы ограничимся здесь лишь кратким пояснением того, в каком смысле и взаимном значении некоторые основные понятия этого учения употребляются нами при парагенетическом исследовании дизъюнктивных структур и их ассоциаций.

Парагенетический анализ дизъюнктивных ассоциаций (подобно агенетическому анализу минеральных ассоциаций в генетической минералогии или ассоциаций горных пород в формационном анализе) заключается в установлении закономерностей совместного нахождения дизъюнктивных нарушений различного типа и ориентировки, имеющих определенные пространственно-временные взаимоотношения друг с другом и связанных предполагаемым единством геологической или физико-механической обстановки формирования. Одним из важнейших аспектов парагенетического анализа дизъюнктивных множеств является выявление и исследование геомеханических семейств дизъюнктивных нарушений. Под геомеханическим семейством понимается вся совокупность дизъюнктивов определенного ранга, сформированных или активизированных в данном объеме

деформируемой геологической среды в результате единого процесса тектонической деформации. Как было отмечено выше (стр.174), ведущими факторами этой деформации могут быть тектонические перемещения или тектонические напряжения. Возникающие при том или другом типах деформации различные семейства структурных форм мы именуем соответственно кинематическими (единство перемещения) или динамическими (единство поля напряжений). На рис. I приводится схематическое изображение кинематического /А/ и тектодинамического /Б/ семейств дизъюнктивных структур. Из рисунка следует, что для первого семейства характерна строгая упорядоченность векторов смещения крыльев при относительно широких вариациях ориентировки всех трех осей напряжений, тогда как для второго-строгое постоянство ориентировки хотя бы одной оси напряжений (в данном случае σ_3) при относительном разнообразии направлений перемещения блоков в крыльях дизъюнктивов.

Все дизъюнктивы, принадлежащие к единому геомеханическому семейству, представляют собой тектонически одновозрастные и близкорасположенные структурные формы, закономерным образом сочетающиеся друг с другом и образующие в силу этого определенные геометрические фигуры, именуемые структурными рисунками. При этом геометрическую правильность в самой ориентировке и взаимном расположении дизъюнктивных структур мы будем называть внешним структурным рисунком, а закономерную изменчивость морфо-кинематической характеристики дизъюнктивов в зависимости от их ориентировки - внутренним структурным рисунком данной дизъюнктивной ассоциации. Структурные рисунки дизъюнктивных семейств могут быть изображены графически как в картографической форме (рис. 2), отражающей в определенном масштабе реальное взаиморасположение различных членов дизъюнктивного семейства, так и в стереографической (рис. 4) или другой более сложной форме. Внешний структурный рисунок геомеханических семейств иногда может быть выражен также и математически, в виде определенной зависимости между ориентировкой дизъюнктива (как правило, в сферических координатах его положения относительно стран света и горизонтальной поверхности земли) и его геолого-кинематическим типом (обычно в виде углового соотношения между вектором смещения и элементами залегания плоскости дизъюнктива). Таким образом, структурный рисунок отражает геолого-геометрический закон пространственных соотношений между различными членами еди-

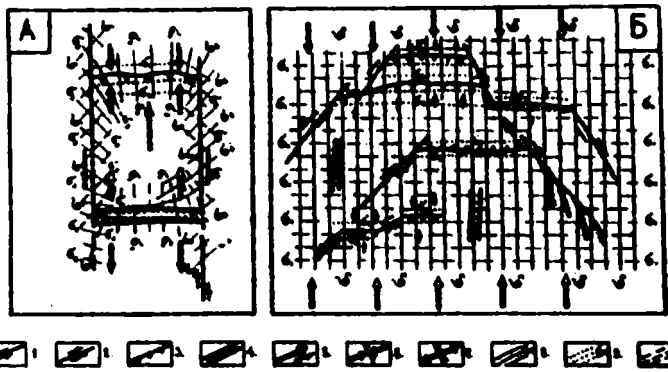


Рис.I. Кинематическое (А) и динамическое (Б) семейства тектонических дизъюнктивов. Условные обозначения: I,2- сдвиги (I- левые, 2- правые); 3- надвиги, взбросы; 4- раздвиги, сбросы, грабены; 5- направление относительного перемещения масс; 6- направление сжатия; 7- направление растяжения; 8, 9, I0- траектории осей главных нормальных напряжений: σ_3(8), σ_2(9) и σ_I(I0).

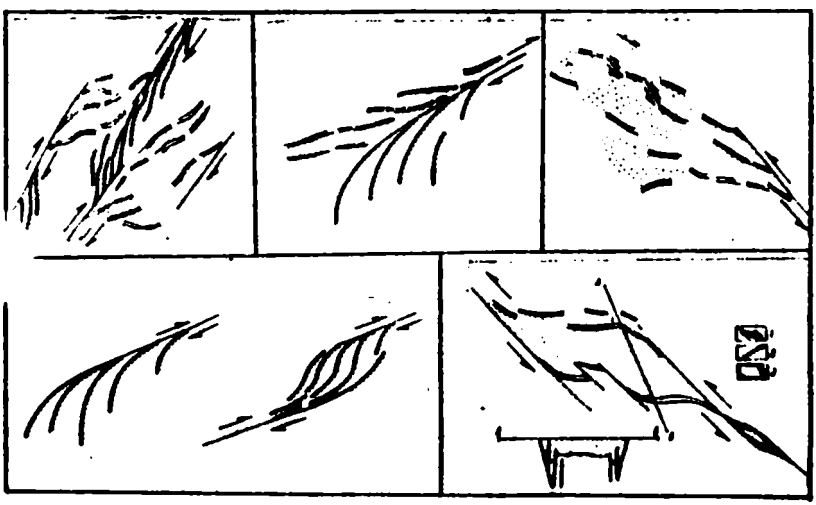


Рис.2. Некоторые структурные рисунки, возникающие при горизонтальном движении, по А.В.Лукьянову ("Разломы...",1963). Условные обозначения: I- структуры сдвига, 2- области структур сжатия и их простирания, 3- области структур растяжения.

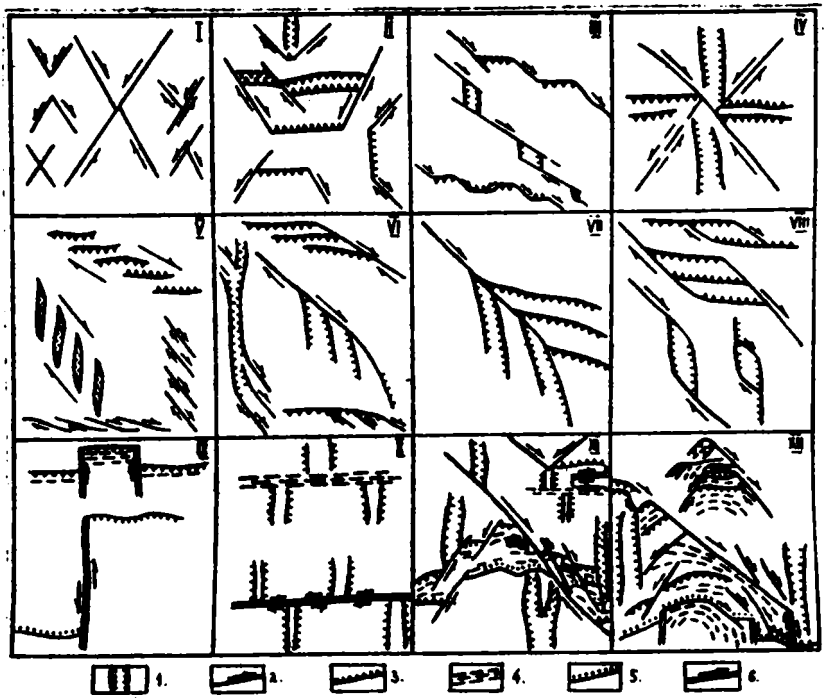


Рис.3. Картографические структурные рисунки некоторых типовых парагенезов тектонических нарушений: I-IУ - сопряженные сколы и отрывы: Х-образный (I), трапециевидный (II), ступенчатый (III), Ж-образный (IУ) рисунки; У-УIII - типовые сочетания зон сжатия, сдвига и растяжения (по А.В.Лукьянову): У - "эшелон", УI -"конский хвост", УII - "блочка", УIII - "миндалевидная виргация", IX-XII - некоторые более сложные сочетания систем тектонических нарушений: IX - сочетание систем скольжения (сдвиги, покровы) с системами сплющивания и скалывания в структурах покровно-надвигового типа; X - сочетание систем раздвижения с системами сплющивания (а) и скольжения (б) в структурах трансформного типа; XI - сочетание систем скалывания, скольжения и сплющивания в складчатых областях альпийского типа; XII - то же, с участием вторичных структур (Λ-образные рисунки). Условные обозначения: I- системы раздвижения (нормальные сбросы, раздвиги, отрывы, системы даек и жил); 2- системы скалывания сдвигового типа (горизонтальные сдвиги, зоны сдвиговых деформаций; стрелки указывают направление относительного перемещения крыльев); 3- системы скалывания надвигового типа (взбросы, надвиги, зоны взбросо-надвиговых деформаций); 4- системы сплющивания (кливаж, стилолиты, зоны смятия, системы складок продольного изгиба и расплющивания); 5- системы скольжения покровного типа (точки по краю аллохтона); 6- системы скольжения сдвигового типа (стрелка указывает направление относительного перемещения крыльев).

ного геомеханического семейства дизъюнктивных структур. Такое понимание термина "структурный рисунок" близко понятию "структурный узор" ("structural fabric") в англоязычной структурно-геологической литературе (см., например, Хилло, 1967), но существенно отличается от него своей специальной геолого-кинематической направленностью. Исследование и типизация структурных рисунков, свойственных разнообразным геомеханическим семействам дизъюнктивов – одна из основных задач геомеханики и структурной геологии; представления о типовых структурных рисунках дизъюнктивных семейств развиваются и совершенствуются.

Геомеханические семейства дизъюнктивных структур не могут как правило быть установлены непосредственно при полевом структурно-геологическом исследовании. Их выявлению должен предшествовать специальный анализ, основные стадии которого будут рассмотрены ниже. В полевой работе геолога эти геомеханические семейства выступают в виде так называемых <u>парагенетических семейств</u> дизъюнктивных структур или, что одно и то же, в виде <u>дизъюнктивных структурных парагенезов</u> – естественных устойчивых (т.е. многократно повторяющихся) и упорядоченных (т.е. обладающих определенной зависимостью между ориентировкой отдельных элементов в пространстве и их морфо-кинематическим типом) ассоциаций (множеств, комплексов) генетически взаимосвязанных (т.е. совместное нахождение неслучайно, закономерно) вполне определенных (различного морфо-кинематического типа и ориентировки) дизъюнктивов одного масштабного ранга (т.е. макроскопически различимых в данном масштабе изучения), связанных между собой единством места (т.е. находящихся внутри определенного ограниченного геологического объема) и времени (т.е. тектонически одновозрастных) формирования.

Выявление структурных парагенезов среди множества находящихся в данном объеме конкретных дизъюнктивов может осуществляться двумя путями. Первый путь (эмпирический) заключается в установлении факта многократной повторяемости некоего характерного сочетания дизъюнктивов (критерий "устойчивости" данного сочетания). Второй путь (аналитический) заключается в выявлении закономерного характера сочетания дизъюнктивов между собой, т.е. в установлении здесь некоего структурного рисунка (внешнего или внутреннего), свойственного тому или иному геомеханическому семейству. Структурный рисунок конкретного дизъюнктивного парагене-

неза всегда отличен от теоретического структурного рисунка данного дизъюнктивного семейства (или от рисунка, наблюденного в тектоническом эксперименте) значительно меньшей полнотой и существенной неравномерностью развития различных элементов, а часто и менее строгой упорядоченностью их пространственных взаимоотношений; типовые соотношения структур, как правило, выдерживаются здесь лишь в общем, статистически. Однако, именно исследование структурных рисунков конкретных парагенезов является важнейшим, и иногда единственным, средством к пониманию физико-механической природы конкретных тектонических дизъюнктивов и их ассоциаций.

Примеры различных структурных рисунков, образуемых парагенетически связанными между собой дизъюнктивными системами, приведены на рис. 2 и 3. На рис. 2 изображены некоторые широко распространенные типовые пространственные соотношения структур горизонтального сжатия, сдвига и растяжения, систематизированные А.В.Лукьяновым. На рис. 3 приведены, на основании наблюдений над соотношениями новейших структур различного масштаба, сильно схематизированные картографические структурные рисунки некоторых динамических дизъюнктивных парагенезов, связанных с субмеридиональным тангенциальным сжатием литосферы (вектор сжатия направлен вдоль короткой стороны таблицы в плоскости чертежа). Верхний ряд изображает элементарные типовые сочетания дизъюнктивных структур горизонтального сжатия, сдвига и растяжения (соответственно это могут быть: надвиговые сколы, стилолиты или зоны сплющивания; сдвиговые сколы, диагональные зоны сдвиговых деформаций; отрывы, грабены или зоны магматической проницаемости). Второй ряд суммирует, с некоторыми вариациями, изображенные на рис.2 структуры типа "эшелон" (У), "конский хвост" (УI), "ёлочка" (УII) и "миндалевидная вергенция" (УIII), выделенные и неоднократно описанные А.В.Лукьяновым (1963,1965; Разломы...,1963; Лукьянов и Нерба,1972 а). Все эти рисунки также могут быть сложены системами сколов, отрывов, стилолитов и зон сплющивания различного масштаба и морфологического габитуса. Нижний ряд таблицы изображает некоторые типовые сочетания структур раздавливания, скалывания, скольжения и сплющивания, встречающихся в альпийской структуре складчатых областей Средней Азии (IX,XII), Юго-Западной Евразии (XIа) и срединно-океанических хребтов (X и XIб). Более широкие вариации типов дизъю-

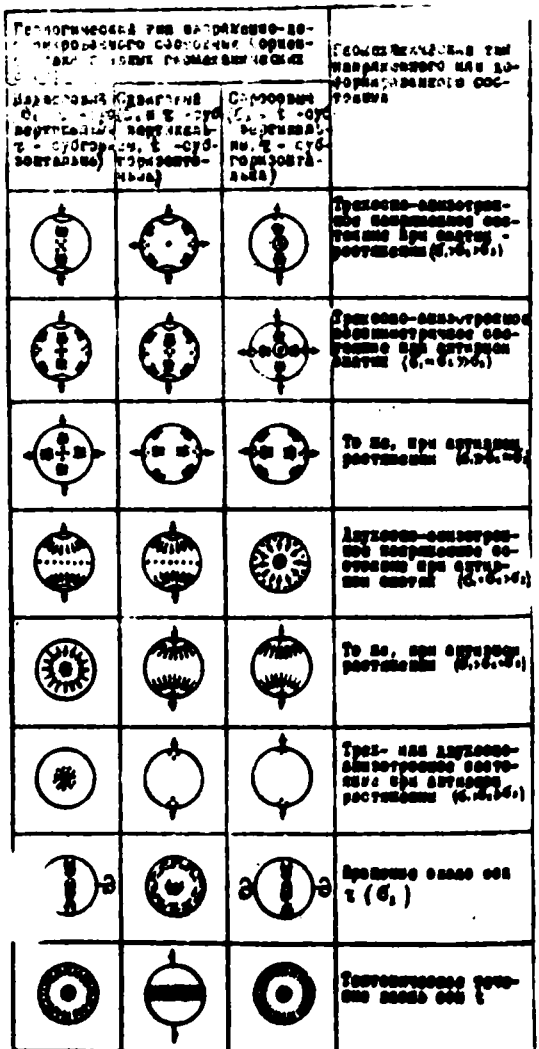


Рис.4. Типовые стереографические структурные рисунки некоторых дизъюнктивных семейств, характеризующие различные геологические и механические типы напряженного и деформированного состояния. На стереограммах отражены области локализации полюсов плоскостей раздвижения (точки), оплющивания (зубчатый контур) и скалывания (штрихи со стрелками; стрелки вдоль радиуса внутрь - выбросы и надвиги, наружу - сбросы; стрелки вдоль окружности по часовой стрелке - правые сдвиги, против - левые) и ориентировка осей главных нормальных напряжений (толстые черные стрелки вне диаграмм) относительного сжатия (стрелки навстречу) и растяжения (стрелки врозь), осей вращения τ (символ ротации в центре или вне диаграмм) и тектонического течения t (точки в центре или тонкие стрелки вне диаграмм).

нктивных парагенетических семейств и свойственных им структурных рисунков изображены в стереографической форме на рис. 4.

2. Основные стадии структурно-парагенетического анализа тектонических дизъюнктивов

Комплексное структурно-геологическое и тектонофизическое исследование дизъюнктивных парагенезов включает три последовательные стадии: морфологическую, изучающую отдельные структуры - их строение, размещение и ориентировку; парагенетическую, выделяющую устойчиво повторяющиеся закономерные сочетания дизъюнктивных и связанных с ними структур ("дизъюнктивные парагенезисы") и выявляющую геолого-геометрические особенности их пространственного сочетания ("структурные рисунки"); и, наконец, геомеханическую стадию исследования, когда для каждого парагенеза дизъюнктивов подбирается определенная геомеханическая модель тектонического разрушения, наиболее соответствующая наблюдающимся соотношениям внутри всего множества парагенетически связанных дизъюнктивов. Рассмотрим подробнее каждую из этих стадий.

Морфологическая стадия

Парагенетический анализ дизъюнктивов начинается с морфологической стадии, где производится специальное структурно-геологическое исследование отдельных дизъюнктивов как индивидуальных структурных форм. Исследование это заключается в установлении особенностей строения, конфигурации, размеров, пространственной ориентировки, взаимного размещения и взаимоотношений различных дизъюнктивов и связанных с ними структур. Морфологическая стадия парагенетического анализа особенно важна тем, что именно здесь происходит сбор основного фактического материала о конкретных дизъюнктивах. При документации дизъюнктивных нарушений необходимо фиксировать: величину, ориентировку и морфо-кинематический тип каждого отдельного нарушения; морфологию и ориентировку любых следов смещения в зоне нарушения; состав, структуру и мощности минерального заполнителя зоны нарушения; состав и возраст вмещающих пород; соотношение нарушения со структурой и текстурой вмещающих толщ; предполагаемый возраст нарушения; соотношение данного нарушения с другими структурными формами и в частности, с соседними нарушениями. Для целей парагенетического анализа особенно важно различать дизъюнктивные структуры по их морфо-кинематическим особенностям, возникшим в процессе последующей тектонической деформации. Как уже упоминалось, для

каждого рангового типа дизъюнктивных структур применимы различные специальные методы исследования; в нижеследующем разделе мы рассмотрим особенности строения и изучения "малых" дизъюнктивов - трещин и мелких разрывов, которые, благодаря разнообразию и множественности проявления даже в относительно небольших объемах горных пород, представляют собой чрезвычайно благоприятный объект для парагенетического структурного анализа.

Трещиноватость как объект детального структурного анализа обладает некоторыми характерными особенностями. Среди них - повсеместность и частота распространения трещин и малых разрывов; широкие вариации угла скалывания вследствие ряда первичных и вторичных причин; малая, часто неопределимая макроскопически амплитуда геологического смещения; наличие трещин нетектонического происхождения; тесная связь со слоистостью и другими текстурными особенностями нарушенных горных пород. Наряду с этим, следует считаться с возможностью многократных и разноориентированных смещений по одной и той же пространственной системе трещин, а также последующей дислокации трещин при образовании складок или поворотах блоков. В связи с этим, парагенетический анализ трещинных структур имеет ряд методических особенностей. Во-первых, он проводится обычно на основе статистических наблюдений над трещиноватостью, чаще всего с применением круговых структурных диаграмм (стереограмм трещиноватости), на которых в стереографической проекции изображено распределение полюсов трещин на верхней полусфере (подробнее о стереографической проекции, принципах ее построения и особенностях использования в структурной геологии см. Очеретенко и Трощенко, 1978). Таким образом, структурные рисунки парагенетических сообществ трещин как правило имеют не картографическое, а стереографическое изображение и, подобно результатам микроструктурного анализа, выявляются различиями узора стереограмм. Во-вторых, из всей совокупности трещин различного генезиса и возраста в каждом геологическом объекте исследуются прежде всего те трещины, которые несут на себе какую-либо геологическую информацию о кинематике перемещения (зеркала скольжения, отрывы, жилы, стилолиты, зоны сдвиговых деформаций и некоторые другие виды трещинных структур). Вся наблюдаемая в обнажениях трещиноватость, отражающая общую геологическую делимость данного объема, может быть подвергнута парагенетическому анализу лишь

в отдельных благоприятных случаях. Таким образом, этот вид структурного анализа восстанавливает тектонические события, главным образом связанные со стадиями тектонического перемещения материала, а не с актом его разрушения. В-третьих, парагенетический анализ трещин должен проводиться внутри ограниченных геологических объемов, размеры и тектоническая позиция которых должны быть отчетливо определены и увязаны со структурами более крупного ранга (прежде всего, с дизъюнктивами бо́льшей величины).

Полевые исследования трещиноватости включают сбор и документацию материалов об ориентировке, величине, характере смещения и заполнения, геологической позиции и взаимоотношениях трещин разного геолого-кинематического типа. Наряду с массовым замером общей трещиноватости (измерение величины и ориентировки всех трещин данного объема, независимо от их кинематической или морфологической природы), в обнажении замеряются и документируются по специальной форме все отрывы, жилы, зоны сдвиговых деформаций, зеркала скольжения с геологически видимыми смещениями, стилолитовые швы, стилолитовые иглы и стилолитовые крылья, трещины сплющивания (кливаж), зоны дробления, зоны проскальзывания и видимые в обнажении зоны разрывов со смещением.

В качестве основного материала для парагенетического анализа трещиноватости мы использовали трещины отрыва, зеркала скольжения и стрессо-стилолитовые структуры. Трещины отрыва обычно непротяженные; крылья трещин, как правило, раздвинуты. Отрывы часто заполнены жилами неправильной формы и переменной мощности, иногда ветвящимися и кулисообразными. Сколовые трещины обычно более протяженны и прямолинейны; стенки их параллельны друг другу, и при заполнении сколов жильным веществом образуются протяженные плоские или пологоволнистые жилы выдержанной мощности. Иногда, впрочем, наблюдаются короткие и сильно изогнутые сколовые трещины. С другой стороны, в некоторых случаях и отрывные структуры могут быть протяженными, прямолинейными и слабо раздвинутыми; в этих случаях они практически не отличимы от сколов. Здесь на помощь приходят специальные наблюдения над особенностями морфологии поверхности смесителя и, в частности, над скульптурами скольжения или "тектоглифами".

Сколовые тектонические нарушения, несущие на своей поверхности следы относительного перемещения крыльев в виде борозд

скольжения, уступов и примазок тектонита, именуются обычно "зеркалами скольжения". Они широко развиты в горных породах складчатых областей, концентрируясь обычно в зонах крупных дизъюнктивных нарушений или в сложно деформированных участках структуры. Размеры и форма проявления, степень сохранности и частота встречаемости зеркал скольжения варьируют в разных местах в зависимости от общих и локальных тектонических и литолого-петрографических условий. Неравномерность пространственного распределения зеркал скольжения ограничивает возможности их тектодинамического использования для изучения напряженного состояния литосферы в прошлые геологические эпохи; поэтому кинематический анализ зеркал скольжения необходимо проводить в комплексе с общим изучением трещиноватости (в первую очередь - отрывов, жил, стилолитов и кливажных поверхностей). В комплексе кинематических исследований трещинных "мини-структур" желательно предусмотреть изучение литолого-петрографической линейности с использованием методов микроструктурного анализа (Пек, 1939; Лукин и др., 1965). Особенности зеркал скольжения в том, что они имеют несомненно сколовую тектоническую природу (по крайней мере в момент формирования тектонита и борозд скольжения) и несут непосредственную информацию об ориентировке вектора относительного перемещения крыльев; это позволяет установить геолого-кинематический тип нарушения, определить положение главной кинематической плоскости, а иногда и ориентировку главных нормальных осей напряжений.

Чрезвычайно важным элементом кинематического анализа зеркал скольжения является стереографическое изображение замеренных на их поверхности борозд скольжения, интерпретируемых обычно как следы смещения крыльев. След смещения чисто сколовой трещины всегда находится в плоскости трещины и в общем случае отклоняется от линии ее простирания на угол β, занимающий одно из значений от -90 до +90°. Знак "+" означает, что при наблюдении сверху (при "нормальной" экспозиции, когда обследуется морфология лежащего крыла трещины) простирание штриховки отклоняется от ближайшего отрезка линии простирания ЗС по ходу часовой стрелки ("вправо"); знак "-" против часовой стрелки ("влево"). Ясно , что при наблюдении снизу (т.е. при "обратной" экспозиции, или на поверхности висячего крыла ЗС) знак угла β будет обратным таковому для лежачего крыла. Вертикальная пло-

скость, проходящая через линию смещения и ее проекцию на картинную плоскость, является плоскостью смещения A; угловая величина ее отклонения от нулевого меридиана θ есть азимут простирания линии смещения. Линию, перпендикулярную линии смещения и находящуюся в плоскости нарушения S, можно называть линией сопряжения, поскольку в соответствии с мооровской теорией разрушения эта линия есть линия скрещения данного сколового нарушения с сопряженными сколовыми плоскостями (ось σ_2 эллипсоида напряжений). Перпендикулярная ей плоскость $\sigma_1\sigma_3$ всегда перпендикулярна плоскости исходного нарушения S и включает в себя его линию смещения и полюс. Эту важнейшую в тектодинамическом отношении плоскость мы вслед за О.И.Гущенко именуем главной кинематической плоскостью. Линия скрещения главной кинематической плоскости с плоскостью нарушения есть линия смещения, с плоскостью падения - полярная линия. След главной кинематической плоскости изображается на экваториальной стереографической сетке Вульфа как меридиан, проходящий одновременно через полюс трещины и след смещения по ней (Гущенко, 1979).

Зеркала скольжения часто приобретают массовое развитие в горных породах отдельных зон и участков, что обеспечивает возможность применения статистических методов их исследования, повышающих достоверность и значимость тектодинамических и кинематических выводов по сравнению с единичными измерениями сопряженных пар. Таким образом, систематическое изучение дислокационной линейности на поверхностях тектодинамических дизъюнктивов является важным видом полевых структурно-геологических исследований.

При использовании зеркал скольжения для целей структурно-кинематического и тектодинамического анализа следует считаться с существованием различных типов тектонической штриховки на плоскостях скольжения. Наиболее распространенным типом зеркал скольжения является такой, при котором плоскость скольжения рассечена системой поперечных к направлению скольжения малых трещинок отрыва; вдоль них происходит разделение поверхности скольжения и сопровождающей ее линзы тектонита на отдельные кусто-образные неровности ("треугольники скольжения"), ориентированные таким образом, что при проведении рукой по направлению движения исследуемого крыла поверхность скольжения оказывается более "шершавой", а в обратном направлении - более гладкой. Это

практическое правило, известное в структурной геологии как "правило Гофера", хорошо работает в умеренно дислоцированных осадочных толщах и в особенности тогда, когда зеркала скольжения сопровождаются кальцитовыми и кварцевыми жилами и тектонитами. Линзовидные плиты этих тектонитов или жил часто оказываются рассеченными поперек движения крыльев разрыва массой мелких кулисно расположенных и быстро затухающих трещинок отрыва (иногда заполненных более свежим жильным материалом), препарировка которых на поверхности каждого крыла создает характерную зазубренность поверхности скольжения с единообразной ориентировкой обрывчиков в сторону отскока противолежащего крыла. Подавляющее число замеров зеркал скольжения, сделанных нами (как и другими исследователями - см. например, Гущенко, 1979; Сим, 1978) в фанерозойских осадочных породах, относится именно к этому I-му типу. Однако, широкую известность получили в последнее время эксперименты с горными породами и модельными материалами (Громин, 1970; Лучицкий, Бондаренко, Громин, 1977; Dzulynski and Kotlarczyk , 1965), в которых обрывчики поверхности скольжения обращены в противоположную сторону (Лучицкий и др., 1977) или даже поперек направления скольжения ("шевроны" С.Дзулиньского и И.Котлярчика). Некоторые исследователи (Громин, 1970) считают, что в условиях сильного всестороннего сжатия и высоких температур второй способ формирования зеркал скольжения даже более предпочтителен, чем первый. Видимо, при проскальзывании плотно притертых поверхностей отдельные более твердые частицы или просто шероховатости поверхности излома могут "впечатываться" на противолежащем крыле и оставлять вмятины или структуры давления подобны тому, как образуются динамические гиероглифы (механоглифы) на влажной поверхности незатвердевшего осадка. Ясно, что такие "скульптуры вдавливания" будут характеризоваться иным рельефом поверхности скольжения, чем описанные выше "скульптуры отрыва", причем "обрывчики" этой поверхности будут обращены по направлению движения данного, а не противолежащего блока. По наблюдениям В.И.Громина (1970), разделенные зеркалами скольжения реальные тектонические блоки часто движутся "уступами вперед" (а не назад, как следует из правила Гофера). К.П.Плюсниным (1971) описаны зеркала скольжения со скульптурными знаками двух различных типов: I) тип "зубила", характеризующийся наличием "ямок вдавливания

и бугорков выжимания" и образующийся в случаях, когда царапающий обломок прочнее вмещающей породы и не истирается в процессе перемещения; выклинивание ямки широкое и обращено в сторону смещения наблюдаемого блока; 2) тип "шила", выраженный "выклинивающимися штрихами истирания", когда царапающий обломок слабее стенок и быстро истирается; форма борозды в этом случае напоминает шило с острием, направленным в сторону движения сопряженного блока. Описаны также случаи, когда оба типа борозд наблюдались на одной и той же поверхности скольжения (Плюснин, 1971, с.62).

Наиболее подробную классификацию разнообразных скульптур на поверхностях скольжения ("тектоглифов") приводят С.Джулиньский и И.Котлярчик, которые выделяют среди них: 1) мелкие выемки, ложбинки, желобки ("рифли") на поверхности скольжения (slickenside flutes); 2) мелкие бугорки, возвышенности (knobby elevations); 3) мелкие трещины растяжения - поперечные отрывы или оперяющие зону скольжения раздвиги, обычно раскрытые и заполненные жильным минералом (tension gashes); 4) ступенчатые изломы (step-like breaks) I и II рода, соответственно описанным выше "скульптурам отрыва" и "скульптурам вдавливания"; 5) следы от удара (slickenside prod marks) - соответствуют "типу зубила" К.Плюснина; 6) шевроны (slickenside chevrons) с ориентировкой "ряби" поперек движения блоков; 7) штриховки и борозды (slickenside grooves and striae) (Dzulynski and Kotlarczyk , 1965). Различные типы скульптурных знаков на поверхности зеркал скольжения изображены на рис. 5.

Таким образом, определение направления относительного смещения крыльев зеркала скольжения по уступам борозд скольжения может оказаться существенно различным в зависимости от того, к какому типу уступов мы будем относить эти образования. Особенно трудно сделать этот выбор при наличии сильно шероховатых поверхностей скольжения, выработанных непосредственно во вмещающей породе и имеющих многочисленные твердые включения или выступы (например, в крупнозернистом песчанике или граните). Пока нет надежных средств для объективного морфологического отличения этих двух типов скольжения (скольжение с отрывом или скольжение с вдавливанием) друг от друга. Можно лишь предположить (вслед за О.И.Гущенко), что в обстановке повышенного общего сжатия должны преимущественно формироваться структуры второго

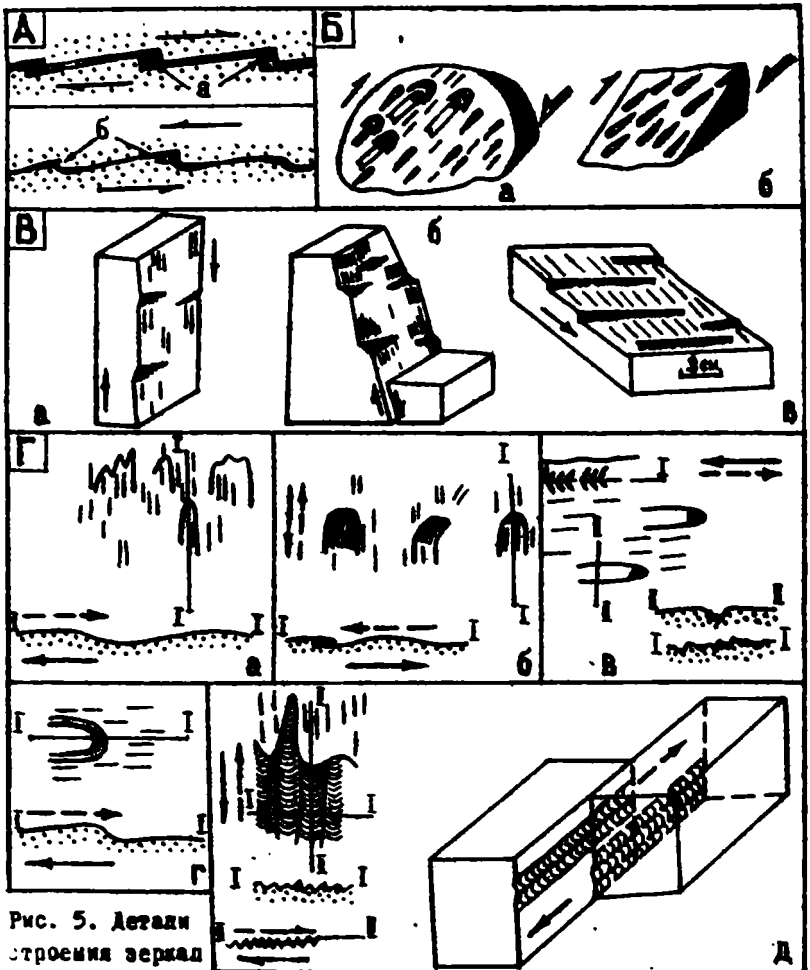


Рис. 5. Детали строения зеркал скольжения. А. Схематические разрезы через зеркала скольжения I типа (а- скульптура растяжения) и II типа (б- скульптура сжатия). Точки- вмещающие породы. Б.Скульптура типа "зубила"(а) и типа "шила" (б) (Плюснин,1971).В.Размещение ступенеобразных изломов на поверхности зеркал скольжения: по Loche ,1952 (а),по Dsulynski, 1953(б), по Громину,1970(в). Г. Борозды (а), следы давления (б),трещинки отрыва (в),бугорки (г) и шевроны (д) на поверхности зеркал скольжения,по Dsulynski and Kotlarczyk,1965.

рода, а в условиях растяжения - первого; почти повсеместное наличие в последних жильного минерала (чаще всего - кварца или кальцита) не противоречит этому предположению. Представляется, что детальное морфологическое и микроструктурное исследование зеркал скольжения позволит в дальнейшем дать более четкие структурно-геологические критерии для однозначного определения направления относительного смещения крыльев по морфологии их поверхности скольжения.

Иногда на поверхности скольжения фиксируются следы 2-х , а иногда 3-х или даже 4-х различно ориентированных смещений. В одних случаях они отчетливо пересекают друг друга и имеют различную сохранность, что дает возможность относить их к разновозрастным образованиям; в других случаях их возрастные соотношения остаются невыясненными. Мы описываем такие зеркала скольжения как различные пространственно-кинематические образования, совмещенные вдоль единой трещины.

Исследование зеркал скольжения (ЗС) проводится по определенной схеме. Для полевой документации этих образований рекомендуется специальная таблица (см. табл. 3), куда заносятся: I. Номер ЗС; 2. Оценка величины ЗС в баллах: I - площадь ЗС до I00 $см^2$, 2 - I00-I0000 $см^2$, 3 - I-I0 $м^2$, 4 - I0-I00 $м^2$, 5 - свыше I00 $м^2$ и т.д. по логарифмической шкале; 3. Ориентировка в пространстве - азимут падения и угол падения ЗС (желательно отметить класс точности замера: А - замер компасом по очень ровной поверхности, точность $\pm$I-2°; В - замер компасом по слабо волнистой поверхности, точность $\pm$3-5^o; С - замер компасом по сильно волнистой поверхности или визуально, точность I$\pm$I0--I5^o; Д - замер визуальный, в неудобных условиях - точность менее $\pm$I5-20°); 4. Экспозиция ЗС: прямая (+), если измерения ведутся на лежачем крыле ЗС; обратная (-), на висячем крыле; это важно знать для единообразного определения знака $\angle\beta$; 5. Тип скульптуры на поверхности ЗС: I - борозды скольжения с уступами отрыва; 2 - борозды скольжения с уступами вдавливания; 3 - борозды скольжения без уступов, на ровной поверхности; 4 - борозды скольжения с уступами неясной природы; 5 - только уступы, неясной природы; 5 - уступы как скульптуры растяжения; 6 - уступы как скульптуры вдавливания; 7 - отполированная поверхность тектонита, без уступов и борозд; 6. Размер скульптурных знаков на ЗС - величина борозд скольжения и бугорков,

длина уступов отрыва или вдавливания: тонкие (до I см), мелкие (от I до 5 см), средние (от 5 до I5 см), крупные (от I5 до 50 см) и грубые (свыше 50 см); 7. Оценка сохранности штриховки (I - неясная; тектоническая природа штриховки сомнительна; 2 - слабо выраженная, но несомненно тектоническая штриховка; 3 - хорошо выраженная на всей поверхности; 4 - хорошо выраженная на всей поверхности, как правило сопровождается тектонитом и ступенчатым изломом с "треугольниками скольжения"; 5 - то же, на крупных зеркалах скольжения); 8. Угол наклона штриховки ($\angle\beta$) с ближайшим лучом линии простирания ($|\beta| \leqslant 90^0$), с отсчетом по ($+\beta$) или против ($-\beta$) часовой стрелки; 9. Азимут и угол падения линии скольжения, определенной по бороздам скольжения или поперечным ступеням излома; I0. Оценка достоверности определения направления относительного смещения крыльев в баллах (I - очень слабая; 2, 3 - средняя; 4, 5 - высокая достоверность); II. Геолого-кинематический тип ЗС (см.табл.5); I2. Мощность зоны скольжения в целом (включая экзоконтактные изменения); I3. Мощность тектонита или минерального заполнителя зоны скольжения; I4. В примечаниях отмечаются наклон слоев (или полосчатости) вмещающих пород, соотношения с соседними нарушениями, состав и структура заполнителя, средняя длина штрихов или борозд скольжения; истинная амплитуда нарушения, если ее удается наблюдать непосредственно в поле по смещению фиксированных в обоих крыльях геологических образований, и другие геологические наблюдения.

Абсолютные значения углов β (угловое отклонение линии падения тектонической штриховки от ближайшего луча линии простирания зеркала скольжения, замеренное в плоскости зеркала) и ψ (разница между азимутом линии падения зеркала скольжения θ и азимутом линии смещения θ_I) вычисляются из элементарных геометрических построений (см. рис. 6). Здесь AA_I и CC_I - линии простирания зеркала скольжения S. Треугольник ABC расположен в плоскости падения P, перпендикулярной линиям простирания, так что AC - линия падения дизъюнктива, а BC - ее проекция на горизонтальную плоскость. Треугольник ABД расположен также в вертикальной плоскости - плоскости смещения R, проходящей через линию падения тектонической штриховки AД и отстоящей от плоскости P на двугранный угол ψ ($\psi = \theta_I - \theta$), измеряемый в горизонтальной плоскости Q как элемент треугольника ДBC. Все три

Таблица 3. Типовой формат для полевой документации параметров зеркал скольжения (ЗС)

№	E_1	$\theta<\alpha$	$\mp$	Тип ЗС		E_2	$\pm\beta$	$\theta_1<\alpha_1$	E_3	Геол.-кин. тип	H	h	Примечания
I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0	II	I2	I3	I4
Номер п/п	Оценка величины ЗС	Азимут и угол падения ЗС	Экспозиция ЗС	Тип скульптуры на ЗС	Размер скульптурных знаков	Оценка сохранности ЗС	Отклонение борозд скольжения от простирания ЗС (в плоскости ЗС)	Азимут и угол падения линии скольжения	Оценка достоверности	Геолого-кинематический тип ЗС	Мощность зоны ЗС: по экзоконтакту	Мощность зоны ЗС: по эндоконтакту	Наклон слоев; истинная амплитуда смещения; структура и состав заполнителя и др.

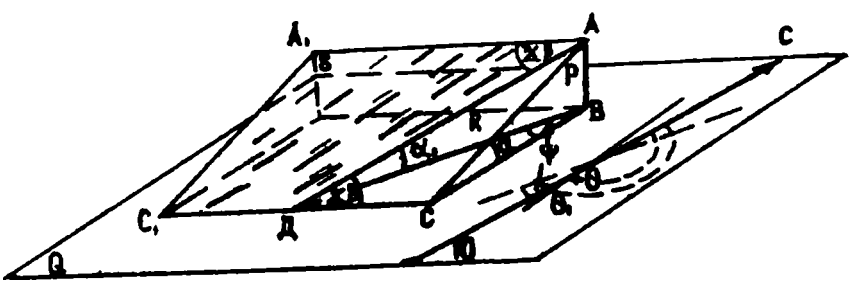


Рис. 6. Схема, иллюстрирующая взаимосвязь между углами α, β, α_1 и ψ (пояснения в тексте).

Таблица 4. Значение углов α_1 (числитель) и ψ (знаменатель) при разных значениях α и β (в градусах).

β \ α	10	20	30	40	50	60	70	80	90
10	1,5 / 80,5	3,5 / 80,5	5 / 81,5	6,5 / 82,5	7,5 / 83,5	8,5 / 85	9,5 / 86,5	10 / 88	10 / 90
20	3,5 / 70,5	6,5 / 71	10 / 72,5	12,5 / 74,5	15 / 77	17 / 79,5	18,5 / 83	19,5 / 86,5	20 / 90
30	5 / 61	10 / 61,5	14,5 / 63,5	18,5 / 66	22,5 / 69,5	25,5 / 74	28 / 79	29,5 / 84,5	30 / 90
40	6,5 / 50,5	12,5 / 51,5	18,5 / 54	24,5 / 57	29,5 / 61,5	34 / 67	37 / 74	39,5 / 81,5	40 / 90
50	7,5 / 40,5	15 / 42	22,5 / 44	29,5 / 47,5	36 / 52,5	41,5 / 59	46 / 68	49 / 78,5	50 / 90
60	8,5 / 30,5	17 / 31,5	25,5 / 33,5	34 / 37	41,5 / 42	48,8 / 49	54,5 / 59,5	58,5 / 73,5	60 / 90
70	9,5 / 20,5	18,5 / 21	28 / 22,5	37 / 25,5	46 / 29,5	54,5 / 36	62 / 47	67,5 / 64,5	70 / 90
80	10 / 10	19,5 / 10,5	29,5 / 11,5	39,5 / 13	49 / 15,5	58,5 / 19,5	67,5 / 27,5	76 / 44,5	80 / 90
90	10 / 0	20 / 0	30 / 0	40 / 0	50 / 0	60 / 0	70 / 0	80 / 0	90

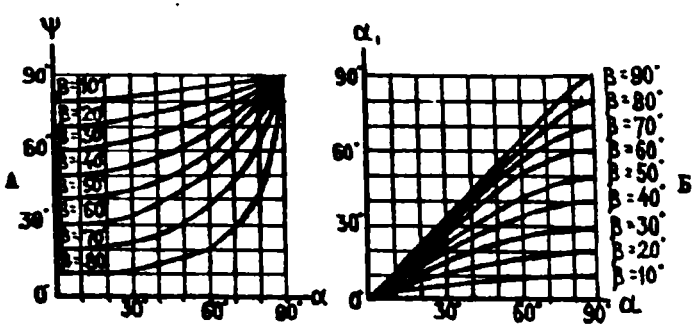


Рис.7. Номограммы значений углов ψ (график А) и α_1 (график Б) при разных значениях α и β.

треугольника прямоугольные, причем угол АСВ есть угол падения дизъюнктива α, угол АДВ – угол падения штриховки α_I, а угол АДС (=ДАА$_I$) – угол отклонения штриховки от линии простирания в плоскости S (в нашем примере это $-\beta$). Элементарные тригонометрические вычисления показывают следующую взаимосвязь этих углов между собой:

$$\sin \alpha_I = \sin\alpha \cdot \sin\beta \qquad (1)$$

$$\cos \psi = \mathrm{tg}\,\alpha_I / \mathrm{tg}\,\alpha \qquad (2)$$

Для облегчения операций с углами α_I и ψ в табл. 4 приведены округленные значения этих углов для некоторых соотношений углов α и β. Из таблицы видно, что при небольших углах наклона сместителя к горизонту даже незначительные вариации угла β дают резкие изменения азимута простирания штриховки, тогда как при больших значениях угла α простирание штриховки устойчиво приближается к простиранию трещины, а угол α_I почти совпадает с углом β. Этой таблицей и основанной на ней номограммой (рис. 7) можно пользоваться для определения азимута и угла падения штриховки ($\theta_I \angle\alpha_I$), если замерены углы β, и наоборот; так что при полевых исследованиях нет необходимости делать оба замера, указанные в графах 8 и 9 таблицы 3. Следует помнить, что для правильного вычисления азимута падения штриховки θ_I угол ψ прибавляется к азимуту падения сместителя θ, если угол β имеет знак "–" (т.е. если штриховка отклоняется от линии простирания против часовой стрелки при наблюдении над лежачим крылом сместителя) и вычитается, если $\angle\beta$ имеет знак "+".

При описании кулисно-эшелонированных систем отрывов или жил, составляющих так называемые зоны сдвиговых деформаций (Лукьянов, 1965), мы использовали сходную систему записи (рис. 8,9). Вместо угла β здесь измеряется угол π, характеризующий отклонение средней ориентировки отдельных жилок от ориентировки всей зоны в целом; кроме средней мощности (h) и длины (l) отдельных жилок измеряются общая ширина (H) и длина (L) всей зоны в целом. Морфология зон сдвиговых деформаций бывает весьма разнообразной. Зоны сдвиговых деформаций отвечают зонам концентрации касательных напряжений при очень малых деформациях; таким образом, они фиксируют как бы наиболее ранние стадии формирования зон скольжения и нередко располагаются на продолжении сколовых структур (см. рис. 9б). Непосредственное определение

№	L	H	θ<α	τ *)	ρ	K	l	h	θ₁<α₁	τ₁ *)	λ₁π	γ<δ
Номер зоны сдвиговых деформаций (ЗСД)	Длина всей ЗСД	Мощность всей ЗСД	Азимут и угол падения всей ЗСД	Азимут простирания всей ЗСД	Плотность (количество на 1 м)	Тип кулисности (кинематика зоны)	Длина частных отрывов (в среднем)	Мощность частных отрывов (в среднем)	Азимут и угол падения частных отрывов (средние)	Азимут простирания частных отрывов (средние)	Угол "кулисности" между ЗСД и частными отрывами	Азимут и угол наклона слоев
I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0	II	I2	I3

Рис.8. Типовой формат подевой документации систем отрывов, оконтуривающих зоны сдвиговых деформаций (ЗСД)

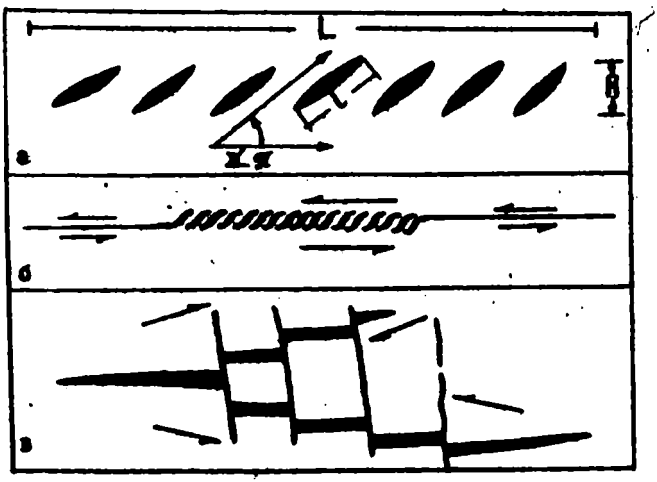


Рис.9. Элементы строения зоны сдвиговых деформаций (а) и некоторые типовые сочетания ЗСД со структурами скольжения (б, в).

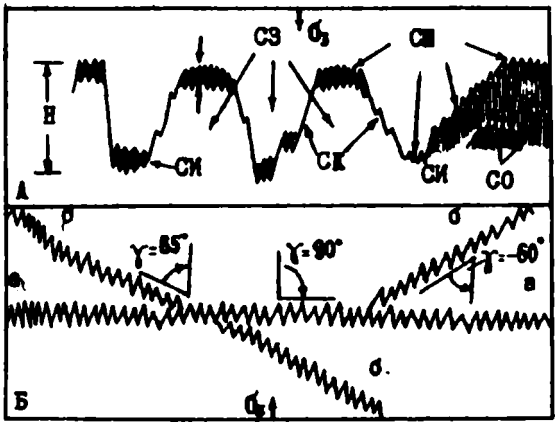


Рис.10. Схемы, иллюстрирующие строение (А) и взаимоотношения (А,Б) различных элементов стилолитовых структур: Н- стилолитовая зона в целом и ее мощность; СШ - стилолитовый шов (сутура); h - мощность сутуры; СЗ - стилолитовый выступ ("зуб" стилолита); СК - стилолитовое крыло; СИ - стилолитовые иглы; $\angle\gamma$ - угол наклона стилолитовых игл к стилолитовому шву; СО - стилолитовая обойма; σ_3 - направление оси максимального сжатия. На схеме Б изображены стилолитовые швы прямые ($\angle\gamma = 90^0$) и косые ($\angle\gamma \neq 90^0$) (а и б соответственно).

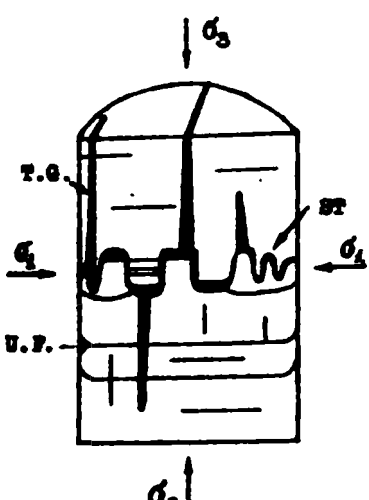


Рис.11. Блок-диаграмма, показывающая геометрические соотношения стилолитов (ST), отрывов (T.G.), трещин разгрузки (U.F.) и вызвавших их образование напряжений максимального сжатия (σ_3) и относительного максимального растяжения (σ_I) - по Nelson, 1981.

ориентировки осей σ_I (поперек отрывов) и σ_2 (вдоль линии пересечения 2-х встречных разнозначных зон сдвиговых деформаций) позволяет иногда прямо на обнажении выявить ориентировку эллипсоидов напряжений по данным исследования ЗСД; однако, определение углов θ, α и тем более β здесь, как правило, не может быть сделано с той же точностью, как и на зеркалах скольжения.

Специального фиксирования и изучения требуют также стилолитовые швы и родственные им образования. На рис. 10 изображена идеализированная стилолитовая зона и ее основные элементы: тело стилолита и обрамляющие его стилолитовые швы ("сутуры"); зубья стилолита и ограничивающие их стилолитовые крылья; стилолитовые иглы - своеобразные линейные текстурные образования, участвующие в строении как тела стилолита, так иногда и его стенок, и образующие местами целые "стилолитовые обойны" (пучки однонаправленных стилолитовых игл довольно значительных объемов). Наиболее благоприятная литологическая среда для образования стилолитов - карбонатно-мергелистые породы. Большинство исследователей считают, что стилолиты представляют собой структуры растворения в условиях ориентированного давления, а зубья стилолитов - ориентированные скульптуры, оси которых располагаются вдоль направления максимального стресса (Холодов, 1955; Бушинский, 1961; Каплан и Булач, 1962; Логвиненко, 1976; Пиронков, 1970; Buchner ,1980; Nelson , 1981; Salameh and Zacher, 1983 и мн.др.). Наряду с послойными стилолитами, широко распространенными в разрезах карбонатных толщ и, в частности, в меловых (особенно турон-сантонских) известняках Северного Кавказа, часто встречаются так называемые "горизонтальные" или "тектонические" стилолиты, секущие под разными углами слои осадочных пород и связанные с действием на последние ориентированных тектонических напряжений (в связи с чем мы предпочитаем именовать их "стресс-стилолитами"). Стилолиты указывают направление тектонических стрессов в толщах слабо дислоцированных или пологозалегающих осадочных пород и являются весьма важными "тензодатчиками" при изучении палеодинамических обстановок. Поэтому измерение элементов залегания стилолитовых образований представляет собой самостоятельную задачу при структурно-геологических исследованиях стилолитизированных толщ. Подобно тому, как ориентировка отрывов фиксирует направление оси σ_I эллипсоида напряжений, иглы стресс-стилоли-

тов непосредственно указывают ориентировку тектонического стресса.

Изучая стилолитовые структуры, необходимо отмечать угловые соотношения между простиранием стилолитовых игл и ориентировкой всей зоны в целом, отдельных стилолитовых крыльев или других плоскостных ограничений стилолитизированных блоков горных пород. Специального рассмотрения заслуживают стилолитовые крылья, наклоненные к зоне стилолита под углами более 45°. Эти поверхности на первый взгляд напоминают зеркала скольжения, но роль тектонической штриховки в них играют стилолитовые иглы; отдельные группы стилолитовых игл обычно ограничены небольшими уступами, морфологически очень сходными со стенками отрывов на поверхностях зеркал скольжения. Однако, как ясно из рисунков 10 и 12, эти уступы представляют собой структуры сжатия, а не отрывы. Стилолитовые крылья, таким образом, оказываются тектодинамическими гомологами зеркал скольжения II рода. Это предположение, вытекающее из представлений о "спастической" природе стилолитовых игл, подтверждается многочисленными полевыми наблюдениями за характером зеркал скольжения, развитых иногда вдоль этих же поверхностей. Н.Н.Курдин, Т.Ю.Тверитинова, В.Г. Сивако и автор этой статьи неоднократно наблюдали в верхнемеловых известняках Северного Кавказа такие поверхности скольжения, на которых были одновременно проявлены обе разновидности дислокационной линейности (борозды скольжения на примазках тектонита и стилолитовые иглы во вмещающей породе), причем простирание стилолитовых игл и борозд скольжения было одно и то же, а поперечные к ним уступы были обращены в противоположные стороны (рис. 12).

Многие исследователи отмечают закономерную связь стресс-стилолитов с другими мини-структурами. Стилолитовые швы, как правило, поперечны к трещинам отрыва и заполняющим их жилам (Каплан и Булач, 1962; Дорофеева и Вычев, 1962; Milton , 1980; Nelson , 1981), но параллельны " трещинам разгрузки" ("unloading fractures" - Nelson , 1981; см.рис.11) или "трещинам сжатия" (Каплан и Булач, 1962). Отмечаются взаимопереходы по простиранию между трещинами и стилолитовыми сутурами; сами стилолитовые швы заполнены обычно тонкодисперсным глинистым веществом, иногда сильно перетертым, черным и блестящим от примесей непрозрачных минералов и слюд (Дорофеева и Вычев, 1962). Поперечн-

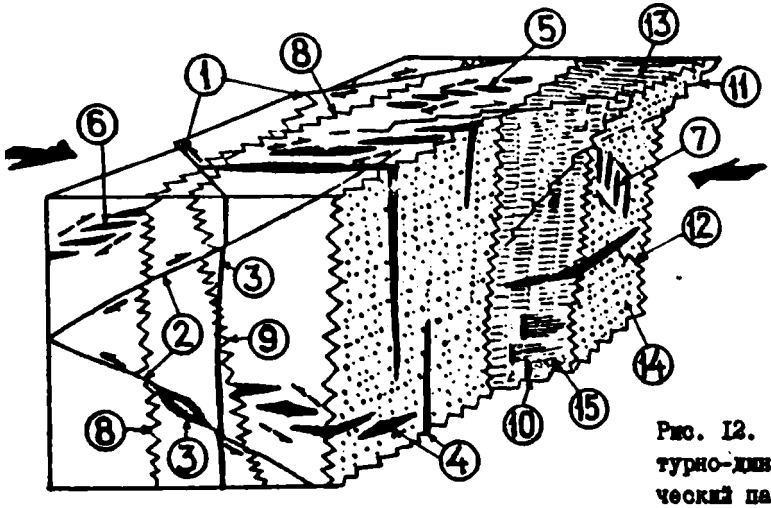


Рис. I2. Структурно-динамический парагенезис отрывов, сколов и стилолитов (идеализированная схема): I - сдвиги; 2-надвиги; 3- жилы; 4- отрывы; 5-7 - зоны сдвиговых деформаций (5- сдвигового, 6 - надвигового, 7 - обросового типа); 8-I4 - стресо-стилолитовые структуры: 8-9 - стилолитовые швы (8- прямые, 9 - косые),I0-I2 - стилолитовые крылья (I0-сдвиговые, II-надвиговые, I2-обросовые), I3- "обойма" стилолитовых игл; I4 - стилолитовые поверхности; I5 - фрагмент зеркала скольжения на поверхности стилолитового крыла.

ные стилолитам отрывы обычно заполнены свежим жильным кварцем или кальцитом. Структуры скалывания как правило ориентированы диагонально к стилолитовым швам (Eyal and Reches , 1983), а тектонические штрихи на зеркалах скольжения различного типа - диагонально или поперек простирания стресо-стилолитов (Pironkov,1982). Многочисленные наблюдения разных исследователей (в том числе и автора этой статьи) свидетельствуют о том, что в слабо дислоцированных и практически неметаморфизованных породах отрывы, сколы разного типа и стресо-стилолитовые структуры часто образуют устойчивые геометрические сочетания, связанные с воздействием единой тектодинамической обстановки (см. рис. I2).

К микроструктурным образованиям сложно дислоцированных толщ относятся кливаж- и будинаж-структуры, а также своеобразные

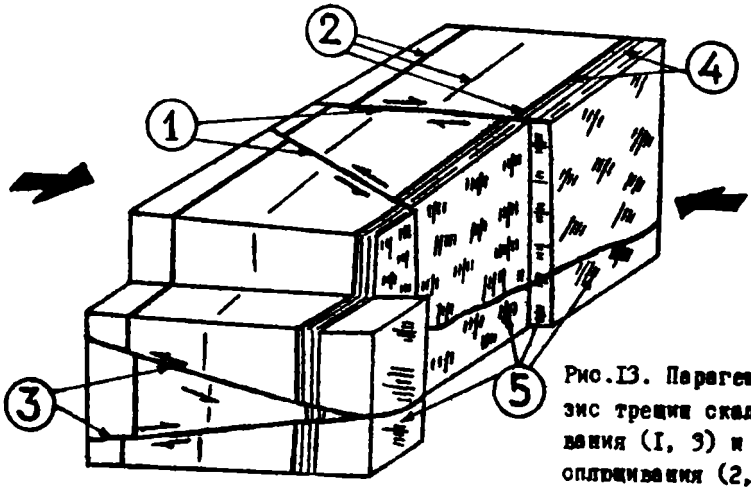


Рис.13. Парагенезис трещин скалывания (1, 3) и оплющивания (2,4) в мраморизованных известняках среднего девона (Кавказ, Тырныаузская шовная зона, с.В.Теберда); 5 - борозды скольжения.

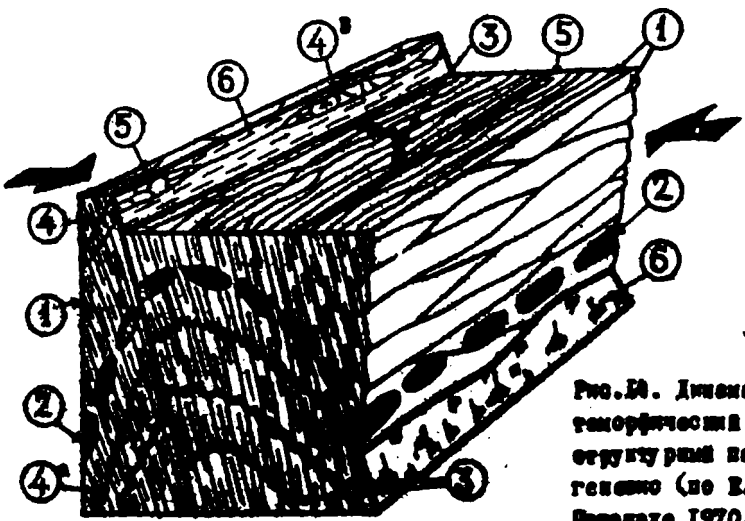


Рис.14. Динамометаморфический структурный парагенезис (по Е.М. Поталахе, 1970, с незначительными изменениями): 1- кливаж; 2- будинаж; 3- птигматитовые складки; 4- псевдостилолиты (а) и псевдоконгломераты (в) - структуры пересечения; 5- разрывы; 6- борозды скольжения.

структурные гомологи кливажа - структуры скольжения II рода (см. рис. 13 и 14). Зоны скольжения II рода состоят из серии обливанных и параллельных друг другу плоскостей скольжения, на которых фиксируются различно ориентированные, иногда дугообразные и взаимно пересекающиеся тектонические штрихи и борозды скольжения; эта особенность их строения связана с интенсивным расплющиванием горных пород внутри зоны скольжения и тектоническим течением их в стороны, поперек действия максимального стресса (в области меньшего давления, удачно названные М.Л.Коппом "геодинамическими убежищами"). При изучении кливажированных пород необходимо отмечать предпочтительную ориентировку кливажных поверхностей, среднюю мощность и конфигурацию отдельных литонов (узких ромбовидных блоков, ограниченных двумя соседними кливажными поверхностями), соотношение кливажа со слоистостью (или иными первичными текстурами кливажированных пород) и с прочими наблюдаемыми в обнажениях мини- и мезоструктурами, а также морфологию и ориентировку дислокационной линейности на плоскостях кливажа или секущих их дизъюнктивах. При тектодинамической интерпретации кливажа следует иметь в виду наличие как минимум двух его генетических разновидностей - кливажа скалывания и кливажа осевой плоскости. Первый представляет собой комплекс минструктур скольжения, второй - сплющивания (см.табл.I). Вероятно, при образовании сложно дислоцированных "зон смятия" происходит сочетание обоих видов деформации (Паталаха, 1981). Методика изучения кливажированных толщ подробно рассматривается как в общих (Амгирей,1966; Хилло,1967;Спенсер,1981; Ярошевский,1980 и др.), так и в специальных (Кириллова,1949;Гончаров,1971; Плюсин,1971 и др.) работах по структурной геологии. Анализ будинаж-структур умеренно деформированных толщ в первом приближении можно свести к фиксации типов и ориентировки ограничивающих будины мини-дизъюнктивов. Для изучения более глубоко будинированных пород разными исследователями рекомендуются специальные методики исследования (Милеев,1970; Тохтуев,1972 и др.).

Набор, морфология и, отчасти,ориентировка описанных выше мини-дизъюнктивов в конкретном массиве горных пород существенно зависит от общего уровня их тектонической переработки, или от степени их динамометаморфизма (l.str.). Совокупность структур определенного уровня деформированности можно, вслед

за Е.И.Паталахой (1970) именовать динамометаморфическим структурным парагенезисом. На рис. 12-14 изображены три различные парагенезиса мини-структур бокового сжатия, соответствующие разным уровням общей деформированности (тектонизации) осадочных пород. Первый, сколово-стилолитовый парагенезис, характеризуется относительно малым удельным укорочением (упруго-хрупкая твердая среда; во внутренней деформации преобладает диагональное скалывание по типу чистого сдвига; структуры содвижения представлены стилолитами или не развиты вообще). Второй - парагенез локального расплющивания; он характеризуется значительными, не неравномерными удельными деформациями (умеренно-пластичная среда, упруго-пластическая деформация; зоны сплющивания перемежаются с зонами хрупкого скалывания). Третий - структурный парагенезис тотального расплющивания - отвечает более высокой ступени тектонической переработки материала, с большими удельными деформациями всей толщи в условиях пластической реакции среды. Для этой стадии динамометаморфической переработки пород характерно широкое развитие главного кливажа, будинажа и латерального тектонического течения. Этот ряд можно было бы продолжить, включив в него различные структурно-метаморфические комплексы, образовавшиеся при еще более сильной динамометаморфической переработке осадочных и магматических пород (Лукьянов,1980); Миллер,1982); однако, анализ структуры высокометаморфизованных толщ не входит в задачу настоящей статьи.

* *
*

Основным результатом морфологической стадии парагенетического анализа является по возможности более полный структурно-геологический диагноз каждого отдельного дизъюнктива, подвергнутого индивидуальному исследованию. Наиболее важным для целей парагенетического анализа является определение геолого-кинематического типа тектонического нарушения. Точный геолого-кинематический диагноз нарушения сводится к установлению элементов залегания его плоскости и ориентировки вектора относительного перемещения крыльев. Определение численного значения обоих этих параметров как правило удается сделать лишь для небольшой части хорошо обнаженных и изученных нарушений детального (трещины отрыва, стилолиты, зеркала скольжения) или локального (мелкие разрывы с фиксированным направлением смещения) структурных уровней. Од-

нако, качественное определение геолого-кинематического типа нарушения (сброс, взброс, правый или левый сдвиг, раздвиг, содвиг, или их сочетание в различных соотношениях) возможно для значительно бо́льшего числа дизъюнктивов; при этом могут использоваться различные (как прямые, так и косвенные) структурно-геологические, геолого-геоморфологические и геолого-геофизические признаки.

Парагенетическая стадия s.str. (стадия группировки)

При группировке дизъюнктивов в естественные множества для целей парагенетического анализа важно соблюдать некоторые общие принципы. Прежде всего, группируемые дизъюнктивы должны быть тектонически одновозрастными и близко расположенными, т. е. отвечать единому тектоно-деформационному циклу и располагаться внутри определенного ограниченного объема (принципы единства времени и места). Все дизъюнктивы, объединяемые в парагенетическую ассоциацию, должны быть соизмеримы между собой по величине (принцип соразмерности). Наконец, существенная (возможно бо́льшая) часть вовлекаемых в парагенетический анализ дизъюнктивов должна быть продиагностирована в геолого-кинематическом отношении (принцип кинематической определенности). Выполнение этих условий делает возможным проведение многоступенчатого парагенетического анализа дизъюнктивной структуры различных по величине объемов горных масс.

В принятом масштабе исследования каждый объем горных пород содержит конечное (хотя часто практически неисчислимое) множество дизъюнктивов значительного ранга. Используя перечисленные выше принципы группировки, обычно удается выделить среди этого полного множества дизъюнктивов более мелкие естественные ассоциации. Наиболее употребительный является группировка дизъюнктивов в системы и семейства. Системой мы именуем естественное множество сходно ориентированных (примерно параллельных друг другу) одновозрастных и близкорасположенных однородных дизъюнктивов, характеризующихся сходным структурно-геологическим габитусом и геолого-кинематическим типом. Для парагенетического анализа имеет смысл выделение именно таких - пространственно-кинематических - систем дизъюнктивов, в отличие от некоторых других аспектов геологического анализа, когда вполне достаточным бывает выделение пространственных систем и сетей трещиноватости (например, при инженерно-геологическом исследовании

структурной неоднородности и анизотропии горных массивов - см. Чернышев,1984 и др.). При группировке отдельных дизъюнктивов в системы устанавливается целый ряд специальных параметров, характеризующих каждую систему: предпочтительная ориентировка плоскостей (мода), мера отклонений крайних значений этого параметра от его моды (дисперсия), число однородных структур на единицу площади (плотность) или длины (густота), преобладающий геолого-кинематический тип; мода и дисперсия векторов смещений и др.

Различные системы дизъюнктивов объединяются в более сложные ассоциации - парагенетические семейства. Под парагенетическим семейством дизъюнктивов (или дизъюнктивным структурным парагенезисом) мы понимаем такое естественное множество разнородных дизъюнктивов или их систем, все члены которых имеют (или могут иметь) общую геолого-механическую природу; основными признаками этой их общности являются устойчивость (неоднократная повторяемость) и (или) закономерность (геолого-геометрическая упорядоченность) их пространственных сочетаний. Как уже указывалось на стр. 185, характерная особенность дизъюнктивного парагенеза - упорядоченность взаимоотношений слагающих его дизъюнктивов разной морфологии и ориентировки, или определенный структурный рисунок. Структурный рисунок - геометрический закон сочетания различных структурных элементов внутри единого структурного парагенеза; он может быть изображен как в виде условного "узора" на структурных диаграммах (чаще всего на стереографических сетках), так и в виде непосредственного (чаще всего картографического) "отпечатка" действительного размещения конкретных структурных форм различного типа. Структурные рисунки различных дизъюнктивных парагенезов отличаются друг от друга двумя взаимосвязанными характеристиками: (1) внешним рисунком - числом и геометрическими соотношениями разно ориентированных дизъюнктивных систем, определяющими форму образующихся при дизъюнкции объема блоков отдельности, и (2) внутренним структурным рисунком, определяющим геолого-кинематическую целостность данной парагенетической ассоциации и заключающимся в строгом соблюдении определенных геометрических соотношений между ориентировками плоскостей смесителей и вектором относительного перемещения их крыльев.

Анализируя пространственные особенности устойчивого взаим-

ного расположения дизъюнктивов разного морфокинематического типа внутри различных объемов горных пород, можно выделить целый ряд типов дизъюнктивных парагенезов и свойственных им структурных рисунков. Наиболее полная и наглядная характеристика этих эмпирических парагенезисов была получена при парагенетическом исследовании трещиноватости, позволившем (благодаря массовости измерений и использованию традиционного аппарата статистической обработки) выявить такие природные сочетания дизъюнктивных структур, которые не очевидны на объектах иного структурного ранга. Прежде, чем перейти к характеристике основных типов натуральных дизъюнктивных парагенезов, остановимся на методике статистической обработки результатов массового полевого парагенетического исследования тектонической трещиноватости.

Общая структура полного массового замера мини-дизъюнктивов, являющегося итогом морфологической стадии структурно-парагенетического анализа опорного тектодинамического участка (обнажение или группа сближенных обнажений, находящихся в одинаковой геологической позиции и обладающих сходной структурно-геологической характеристикой) иллюстрируется схемой (рис. I5). Статистическая обработка этого полученного в результате специального полевого исследования массива исходных данных проводится следующим образом (рис. I6). На круговые диаграммы по сетке Болдырева (полярная стереографическая проекция) наносятся полюса всех замеренных трещин (тип А); на отдельную стереограмму (тип Б) выносятся те из них, которые несут кинематическую информацию (зеркала скольжения, отрывы, жилы, зоны сдвиговых деформаций, стилолиты, кливаж и др.). Для их изображения принята специальная система условных знаков (табл.5), отражающая величину дизъюнктива (размер значка), его кинематический тип (форма значка) и достоверность его определения (цвет или степень заполнения значка). Номер трещины в сводной таблице, значение угла β, состав и мощность заполнителя выносятся на поля диаграммы Б. Затем составляется серия диаграмм распределения полюсов трещин в изолиниях их плотностей (по палетке Пронина). Сводная диаграмма (тип В) включает все замеренные полюса с диаграммы А; специальная диаграмма составляется по отрывам и жилам (тип Г; $Г_1$ - только отрывы; $Г_2$ - только жилы; $Г_3$ - зоны брекчирования). Наиболее детальной обработке подвергаются зеркала скольжения, особенно в тех случаях, когда их набор достаточно представителен.

А. Все изученные структуры

$А_I$. "Немые" трещины и мелкие разрывы, не поддающиеся морфо-кинематической диагностике

Б. Мини-дизъюнктивы с определенным морфо-кинематическим диагнозом

Г. Структуры раздвижения (отрывы, раздвиги, жилы)

- $Г_I$. Отрывы, раздвиги
- $Г_2$. Жилы
- $Г_3$. Зоны брекчирования

М. Структуры содвижения (стилолиты, трещины сплющивания и сжатия)

Д. Структуры скольжения (ЗС, ЗСД, СК)

- $Д_I$. Сколы с неясным характером смещения
- Е. Взбросы, надвиги, сдвиго-взбросы
- Ж. Сбросы, сдвиго-сбросы
- З. Правые сдвиги, взбросо- и сбросо-сдвиги
- И. Левые сдвиги, взбросо- и сбросо-сдвиги
- К. Разрывы со смещением преимущественно по или против падения
- Л. Разрывы со смещением преимущественно по простиранию

Рис.15. Схема, иллюстрирующая структуру полного массового замера мини-дизъюнктивов на опорном тектодинамическом участке.

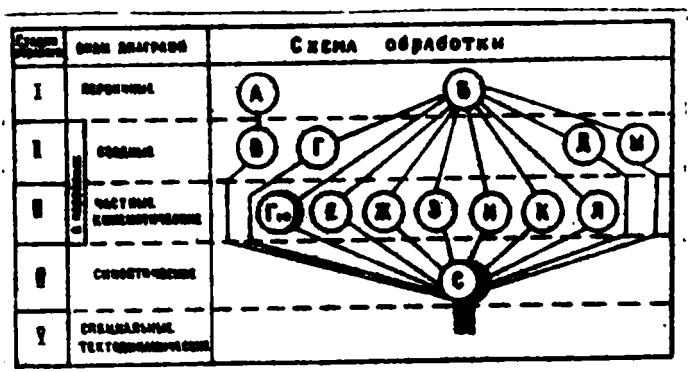


Рис.16. Схема статистической обработки полного массового замера мини-структур с помощью стереографических диаграмм.

Таблица 5. Обозначения полюсов трещин на стереограммах

А. Геолого-кинематический тип нарушения (форма значка)

I. Зеркала скольжения, зоны сдвиговых деформаций и стилолитовые крылья с $\gamma < 45^0$

Значок полюса	Геолого-кинематический тип нарушения	$\lvert\angle\beta\rvert$
⊙	взброс, надвиг	$>60^\circ$
⊙ а ⊙ б	сдвиго-взброс (а- левый, б- правый)	46-60°
⊡	сброс	$>60^\circ$
⊡ а ⊡ б	сдвиго-сброс (а- левый, б- правый)	46-60°
△	правый сдвиг	$<30^\circ$
△ а △ б	правый взбросо-сдвиг (а) и сбросо-сдвиг (б)	30-45°
▽	левый сдвиг	$<30^\circ$
▽ а ▽ б	левый взбросо-сдвиг (а) и сбросо-сдвиг (б)	30-45°
☆	смещение по или против падения (dip slip fault)	$>60^\circ$
☆	то же со сдвиговой компонентой	46-60°
◊	смещение преимущественно по простиранию	$<30^\circ$
◊	то же, с существенной взбросовой или сбросовой составляющей	30-45°

2. Отрывы, раздвиги

⊠а ⊠б ⊠в ⊠г то же с существенной взбросовой (а), сбросовой (б), правосдвиговой (в) и левосдвиговой (г) составляющей

Ж 3. Жилы

4. Стилолитовые швы:

◒а ◒б ◒в с субвертикальным (а), с субгоризонтальным (б) и наклонным (в) залеганием стилолитовых игл (стрелка отражает простирание игл)

Б. Достоверность определения кинематического типа:

⊙а ⊙б ●в низкая (а), средняя (б), высокая (в)

В. Величина нарушения:

•а ⊙б ⊙в площадь до 10 см^2 (а), от 10 см^2 до 10 м^2(б), свыше 10 м^2 (в).

Для них отстраивается общая диаграмма (тип Д), характеризующая распределение всех зеркал скольжения в данной точке независимо от характера смещения по ним, и частные кинематические диаграммы (типы Е-Л), где отдельно анализируются распределение взбросов (тип Е), сбросов (тип Ж), сдвигов - правых (тип З) и левых (тип И), а при неясности направления движения - специальные диаграммы для изображения трещин с субвертикальным ($\beta > 45^{o}$) и субгоризонтальным ($\beta < 45^{o}$) характером следов скольжения (тип К и Л соответственно). При наличии трещин сплющивания или стилолитов строится специальная частная кинематическая диаграмма, отражающая статистическое распределение только этих структурных форм (тип М). Сопоставление общей (В) и частных (Г-М) диаграмм распределения плотностей трещин позволяет наметить основные пространственно-кинематические системы трещиноватости и установить геолого-геометрические соотношения между ними. Построение "синоптических" диаграмм, на которые выносятся экстремальные части всех общих и частных максимумов с обозначением их плотности и морфо-кинематического типа, позволяет выявить натуральные парагенетические семейства трещин и установить соотношения между составляющими их пространственно-кинематическими системами.

Парагенетические ассоциации дизъюнктивов состоят из одной, нескольких или множества пространственно-кинематических систем. Устойчивое проявление в изучении объема одной системы трещин раздвижения (отрывы, жилы), или скольжения (сдвиги, надвиги, сбросы), или содвижения (кливаж, стилолиты, трещины сплющивания) говорит о воздействии на этот объем определенным образом ориентированных анизотропных напряжений. Более распространены парагенетические сочетания из нескольких систем трещин разного кинематического типа, в том числе: I) две сопряженные системы трещин скалывания (разноименные сдвиги, надвиги или сбросы); 2) две взаимноперпендикулярные системы трещин (система раздвижения и система содвижения; обычно это сочетание отрывов и трещин сплющивания или стилолитов); 3) четыре сопряженные системы сколов (разноименные сбросы или надвиги и диагональные к ним сдвиги); 4) сочетания одной или двух пар сопряженных систем скалывания с одной или двумя системами отрывов и трещин сплющивания.

Наиболее характерная стереографическая фигура упорядоченных

множеств дизъюнктивных систем - пояс трещиноватости, т.е. такое сочетание трещинных систем, все члены которого параллельны одной линии, являющейся осью пояса (большой пояс трещиноватости) или отстоят от нее на одну и ту же угловую величину (малый пояс трещиноватости). На структурной диаграмме первый имеет вид пояса полюсов трещин, расположенного по большому кругу диаграммы (т.е. вдоль экватора или одного из меридианов); в малых поясах трещиноватости полюса трещин располагаются вдоль одной из широт стереографической сетки. Геометрическим образом ("моделью") большого пояса трещиноватости является цилиндр, малого - конус вращения, причем в обоих случаях ось пояса является и осью фигуры вращения. Большие пояса трещиноватости сложены как правило сколами и (или) отрывами; линии скольжения на плоскостях сколовых трещин могут быть перпендикулярны ("пояса вращения") или параллельны ("пояса течения") оси пояса. Малые пояса трещиноватости характеризуются, как правило, исключительным развитием сколовых элементов, причем линии скольжения каждого скола компланарны (лежат в одной плоскости) с осью пояса (высотой конуса скалывания).

Реальные парагенезисы трещинных нарушений, характеризующие дизъюнктивную структуру определенных тектонических объемов, характеризуются нередко и более сложными сочетаниями систем. Так, элементы пояса течения часто сочетаются с поперечными поясу системами сплющивания или отрыва; возможны и другие, более сложные сочетания. Такие усложнения связаны с неравномерным характером нагружения реальных тектонических объемов в процессе деформации, а также с возможностью геологически одновременного (т.е. в пределах единого деформационного процесса) воздействия на объем нескольких (как правило, тесно взаимосвязанных причинно и геометрически) напряженных состояний. Часто встречаются неполные структурные рисунки, в которых представлена только часть из перечисленных выше наборов дизъюнктивных систем; причиной такой неполноты обычно служит изначальная неоднородность деформируемых объемов. Однако, при парагенетическом сочетании дизъюнктивов всегда соблюдается определенная геолого-геометрическая упорядоченность между ориентировкой дизъюнктивных плоскостей и характером смещения по ним.

Упорядоченность геолого-геометрических соотношений внутри каждого дизъюнктивного парагенеза позволяет не только выделять

различные парагенетические ассоциации природных дизъюнктивов по свойственным им структурным рисункам, но и предлагать (на основании сравнения этих рисунков со структурными рисунками типовых геомеханических моделей дизъюнктивной деформации - см.ниже) их механико-генетическую (тектодинамическую, кинематическую и палеореологическую) интерпретацию. Такая интерпретация составляет основное содержание геомеханической стадии структурного анализа.

Геомеханическая стадия парагенетического анализа дизъюнктивных структур

Геомеханический анализ дизъюнктивных структур заключается в построении гипотетических механических схем, связывающих формирование конкретных дизъюнктивов и их сочетаний с определенным типом напряженно-деформированного состояния (ориентировкой и соотношением главных тектодинамических и кинематических осей) деформируемого объема, а также с характером его внешнего нагружения и реологического поведения в процессе деформации. Таким образом, суть геомеханической стадии парагенетического анализа дизъюнктивов состоит в сопоставлении конкретных структурно-геологических моделей, выявленных при регионально-геологическом исследовании реально существующих дизъюнктивных парагенезов, с эталонными моделями геомеханических семейств структур разрушения. Эталонные модели могут быть различных типов: природные (основанные на исследовании естественных соотношений реальных геологических структур, происхождение которых хорошо известно), тектонофизические (результаты физических экспериментов с образцами горных пород и модельных материалов) и математические (полученные при теоретических расчетах и построениях разнотипных структур разрушения, возникающих в идеальных физических телах при разных вариациях параметров деформации).

Примерами природных моделей структур разрушения являются поверхностные или глубинные сейсмодислокации, трещины ледников и другие природные ассоциации дизъюнктивных структур. При тектонофизическом моделировании исследуются различной формы и величины образцы горных пород или модельных материалов, подвергающиеся разрушающим нагрузкам при разных видах нагружения (сжатие, растяжение, изгиб, кручение), различных формах штампа и конфигурации основания образца; варьируются также степень сцепления образца со штампом, скорость нагружения, общая физи-

ко-химическая обстановка деформирования (PT условия, наличие различных поверхностно-активных сред) и другие условия эксперимента. В процессе таких исследований получены разнообразные структурные рисунки как хрупкого, так и пластического разрушения образцов горных пород и модельных материалов, достаточно полно имитирующие многие природные дизъюнктивные структуры и сочетания: системы отрывов, сколов или трещин сплющивания; сопряженную пару или четверку сопряженных трещин скалывания с различными углом скалывания; сочетания трещин скалывания и отрыва; конус скалывания при сжатии или при растяжении; различные более сложные сочетания разрывов. Особенно интересные соотношения структур разрушения были получены в опытах Т.Кармана (Karman, 1913), А.Надаи (1954) и Г.П.Горшкова (1947) по моделированию конуса скалывания при раздавливании цилиндрических образцов горных пород и модельных материалов; М.В.Гзовского и его сотрудников по моделированию трещин скола и отрыва при простом сдвиге и общем сжатии (Гзовский,1975; Парфенов и Жуковский,1966; Тектонофизика...,1971; Стоянов,1977; Stojanov and Tsankov , 1982 и др.). В последнее время широкое распространение получили модели с заданной неоднородностью среды, имитирующие либо реальное распределение разрывов разного типа (Бондаренко,1976; Поля напряжений...,1979; Шарапов и др.,1984 и др.), либо типовые соотношения разрывов разной генерации в деформирующихся блоках (Гептнер,1970; Рукич,1982; Шерман и др.,1983). Исследуют также кинетику формирования разрывов и трещин,варьируя тип среды, условия эксперимента и величину образца (Соболев,1980; Шамина, 1981). Осуществляется серия испытаний на разрушение образцов при различных физико-химических условиях деформации (см.статью Д.И.Сальникова в настоящем сборнике). Все это позволяет надеяться, что в недалеком будущем будет получена экспериментальная проверка различных видов дизъюнктивной деформации в широком диапазоне изменчивости главных геомеханических и физико-химических параметров.

Теоретические модели рассматривают (с помощью математических формул или геометрических построений) возможное расположение структур разрушения внутри однороднонагруженных или однороднодеформируемых объемов геологической среды с разным типом реологического поведения и при различных условиях нагружения и видах анизотропии напряженно-деформируемого состояния. При

этом в качестве основных геомеханических параметров, определяющих тип и конфигурацию модели разрушения, учитываются: эффективная реологическая характеристика среды в момент разрушения (хрупкая, вязкая, пластическая, или более сложная реологическая модель); общий характер нагружения объема внешними силами (сжатие, растяжение, сдвиг, кручение или их сочетание); тип напряженного состояния однороднонагруженного объема (двухосно-анизотропное, в условиях активного сжатия или растяжения; трехосно-анизотропное, осесимметричное, при стационарном положении осей σ_I или σ_3; трехосно-анизотропное, с различным соотношением главных нормальных напряжений, определяемых величиной коэффициента Лоде-Надаи $\mu_\sigma = 2(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_I - \sigma_3) - I$; то же с вращением вокруг оси σ_2); тип деформированного состояния (плоское или струйное течение; вращение); геологический тип поля напряжений (надвиговый, сдвиговый или сбросовый - при вертикальном положении осей σ_I, σ_2 и σ_3 соответственно).

На основании сопоставления природных, экспериментальных и теоретических моделей разрушения к настоящему времени выявлены типовые структурные рисунки различных эталонных геомеханических семейств, соответствующие разным моделям дизъюнктивной тектонической деформации элементарных объемов (Расцветаев, 1982). Некоторые из них изображены на рис. 17, в правой части которого приводятся различные случаи возможной локализации стереографических полюсов дизъюнктивов разного геолого-кинематического типа при трех стандартных геологических типах напряженно-деформированного состояния (сдвиговом, надвиговом и сбросовом). Охарактеризуем вкратце эти общие модели и соответствующие им структурные рисунки.

Наиболее широко применяемая в структурной геологии геомеханическая модель дизъюнктивного семейства - сопряженная пара разноименных сколов; она связана с разрушением пород вдоль плоскостей максимальных касательных (скалывающих) напряжений в условиях трехосно-анизотропного напряженного состояния. Эта модель детально описана в фундаментальных работах Г.Беккера, Е.Андерсона, А.В.Пена (1939), М.В.Гзовского (1975) и др. и широко используется в геологической практике. В зависимости от ориентировки осей главных нормальных напряжений относительно горизонта, сколы оказываются то сопряженными сдвигами, то надвигами, то сбросами (см.рис. 17 строка I, колонки А, Б и В

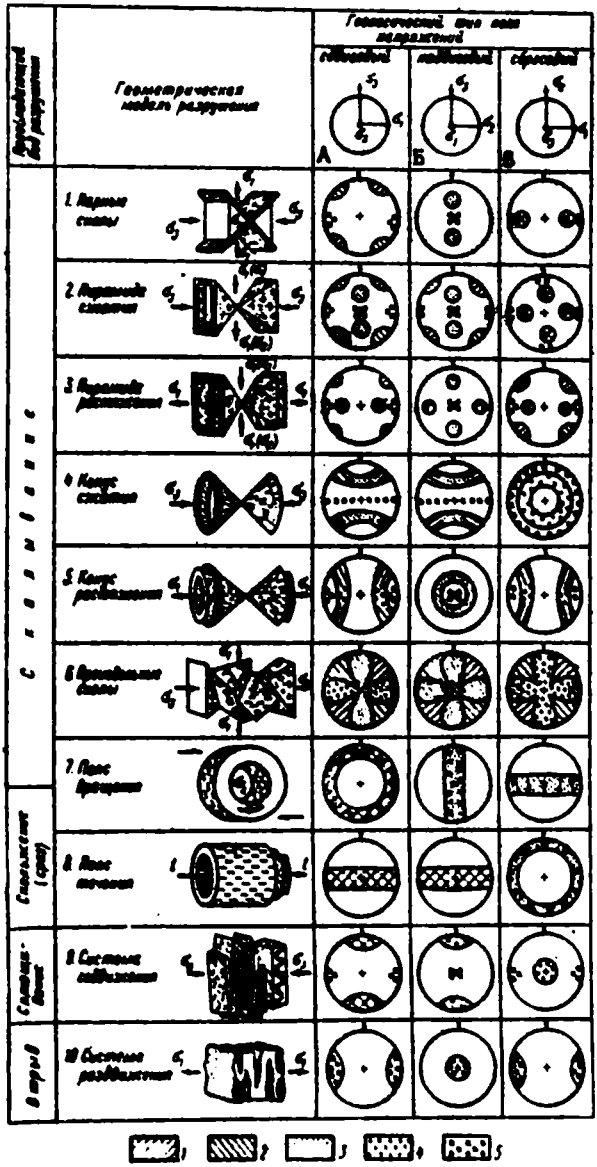


Рис. I7. Стереографические структурные рисунки некоторых геомеханических семейств дизъюнктивных нарушений. Различной штриховкой показаны области локализации полюсов правосдвиговых (I), левосдвиговых (2), взбросонадвиговых (3), сбросовых (4) и раздвиговых (5) тектонических нарушений. Стрелками показана ориентировка главных тектодинамических (σ_1, σ_2 и σ_3) и кинематических (t - течение, τ - вращение) осей.

соответственно). Пара сопряженных диагональных сколов часто сопровождается одной системой отрывов, перпендикулярной направлению максимального растяжения и являющейся как бы плоскостью симметрии для разноименных сколов.

Широкое распространение методики Г.Беккера - М.В.Гзовского заставляет нас предостеречь от неоправданного и поспешного ее использования для определения палеонапряжений по любым взаимно пересекающимся сколовым плоскостям. Выбор сопряженных сколов есть результат специального и весьма кропотливого исследования, когда путем тщательного анализа морфологических, кинематических и общегеологических данных обо всех развитых в исследуемом объеме дизъюнктивных системах обосновывается правомочность выбора двух из них в качестве "отпечатков" комплементарных площадок действия максимальных касательных напряжений. Таким образом, выбор сопряженных сколовых систем является итогом, а не началом структурно-геологического исследования.

Решающую роль при выборе сопряженных систем скалывания играет анализ следов смещения. Важнейшим свойством последних является их расположение в главной кинематической плоскости эллипсоида напряжений, перпендикулярной оси средних нормальных напряжений σ_2 (Хворинг,1969; Гущенко,1973; Очеретенко и Трощенко,1978). Построив след смещения в плоскости трещины, можно найти и перпендикулярную ему линию скрещения данной трещины со всеми возможно сопряженными с нею сколами при различных типах скалывания, а также дугу большого круга - след главной кинематической плоскости (Гущенко,1979). В этой кинематической плоскости происходит перемещение, связанное с данной системой напряжений. Поскольку речь идет о трехосном эллипсоиде напряжений, все сколы, линии смещения которых не параллельны этой плоскости, не могут составлять с исходной плоскостью сопряженную сколовую пару. Вторым необходимым условием комплементарности двух сколов является противоположность знака смещения по исходной и новой плоскости. Наличие в парагенезе системы отрывов ставит еще одно условие: система эта должна делить пополам двугранный угол сколов в квадранте сжатия. Дополнительно к этим трем главным кинематическим условиям сопряженности сколовой пары могут быть привлечены и другие геологические и тектонофизические признаки.

Тектодинамическая интерпретация сопряженной пары сколов

производится обычно графически по методу М.В.Гзовского на экваториальной сетке Вульфа. Попутно определяется и угол скалывания (половина квадранта сжатия в кинематической плоскости), являющийся фундаментальной физико-механической характеристикой породы в данных тектодинамических условиях (интегральный палеореологический параметр). При известном угле скалывания (для неокомских известняков Копетдага он составляет обычно в среднем 20°, для угленосных отложений Донбасса 31° и т.д.) эллипсоид напряжений может быть построен и по одной системе сколов с известным направлением смещения. Наличие сопряженной пары систем сколов является типичным случаем деформации "чистого сдвига" (Пек, 1939; Ситтер,1960 и др.). Аномальное увеличение угла скалывания может свидетельствовать о появлении значительной упруго-пластической составляющей, в пределе вызывающей деформацию оплощивания (Ахтирей,1966).

Пожалуй, наибольшее распространение в земной коре складчатых и рифтовых областей имеет геомеханическое семейство дизъюнктивов, изображенное на строчках 2 и 3 рисунка 17 и именуемое нами "пирамида скалывания". Геометрическая модель этого семейства - четыре взаимно пересекающиеся системы попарно сопряженных околовых дизъюнктивов, возникшие в изотропной однородной среде как структуры хрупкого разрушения в условиях анизотропного напряженного состояния, переходного от трехосно-анизотропного к двухосному. Структурно-динамические координаты такой деформации строго ориентированы в пространстве; но лишь одна из главных тектодинамических осей (σ_3 для "пирамиды сжатия" и σ_1 для "пирамиды растяжения") имеет твердо закрепленную пространственную ориентировку. Соответствующее ей главное нормальное напряжение является активным и резко отличается от двух других напряжений по величине. Эти последние количественно близки друг другу и в процессе деформации постоянно меняются местами, занимая одно из двух твердо фиксированных в пространстве положений. Такое напряженное состояние мы именуем "осесимметричным"; соответствующая ему геометрическая фигура разрушения - тетрагональная пирамида, ось которой ориентирована вдоль активной тектодинамической силы и соответствующего ей экстремального нормального напряжения (σ_3 для пирамиды сжатия, σ_1 для пирамиды растяжения; см.вторую и третью строки рисунка 17). Наиболее распространенные геологические примеры этого парагенеза - сопряжен-

ные системы надвигов и сдвигов в альпинотипных складчатых областях (Расцветаев,1966,1973) и сопряженные системы сбросов и сдвигов в областях континентального рифтогенеза (Милановский, 1976; Шерман,1977; Freund , 1974). Следы смещения всех сколовых поверхностей компланарны вносте пирамиды (оси активного напряжения), векторы вращения противолежащих сколовых систем противоположны. Построение осей эллипсоида напряжений может производиться либо раздельно для каждой пары сопряженных противолежащих сколов по методу Г.Беккера - М.В.Гзовского (Гзовский, 1975), либо совместно для всех четырех сколов сразу по специальной номограмме, предложенной Г.П.Горшковым (1947) и выражающей зависимость угла наклона плоскости скольжения от азимута ее простирания при данном положении активной оси давления P. Механизм деформации - развитие нарушений вдоль площадок действия τ_{max} при деформации чистого сдвига в условиях трехосно-анизотропного, но осесимметричного (непрерывно меняющегося двумя осями из трех) напряженного состояния. Парагенезис из четырех сколов (могут присутствовать не все четыре сразу) часто сопровождается двумя (для активного сжатия) или одной (для активного растяжения) системами отрывов, соответствующими возможным положениям оси максимального растяжения σ_I; активная ось в пирамиде сжатия может маркироваться поперечной ей системой структур скалывания.

Близким описанному выше является семейство структур разрушения, именуемой конусом скалывания и изображенное на рисунке 17 (строки 4 и 5). Конус скалывания - результат хрупкого разрушения среды в соответствии с законом скалывающих напряжений при воздействии на квазиизотропный элементарный объем одноосного сжатия или растяжения (Горшков,1947; Надаи,1954). Напряженное состояние такого объема описывается двухосным эллипсоидом напряжений; благодаря изотропии напряжений в плоскости, перпендикулярной активной оси, образуется не 2 или 4, а множество систем сопряженных сколов, ориентированных под углом скалывания α к активной тектодинамической оси. Последняя является одновременно осью конуса скалывания, а также линией пересечения главных кинематических плоскостей всех входящих в парагенез сколов (Гущенко,1975). Полюса сколов образуют на стереограмме так называемый малый пояс трещиноватости с телесным углом 2α, в центре которого располагается выход активной

тектодинамической оси. В парагенез конуса сжатия часто входят и трещины отрыва, полюса которых образуют большой пояс трещиноватости с той же осью, что и малый пояс трещин скалывания. Если отрывы входят в парагенезис конуса растяжения, они образуют одну систему, поперечную оси активного растяжения σ_I.

Все отмеченные выше правильные геометрические фигуры разрушения знаменуют собой так называемую "директивную деформацию", происходящую в квазиоднородной среде (т.е. когда изначальная неоднородность среды практически несущественна - см.стр. 174) в соответствии с заложенными в каждой геомеханической модели преимущественными направлениями дислокаций. Однако, строгое осуществление директивной деформации (полная структурная реализация геомеханических моделей разрушения) возможно только в "чистом" тектонофизическом эксперименте; в реальной же геологической среде почти всегда происходит выборочная реализация лишь некоторых элементов типовой модели разрушения в соответствии с особенностями геологической структуры деформируемого объема. В среде изначально резко неоднородной ориентировка площадок новых тектонических дислокаций вообще не связана строгими геометрическими соотношениями с новыми геомеханическими осями и целиком определена предшествующей структурой; такую приспосабливающуюся к древней неоднородности деформацию мы именуем адаптивной (см.стр.176). Для модели резко неоднородной деформируемой среды О.И.Гущенко (1973, 1979) разработана (на основании теории пластичности Батдорфа-Будянского) специальная методика определения ориентировки и соотношения главных осей напряжений по совокупному анализу следов скольжения вдоль разноориентированных площадок скольжения; обобщенное стереографическое изображение этого типа деформации приведено на рис. 17 в строке 6 ("произвольные сколы" для случая $\mu_\sigma = 0$. При других значениях коэффициента μ_σ существенно изменяется относительная ширина "лепестков", ограничивающих области локализации полюсов взбросовых или сбросовых структур от поля одинговых структур. Таким образом, формирующиеся при адаптивной тектонической деформации дизъюнктивные парагенезисы обладают "внутренними" структурными рисунками, где при отсутствии внешней геометрической правильности в расположении дизъюнктивов всегда присутствует строгая упорядоченность в ориентировке следов смещения по ним (Лукьянов, 1965; Расцветаев, 1973; Гущенко, 1979). Это лишний раз под-

черкивает, что геолого-кинематическое исследование дизъюнктивов при геомеханическом анализе оказывается зачастую более важным, чем простое изучение геометрических особенностей взаимной ориентировки дизъюнктивных плоскостей, к чему нередко сводят тектонофизический анализ по методике Беккера - Гзовского.

Основу перечисленных выше дизъюнктивных семейств составляют структуры скалывания (см.стр.175). В нижней половине таблицы (рис. 17) приводятся структурные рисунки геомеханических семейств дизъюнктивов, образующихся в обстановке скольжения, сплющивания и отрыва. Приведем их краткую характеристику.

Пояс вращения - упорядоченное множество разноориентированных поверхностей скольжения, параллельных одной прямой, являющейся осью пояса (Данилович, 1961). На стереографической диаграмме этот парагенез выражен полным максимумом полюсов трещин скола, расположенным вдоль одного из меридианов сетки и фиксирующим общую для всех сколов главную кинематическую плоскость; соответственно все линии скольжения входящих в пояс трещин перпендикулярны его оси, являющейся общей осью σ_2 всего парагенеза. Возникновение такой совокупности структур скольжения связано с вращением системы напряжений вокруг оси σ_2 под действием пары сил в главной кинематической плоскости. Этот вид деформации может развиваться как в хрупкой (вращение тензора напряжений с образованием все новых сколовых пар), так и в вязкой (вращательное скольжение вдоль цилиндрических поверхностей - Рейнер, 1947) среде. Если в описываемый парагенез входят и трещины отрыва, их полюса также образуют большой пояс, совпадающий с поясом скалывания.

Пояс течения принципиально отличен от предыдущего семейства нарушений тем, что все линии скольжения входящих в него нарушений параллельны, а не перпендикулярны его оси. Такая совокупность структур скольжения формируется в условиях ламинарного разрывно-глыбового тектонического течения геологических масс (Пейве, 1967). Ориентировка оси "пояса течения" и следов скольжения на поверхностях входящих в него трещин соответствует направлению тектонического транспорта, иногда совпадающему с осью максимального сжатия σ_3. Неодинаковая скорость перемещения различных блоков и пластин ("струй" тектонического потока) приводит в действие механизм простого сдвига, с которым, видимо, и следует связывать возникновение структур скольжения это-

го парагенеза.

Система сдвижения. Если сжатию подвергается массив, способный к пластическому поведению, в нем возникает система поперечных направлению сжатия трещин сплющивания (Ажгирей,1966; Паталаха,1970) или сдвижения (Расцветаев,1973). Обычно это трещины кливажа или стилолиты; часто, однако, деформация сплющивания приводит к образованию системы субпараллельных поверхностей скольжения, в связи с чем Г.Д.Ажгирей уподобляет эту деформацию скалыванию идеального упруго-пластического тела с углом скалывания, достигающим 90°. Явление сплющивания также обычно связывают с ламинарным течением вещества, хотя перемещение вдоль плоскостей скольжения далеко не всегда бывает однонаправленным, а имеет иногда хаотический или вращательный (вихревой) характер.

Система раздвижения. Образование системы отрывов и раздвигов связано с хрупким разрывом в условиях растяжения (абсолютного или относительного) и является наиболее надежным признаком, позволяющим устанавливать преобладающую ориентировку оси σ_I. Максимумы, образуемые жилами околового типа, могут свидетельствовать о вторичном раздвижении сколов или о наличии раздвиговой составляющей по ним уже в момент их формирования. Анализ отрывов, трещин раздвижения и жил является особенно важным в практическом отношении, так как именно эти типы нарушений являются основными рудовмещающими, флюидо- и водопроводящими структурами.

Рассмотренные структурные рисунки отражают типовые сочетания нарушений внутри элементарных (однородно нагруженных и деформируемых) объемов; они могут быть использованы в качестве эталонов для расчленения и интерпретации и более сложных стереографических рисунков трещиноватости. Геомеханическая интерпретация структурных рисунков, образуемых тектоническими нарушениями разного порядка, позволяет определять характер напряженного состояния и тип деформации трещинных массивов, направление смещений по крупным разломам и зонам дислокаций, а в некоторых случаях и эффективные реологические свойства деформируемых масс. Наличие структур сплющивания свидетельствует о способности среды к деформации упруго-пластического типа, а скольжения и течения - к деформации упруго-вязкого типа. Отрывы и сколы формируются при хрупкой деформации. Структуры ска-

лывания, скольжения и сплющивания могут сочетаться внутри единых деформируемых объемов.

Описанные выше типы и модели разрушения действуют на самых разнообразных масштабных уровнях структурного анализа - от микронарушений кристаллов (Лукин и др., 1965; Казаков,1967; Парфенов, 1972) до мегарегиональных и глобальных дизъюнктивных систем (Расцветаев, 1980). Анализ конкретных структурных рисунков разрывов разного порядка и типа позволяет увидеть в них те же, что и в трещинных узорах,элементы и соотношения,хотя выбор предпочтительных элементов в бо́льшей степени определяется здесь изначальной геологической неоднородностью и, в частности, слоистой мегатекстурой приповерхностных частей тектоносферы.

* *
*

Общая схема структурно-парагенетического анализа дизъюнктивов сводится, таким образом, к следующим последовательным действиям: (1) детальное морфологическое исследование всех доступных изучению дизъюнктивов определенного ранга, развитых в исследуемом объеме, со специальной характеристикой их морфологических и пространственно-кинематических особенностей; (2) разбиение всего множества исследованных дизъюнктивов на отдельные пространственно-кинематические системы; (3) выявление дизъюнктивных парагенезов - группировка различных систем в парагенетические семейства с устойчивыми и закономерными сочетаниями составляющих их дизъюнктивов; (4) выявление особенностей структурного рисунка каждого выделенного дизъюнктивного парагенеза и, по возможности, возрастных соотношений между структурными элементами разных парагенезов; (5) сопоставление конкретных структурных рисунков реальных дизъюнктивных парагенезов с абстрактными структурными рисунками модельных геомеханических семейств ("распознавание образа" выявленных парагенезов по их структурному рисунку). Основные трудности этой процедуры связаны с нечеткостью морфолого-кинематической характеристики отдельных дизъюнктивных систем, неполнотой развития разных элементов внутри парагенезов, а нередко и с наличием внутри единого объема морфологически близких, но генетически разнородных ("некомплементарных") структур - членов различных парагенезов,иногда весьма тесно связанных между собой как по геологическому возрасту, так по ориентировке и морфологии.Однако,в большинст-

ве случаев все-таки удается (с разной степенью уверенности и обобщения) отождествить выявленные в природе дизъюнктивные парагенезы с теми или иными типовыми моделями структур разрушения. Это позволяет (6) провести их геомеханическую интерпретацию, т.е. с известными условностями определить: I) тип напряженно-деформированного состояния и вид внешнего нагружения массива на момент образования структур данного парагенеза; 2) ориентировку основных тектодинамических или кинематических осей; 3) тип реологического поведения объема при формировании структур данного парагенезиса; 4) предполагаемый геолого-кинематический тип тех членов парагенезиса, относительно которых не имелось определенных структурно-геологических данных. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать парагенетический анализ в качестве одного из важных методов диагностики геолого-кинематического типа конкретных дизъюнктивов.

Заключение

I. Принципы парагенетического анализа дизъюнктивных структур применимы в различных масштабах геологических исследований - от детального до межрегионального. В результате такого анализа, основанного на выделении структур различного геолого-кинематического типа и выявлении закономерных пространственных соотношений между ними, могут быть выделены различные парагенетические семейства структурных форм, каждое из которых связано с определенным типом геологического перемещения (кинематические семейства) или определенной тектодинамической обстановкой (динамические семейства). Первые служат основой для конкретного анализа характера тектонических движений, вторые - для восстановления ориентировки тектонических сил и характеристики напряженного состояния горных масс в процессе тектонической деформации.

2. На основании исследования и сопоставления природных, экспериментальных и теоретических моделей разработана шкала типовых (модельных) рисунков структур разрушения элементарных объемов геологической среды - таких объемов, в которых сохраняется постоянным хотя бы один из главных тектодинамических (ориентировка, а иногда и соотношение главных нормальных осей тектонических напряжений) или кинематических (ориентировка осей тектонического транспорта или оси вращения) параметров

тектонической деформации.

3. В каждом фиксированном масштабе исследования имеется вполне определенный порядок величин структурных неоднородностей (в том числе и дизъюнктивных нарушений), рассмотрение которых эффективно с точки зрения выбора общей модели деформации рассматриваемого объема. Для выяснения природы внешних тектонических сил и движений необходимо изучать более крупные структурные формы (парагенезы структур "низшего ранга"), а для понимания внутренней кинематики и механизма формирования этих неоднородностей - слагающие их структуры "высшего" ранга (парагенезизисы более мелких тектонических структур).

4. Многоступенчатый (многоранговый) парагенетический анализ позднеальпийских дизъюнктивных структур позволяет отделять в суммарном тектодинамическом поле напряжений исследуемых объемов литосферы глобальную составляющую, заключающуюся в субмеридиональном сжатии и субширотном транспорте материала, от секториальных, региональных и локальных составляющих, имеющих различные тектодинамические параметры в зависимости от конкретных геологических особенностей секториальных, региональных и локальных структур. Это существенно как с практической (локализация руд, подземных вод и флюидов, геологическая съемка), так и с теоретической (условия формирования тектонических структур разного ранга и тектодинамическая обстановка глобального тектогенеза) точек зрения.

Литература

Ажгирей Г.Д. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1966, 364 с.

Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976, с119.

Бушинский Г.И. О стилолитах. Изв.АН СССР, сер.геол., № 8, 1961, с.39-57.

Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структуры рудных полей и месторождений. М.:Недра, 1975, 141 с.

Гептнер Т.М. Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций. Вестн.МГУ, 1970, №4, с.62-77.

Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.:Наука, 1975, 532 с.

Гончаров М.А. Кливаж. В кнг:Очерки структурной геологии слож[illegible]лоцированных толщ. М.:Недра, 1970.

Горшков Г.П. Дизъюнктивная тектоника Копет-Дага и закон скалывающих напряжений. Вестн.МГУ, сер.геол., 1947, № 1, с.103-115.

Громин В.И. Малые структурные формы и палеореологические

реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). М.:Наука, 1970, 144 с.

Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонаправлений. Докл.АН СССР,т.210,№2,1973,с.331-334.

Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений. Докл.АН СССР,т.225,1975,№3,с.557-560.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. В сб.:"Поля напряжений и деформаций в литосфере":М.:Наука,1979,с.7-25.

Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. (Методич.руководство). Иркутск, 1961,48 с.

Дорофеева Т.В.,Вычев В.Т. О стилолитах в карбонатных отложениях верхнего мела Чечено-Ингушской АССР. В кн.:Трещиноватость горных пород и трещинные коллекторы. Л.,1962. Тр.ВНИГРИ,вып.193.

Казаков А.И. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л.:Наука,1967,212с.

Каплан М.Е.,Булах М.Х. О связи стилолитовых текстур с трещиноватостью горных пород. В кн."Трещиноватость горных пород и трещинные коллекторы". Тр.ВНИГРИ, вып.193, Л.,с.178-186,1962.

Кириллова И.В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. Изд-во АН СССР, 1949, Тр.Геофиз.ин-та АН СССР,№6,(133).

Кнорринг Л.Д. Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости. Л.:Недра,1969, 87с.

Логвиненко Н.В. О метагенезе терригенных пород геосинклиналей. Изв.высш.учеб.завед.,Геол.и разведка,1966, № 3.

Лукин Л.И., Чернышев В.В.,Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ.М.:Наука,1965, 124 с.

Лукьянов А.В. К вопросу о механизме образования позднегерцинской структуры Атасу-Жаманшинского междуречья (Центральный Казахстан). Докл.АН СССР, т.141,№5,1961,с.1187-1190.

Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. В сб. "Разломы и горизонтальные движения земной коры". Тр.ГИН АН СССР вып.80, Изд-во АН СССР, 1963,с.34-112.

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. Тр.ГИН АН СССР, вып.133, М.:Наука,1965,212 с.

Лукьянов А.В. К вопросу о динамике и энергетике образования тектонических покровов. В кн."Внутренняя геодинамика", вып.2 (тезисы докл.). Л.,1972,с.22-24.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. В кн."Тектоническая расслоенность литосферы". Тр.ГИН АН СССР, вып.343, М.:Наука, 1980,с.105-146.

Лукьянов А.В.,Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей. В сб. "Тектоника Сибири", том У.М.:Наука,1972, с.15-24.

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

Милановский Е.Е. О некоторых особенностях структуры и истории развития новых зон (на примере Кавказа). Сов.геология, 1962,№6.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.:Недра,1976.

Милеев В.С. Линейность и растяжение в складчатой структуре. Докл.АН СССР, т.192, 1970,№4.

Миллер Ю.В. О закономерном изменении поля напряжений в ходе структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. В сб."Внутренняя геодинамика", вы.2 (тезисы докладов). Л.,1972.

Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: ИЛ,1954.

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. В сб."Поля напряжений и деформаций в литосфере". М.:Наука,1979, с.163-184.

Очеретенко И.А.,Трощенко В.В. Стереографические проекции в геологии. М. Недра,1978.

Парфенов В.Д. Значение микроструктурного анализа кальцитовых тектонитов для изучения разрывных смещений. Геотектоника, 1972, №3,с.37-50.

Парфенов В.Д.,Жуковский С.Р. Моделирование хрупкого разрушения в условиях деформации сдвигания. Геотектоника,1966,№4.

Парфенов В.Д.,Парфенова С.И. К вопросу о реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах. Докл.АН СССР, т.251,1980,№4, с.938-941.

Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука,1970,216 с.

Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата,:Наука,1981.

Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, 1967, №5,с.8-23.

Пиронков Пр.Морфология на коническите стилолоти като тектонски структурен елемент. Годишник на Софийский университете, геология, том 62; София,1970,с.113-122.

Плюснин К.П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь,1971,218 с.

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

Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М-Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр.ГИН АН СССР, вып.80, М.:Наука,1963.

Расцветаев Л.М. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой. Геотектоника, 1966, №3, с.93-108.

Расцветаев Л.М. Опыт палеодинамического анализа Келятской антиклинали (Восточный Копет-Даг). В кн."Новейшая тектоника,

новейшие отложения и человек",М.:Изд-во МГУ,1969,с.40-59.

Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. В кн."Новейшая тектоника,новейшие отложения и человек". М.:Изд-во МГУ,1973,вып.5,с.57-107.

Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье. В сб. "Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР".М.: Наука,1977,с.95-112.

Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация. В кн."Проблемы глобальной корреляции геологических явлений". М.:Наука,Тр.ГИН АН СССР, вып.340,1980,с.145-197.

Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация. Докл.АН СССР, т.267, №4,1982.

Рейнер М. Десять лекций по теоретической реологии. Гостехиздат,1947.

Сим Л.А. Тектонические напряжения зоны сочленения Среднего Тимана и Мезенской синеклизы. Изв.высш.учебн.завед. Геол. и разведка, 1978,№5, с.117-125.

Ситтер Л.У. Структурная геология. М.: ИЛ, 1960, 473 с.

Соболев Г.А. Изучение образования и предвестников разрыва сдвигового типа в лабораторных условиях. В сб.:"Физические процессы в очагах землетрясений". М.:Наука,1980,с.86-98.

Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Пер. с англ. Л.:Недра,1981,367.с.

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

Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.:Наука, 1971, 195 с.

Тохтуев Г.В. Закономерности деформации в неоднородно-сломотых геологических средах. Киев.: Наукова думка, 1972.

Трифонов В.Г. Позднеальпийская структура Северного Прибалхашья и ее происхождение. Тр.ГИН АН СССР, вып.175, М.:Наука, 1967.

Трифонов В.Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям. Изв.высш.учебных завед.Геол. и разведка, 1976,№1.

Хилс Е.Ш. Элементы структурной геологии. М.:Недра,1967.

Холодов В.Н. К вопросу о происхождении сутуро-стилолитовых швов. Изв.АН СССР, сер.геол.,1985,№2.

Чернышев С.Н. Трещиноватость горных пород и ее влияние на устойчивость откосов. М.:Недра, 1984, 111 с.

Шамина О.Г. Модельные исследования физики очага землетрясений. М.: Наука, 1981, 191 с.

Шарапов В.Н., Симбирёва И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск,:Наука, 1984, 199 с.

Нерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск.:Наука,1977

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

Нтрейс Н.А.,Марков М.С.,Моссаковский А.А. Тектоника складчатых сооружений. В кн."Тектоника в исследованиях геологического ин-та АН СССР." М.:Наука, 1980, с.29-94.

Яроцевский В.М. Тектоника разрывов и складок. Пер.с польск. М.: Недра, 1981.

Angelier J. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics, 56, 1979, p.T17-T26.

Angelier J. Analyses qualitative et quantitative des populations de joux de failles. Bull.Soc.geol.Fr.,25,N5,1983,p.661-672.

Buchner F. Rhinegraben: horizontal stylolites indicating stress regimes of earlier stages of rifting. Tectonophysics, 73 /1981/, p.113-118.

Dzulynski S.,Kotlarczyk J. Tektoglyphs on slickensided surfaces. Bull.Acad.polon.sci.,Ser.sci.geol.et geogr.,13,N2,1965.

Eual Y.,Reches Z. Tectonic analisis of the Dead sea rift region since the late-cretaceous based on mesostructures. Tectonics, vol.2, N2, p.167-185, 1983.

Freund R. Kinematics of transform and transcurrent fault. Tectonophysics, v.23, N4, 1974.

Janssen C.,Muller H.J. Analyse palaotektonischer Spannungen auf der Grundlage von Ultraschallmessungen an Horizontalstylolithen. Zeitschrift fur angewandte Geologie, Bd.27, heft 12, 1981, s.607-610.

Karman T. Mitt.Forschungsarb. Ver.dent.Ing.,NIIS,Berlin, 1913.

Milton N.J. Stylolites and crack-seal veins in Finnmark, north Norway. Norsk geol.tidsskr.,1980,60,N3, p.219-221.

Nelson R.A. Significance of fracture sets associatted with stylolite zones. AAPG Bulletin, v.65, NII, 1981,p.2417-2425.

Pironkov P. Mesostructural sequences during the young alpline thrustings in the Balkanides. In;"Alpine structural elements: Carpathian - Balkan - Caucasus - Pamir Orogene Zone". Bratislava, "Veda", 1982.

Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Company, New-York, 1967.

Salameh E.,Zacher W. Horizontal stylolites and paleostress in Jordan. Neues Jahrb.Geol.und Palaontol.Monatsh.,1982,N8.

Stojanov S.S.,Tsankov T.V. Morphology and development of fold-thrust paragenesises in layered models. In:"Alpine structural elements: Carpathian - Balcan - Caucasus - Pamir orogene zone". Bratislava,"Veda",1982,p.183-200.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

А.В.ЛУКЬЯНОВ. Релаксационные автоколебательные системы в геологических процессах. Моделирование 8

Автоколебательные системы, возникающие в ходе магматического процесса 17

Автоколебательные системы, возникающие в ходе осадочного процесса 40

Автоколебательные системы, возникающие при деформации горных пород 60

Автоколебательные системы, возникающие при формировании климата 65

Д.И.САЛЬНИКОВ. Экспериментальное изучение влияния расплавов на механические свойства горных пород 87

Объекты и методы исследования 91

Исследование влияния расплавов окислов и солей на механические свойства горных пород 99

Структурные превращения горных пород, контактирующих с жидкими фазами, в условиях низкой межфазной энергии 110

Обсуждение результатов 114

А.В.ЛУКЬЯНОВ, В.Т.ЛУКЬЯНОВА. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня 121

I. Физическая сущность стресс-метаморфизма и его соотношение с PT-метаморфизмом и тектоническими движениями 123

II. Стресс-метаморфизм в различных тектонических условиях 130

III. О терминах S-метаморфизм и SPT-метаморфизм . . . 162

Л.М.РАСЦВЕТАЕВ. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений 173

I. Общие особенности дизъюнктивной тектонической деформации 173

2. Основные стадии структурно-парагенетического анализа тектонических дизъюнктивов 191

Заключение 230

Цена 36коп.