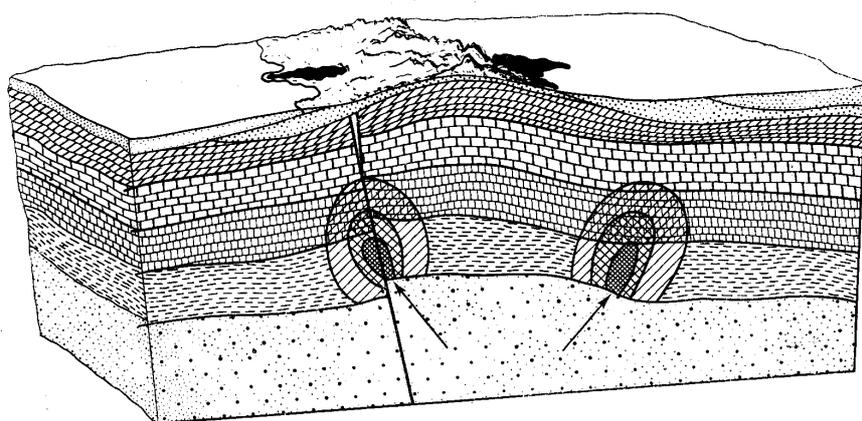

ТЕКТОНОФИЗИКА СЕГОДНЯ



Москва 2002

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
им. О.Ю. ШМИДТА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
МЕЖВЕДОМСТВЕННЫЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
СЕКЦИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ И СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

ТЕКТОНОФИЗИКА СЕГОДНЯ

(к юбилею М.В. Гзовского)

Ответственные редакторы
академик РАН В.Н.Страхов,
академик РАН Ю.Г. Леонов

МОСКВА
ОИФЗ РАН
2002

Редакционная коллегия

Академик РАН *В.Н.Страхов* (ответственный редактор),
Академик РАН *Ю.Г. Леонов* (ответственный редактор),
д.г.м.н. *А.В.Лукьянов* (составитель),
к.т.н. *А.В.Михайлова* (составитель),
к.ф.м.н. *Д.Н.Осокина* (составитель),
д.г.м.н. *Л.М.Расцветаев* (составитель),
к.т.н. *Ю.Л.Ребецкий* (составитель),
к.г.м.н. *Ф.Л.Яковлев* (составитель)

Рецензенты

член-корреспондент РАН *А.О.Глико*,
член-корреспондент РАН *Е.В.Артюшков*

Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В.Гзовского). – ОИФЗ РАН, 2002. – 436 с.

ISBN 5-201-11949-2

М.В.Гзовский – выдающийся ученый, доктор геолого-минералогических наук, профессор МГУ – является одним из создателей тектонофизики в СССР. Сборник, посвященный 80-летию М.В.Гзовского, продолжает сборник «М.В. Гзовский и развитие тектонофизики», опубликованный в 2000 году в издательстве Наука, и содержит статьи крупных российских и зарубежных ученых. Оба сборника дают представление об основных направлениях современной тектонофизики и отражают состояние исследований в этой динамично развивающейся области наук о Земле.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящее издание приурочено к юбилею Михаила Владимировича Гзовского, заложившего основы большинства направлений тектонофизики, и отражает современное состояние и результаты исследований в этой отрасли наук о Земле. Оно фактически продолжает сборник «М.В. Гзовский и развитие тектонофизики», опубликованный в 2000 году в издательстве Наука.

Михаил Владимирович Гзовский (1919–1971), ученый с мировым именем, выдающийся российский геолог и геофизик, доктор геолого-минералогических наук, профессор МГУ, автор широко цитируемых монографий и статей по тектонофизике, превратил эту область науки из разрозненного множества фактов в стройную научную систему, создал ее концепцию, методологию и физические основы, обосновал возможность количественного моделирования тектонических процессов, заложил основы физической теории тектонических процессов (собственно тектонофизики) и ее практических приложений. Им был основан ряд новых направлений исследований, которые оказались чрезвычайно перспективными не только для тектонофизики, но и для более широкого круга смежных с нею отраслей геологии и геофизики. М.В.Гзовский создал, в частности, учение о тектонических полях напряжений, учение о физических механизмах тектонического деформирования, физическую теорию образования тектонических разрывов. Он исследовал закономерности образования складок, развивал приложение тектонофизических исследований для оценки сейсмической опасности и при поисках и разведке полезных ископаемых, внес вклад в развитие сейсмического районирования. Им создана научная школа и немалое число исследователей в России, странах СНГ и за рубежом считают себя его учениками, используют и развивают его идеи, методологию и разработки.

В вышедший ранее в издательстве Наука сборник «М.В. Гзовский и развитие тектонофизики» вошли статьи с результатами ряда тектонофизических исследований последнего времени. Часть сборника была посвящена М.В.Гзовскому, в нее вошли статьи о его творческом пути, неразрывно связанном с этапами становления тектонофизики, а также биографические материалы и воспоминания о нем. Помимо этого в сборник была включена и его неопубликованная ранее, но не утратившая актуальности и значения работа «Внутрислойные деформации, поля напряжений и разрывы», в которой был выполнен тектонофизический анализ четырех наиболее распространенных в природе механизмов деформирования слоистых комплексов.

Предлагаемый читателю сборник «Тектонофизика сегодня. (К юбилею М.В. Гзовского)» характеризует современное состояние тектонофизики. Он состоит из пяти разделов.

Первый раздел «Тектонофизика и М.В. Гзовский», который можно считать вводным, содержит две статьи обзорного характера. Начинается он статьей А.В.Михайловой, А.А.Никонова, Д.Н.Осокиной, Ю.Л.Ребецкого, Ф.Л.Яковлева «Михаил Владимирович Гзовский и тектонофизика». В ней дается краткий анализ содержания тектонофизики и параллельно излагается творческий путь М.В. Гзовского, освещается его роль в создании, становлении и развитии этой отрасли наук о Земле. Продолжается раздел статьей «Некоторые особенности современной тектонофизики», в которой А.В. Лукьянов делится мыслями о тенденциях развития этого перспективного направления в изучении процессов структурообразования и обсуждает ряд характерных особенностей современной тектонофизики. Как и М.В.Гзовский, А.В.Лукьянов рассматривает тектонофизику как часть геотектоники, зависящую не только от достижений геологии, но и от уровня развития других наук. Автор показывает многообразие методов тектонофизики, выделяет ее основные особенности на современном этапе и намечает перспективы развития, прежде всего с позиций геотектоники и структурной геологии.

В четырех последующих разделах сборника статьи сгруппированы по нескольким направлениям тектонофизики и смежных с нею областей знания (сейсмоструктурная и физика землетрясений, механика трещин, структурная геология и геотектоника и т.д.). Следует отметить, что размещение статей по разделам носит отчасти условный характер, так как тематика многих из них достаточно широка и может быть отнесена к двум, а иногда даже к трем направлениям.

Во втором разделе «Сейсмичность и разломообразование» читатель найдет статьи, посвященные тектонофизическим аспектам изучения сейсмичности – исследованию различных сторон разломооб-

разования, его взаимосвязей с сейсмичностью и полями напряжений. Закономерности разломообразования и деструкции литосферы, а также связанного с ними сейсмического процесса, следующие из изучения характеристик разломной сети, блокового строения литосферы и совокупностей землетрясений, обсуждаются в статье С.И.Шермана. В ней, а также в статье В.А.Санькова с соавторами часть вопросов рассматривается с современных позиций исследования фундаментальных свойств трещиноватых сред (фрактальных размерностей). Исследования М.В. Гзовского в области сейсмического районирования и прогноза сейсмической опасности рассматриваются в статье Ю.К.Щукина. Автор анализирует его разработки по группе вопросов, включающей геологические критерии сейсмичности, составление карт сейсморайонирования, оценку опасности зон по тектоническим данным и т. д. В статье Г.А.Соболева рассматриваются закономерности процессов разломообразования и пространственно-временные особенности развития сейсмического процесса, анализ связей между этими явлениями с позиций физики очага и прогноза землетрясений. Автор отмечает, что классические работы М.В.Гзовского по образованию разрывов «...составляют существенную часть положений, лежащих в основе методик сейсморайонирования и прогноза землетрясений». Новая классификация сейсмотектонических структур по их сейсмическому потенциалу и режиму сейсмотектонического деформирования, а также принципы использования данного подхода при оценке сейсмической опасности районов расположения важных объектов и опасных производств предлагаются в статье В.В.Степанова. В статье К.И.Кузнецовой рассматривается влияние напряженного состояния на устойчивость процесса деформирования горных масс и сейсмического режима. Показано, что монотонное изменение во времени одного из главных напряжений может вызвать резкое изменение устойчивости и в ряде случаев стать причиной сильного землетрясения или сейсмического затишья. Статья О.Б.Гинтова посвящена тектонофизическому анализу динамики Южнобережной сейсмогенной зоны Крыма. На основе совокупности натурных данных (о геологическом строении области, зеркалах скольжения, механизмах очагов землетрясений) предложена тектонофизическая модель деформационного развития южного побережья Крыма. Завершает раздел статья В.А.Санькова и К.Г.Леви, в которой приведены результаты комплексного изучения горизонтальных движений Байкальской рифтовой зоны в их взаимосвязи с сейсмотектоникой.

Статьи третьего раздела «Теоретические и экспериментальные исследования зон разломов» посвящены изучению напряженного состояния и разрушения в окрестностях разрывов и трещин, активизирующихся при различных условиях нагружения, и взаимодействия между отдельными нарушениями на основе физического и математического моделирования. Краткий обзор исследований влияния разрывов на поле напряжений, а также результаты изучения трехмерного поля напряжений и прогноза разрушения в слое, рассеченном сдвиговым разрывом с трением, в условиях сжатия приведены в статье Д.Н.Осокиной. Дан прогноз областей хрупкого и деформационного разрушения в зоне разрыва, изучено размещение в ней объемов с локальными полями разного типа и морфология поверхностей раздела. Показано, что геометрия этих поверхностей отражает напряженное состояние слоя. В статье Ю.Л.Ребецкого, Д.Н.Осокиной и В.С.Эктова представлено приближенное аналитическое решение плоской задачи о напряженном состоянии массива с совокупностью сколовых трещин, основанное на предположении о соблюдении на поверхности трещин условия сухого трения в интегральной форме. Это решение, отвечающее усреднению параметров истинного тензора напряжений на мезоуровне, позволяет анализировать взаимное влияние подвижек по нескольким разломам. В статье С.А.Борнякова и А.Н.Адамовича изучается развитие сдвиговой зоны в вязко-пластичной модели литосферы, обладающей пространственно-временной дискретностью, проявление которой осуществляется в последовательной активизации отдельных сегментов, образующих разломную зону. Математическое моделирование систем сегментов позволило исследовать их динамику в зависимости от граничных условий, соотношения длин сегментов и расстояний между ними. Исследование особенностей процесса разрушения продолжено в статье С.А.Борнякова и С.И.Шермана. На примере изучения формирования сдвиговой зоны в вязко-пластичной модели установлен стадийный характер деструкции с серией качественных изменений. Сопоставление данных фрактального анализа, полученных в экспериментах, с аналогичными материалами изучения различных площадей Байкальской рифтовой зоны позволяет ретроспективно установить относительную степень деформации различных участков коры в исследуемой зоне. Исследованию механизмов деформирования слоя над активным разломом типа сбросо-сдвиг в его основании посвящена статья А.В.Михайловой. На вязко-пластичных моделях исследованы поля деформаций, перемещений и разрывы в надразломной структуре такого типа и их эволюция на различных стадиях ее развития. Завершает раздел статья Я.М.Хазана (Киев) и Ю.А.Фиалко (США), в которой получены точные решения для двухмерных

трещин в неограниченном пространстве в условиях растяжения. Результаты сопоставлены с лабораторными исследованиями прочности образцов горных пород. Выявлены причины наблюдаемого увеличения эффективной прочности пород с ростом давления, а также зависимости прочности от длины трещин в опытах на растяжение образцов.

В статьях четвертого раздела «Натурные поля напряжений и деформаций» обсуждаются вопросы реконструкции натуральных полей напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов землетрясений и по геологическим данным о совокупностях сколовых трещин и разрывов. В статье Ю.Л.Ребецкого выполнен обзор и анализ методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмоструктурных деформаций. Методы разделены на группы в соответствии с используемыми в них базовыми представлениями теории разрушения и дислокационной теории пластичности. Изучению тектонических условий активизации крупных разломных зон территории нефтегазоносных областей Сибири с применением структурно-геоморфологического метода посвящена статья Л.А.Сим, А.Я.Фурсова, А.В.Постникова, Е.В.Постникова. Проведенные исследования неотектонических напряжений позволили объяснить локализацию скважин с аномально высокими начальными дебитами нефти. Комплекс методов (анализа структурных рисунков, кинематического анализа сколов по О.И.Гущенко) был использован в статье М.Л.Коппа, Е.Ю.Егорова, М.Е.Борисова, А.В.Кудашева для изучения поля деформаций неотектонических структур Общего Сырта, приуроченных к северному краю Прикаспийской впадины. Сделан вывод, что изученный структурный ансамбль является одним из наиболее северных проявлений давления Аравийской плиты. Результаты исследования современного напряженного состояния земной коры Китая и сопредельных территорий, выполненного методом кинематического анализа О.И.Гущенко на основе данных о механизмах очагов землетрясений, приведены в статье В.А.Петрова, А.О.Мострюкова, Р.Н.Петровой. Статья М.Х.Бакиева, Н.Каримова, М.Турапова, Р.А.Умурзакова посвящена развитию тектонофизических и связанных с ними геолого-геофизических исследований в Узбекистане. В статье Р.А.Умурзакова отражены результаты работы, являющейся частью одного из направлений этих исследований. В ней изучены поле напряжений Каржантау-Кураминской горной области и его взаимосвязь с тектоническими структурами.

Статьи пятого раздела «Тектонофизические аспекты структурной геологии» содержат рассмотрение тектонофизических вопросов структурной геологии и изучения складкообразования. Открывается раздел рядом геологических работ, выполненных методами полевой тектонофизики и структурной геологии. Особенности дизъюнктивной деформации литосферы и вопросы структурного анализа дизъюнктивов разного типа и ранга обсуждаются в статье Л.М.Расцветаева. Приведена характеристика основных структурных парагенезов, образуемых тектоническими трещинами, и тектодинамических обстановок их формирования. Большое внимание уделено содвигам – особым дизъюнктивным структурам, возникающим в условиях сжатия на стыках сближающихся блоков разного ранга; показана важная роль тектонического течения горных пород при формировании крупных содвиговых структур и решающая роль последних в строении внутриматериковых складчатых сооружений коллизионного типа. Проблеме линейного складкообразования и пластических деформаций структур разного масштаба посвящена обзорная статья Ф.Л.Яковлева, в которой рассмотрена история вопроса, современные количественные методы и результаты исследований. Проблемы деформирования массивов горных пород и роль, которую играют в этих процессах структурные неоднородности, освещены в статье В.С.Талицкого. Структурному и кинематическому анализу разломных зон Донецко-Макеевского района посвящена статья В.А.Корчемагина, В.А.Шамаева, В.В.Павлова. В ней рассмотрен характер распространения сдвигов и сдвиговых зон и показана структурная приуроченность к последним основной массы наблюдавшихся газодинамических явлений. Традиционные вопросы деформационной линейности слоистых массивов по-новому освещены в статье В.С.Милеева. В ней изложена история развития представлений о формировании разных типов линейностей, предложена двухэтапная схема образования, построена их морфологическая и генетическая классификация. Дано объяснение причин образования деформационной линейности с позиций минимума энергии пластического деформирования. Изучению натуральных полей деформаций и напряжений в слоистых толщах посвящена статья А.В.Вихерта. Автором рассмотрены вопросы методики оценки величины деформаций, а также восстановления осей деформации по ориентировке линейности пород в складчато-разрывных, интрузивных и покровных комплексах и примеры соотношения осей деформаций и напряжений. Далее раздел продолжается статьями, в которых природные структуры исследуются методами моделирования. В статье П.М.Бондаренко и М.Ю.Зубкова представлены результаты изучения с помощью поляризационно-оптического метода напряженного состояния упругих моделей, прежде всего моделей неоднородных слоистых комплексов, при задании различных ус-

ловий на участках основания. Статья Е.В.Толстой и Ю.Л.Ребецкого посвящена разработке основ исследования структурированных сред (неоднородных тонкорасслоенных массивов) методами математического моделирования. В ней построены реологические соотношения, связывающие тензоры напряжений и приращений деформаций различных масштабных уровней в складчатых слоистых комплексах. Принимая для отдельных слоев модель линейно-вязкого тела, авторы показывают, что моделью массива в целом является анизотропное тело с параметрами, зависящими от стадии деформирования. Ряд вопросов, связанных с реологией земной коры и верхней мантии Восточной Сибири, в том числе гипотеза о вязком течении подкорковых масс как механизме глубинного деформирования, определяющем рельеф границ между корой и подкорковым слоем литосферы, литосферой и астеносферой, обсуждается в статье К.И.Кузнецовой и Н.В.Лукиной.

Даже краткое ознакомление с тематикой статей данного сборника и сборника «М.В. Гзовский и развитие тектонофизики», дает представление об основных направлениях современной тектонофизики. Активно развивается комплекс исследований, связанных с изучением закономерностей разломобразования, деструкции литосферы и сейсмичности, с изучением зон разломов – их строения, их связи с полями напряжений и дальнейшим разрушением геосреды. Интенсивно развиваются исследования, посвященные методам реконструкции тектонических полей напряжений и деформаций по сейсмологическим и геологическим данным. Результаты используются для решения как вопросов практики, прежде всего связанных с прогнозом и поиском полезных ископаемых, так и для решения проблем геодинамики – определения механизмов деформирования участков коры или литосферы. Расширяются исследования в области полевой тектонофизики и структурной геологии – изучаются разные типы деформационных структур земной коры (складки, разрывы, трещины, линейность и т.д.) и структурные парагенезы, исследуется роль неоднородностей в деформировании среды и иерархия структур разного размера.

За последние 30 лет тектонофизика далеко продвинулась по всем этим направлениям, причем многие исследования лежат в русле представлений и идей М.В.Гзовского, базируются на них, продолжают и развивают его разработки.. Это прослеживается в статьях ряда авторов (в том числе С.И.Шермана, Г.А.Соболева, Ю.К.Щукина и мн. др.) с широким диапазоном тематики.

Можно надеяться, что вместе эти две книги, «М.В. Гзовский и развитие тектонофизики» и «Тектонофизика сегодня (К юбилею М.В. Гзовского)», позволят читателю составить достаточно ясное представление о том, как создавалась тектонофизика в Советском Союзе, какие направления и методы исследований развиваются и какие результаты получены в России и ближнем зарубежье сегодня.

Сборник предназначен для широкого круга исследователей – геологов, тектонистов, тектоно-физиков, геофизиков, сейсмологов, горняков.¹

¹ Рисунок на обложке книги составлен М.В.Гзовским и взят из проспекта ВДНХ по теме «Исследования тектонических полей напряжений», схема тектонофизики на шмуц-титule раздела I взята из статьи М.В.Гзовского «Перспективы тектонофизики» (1964 г).

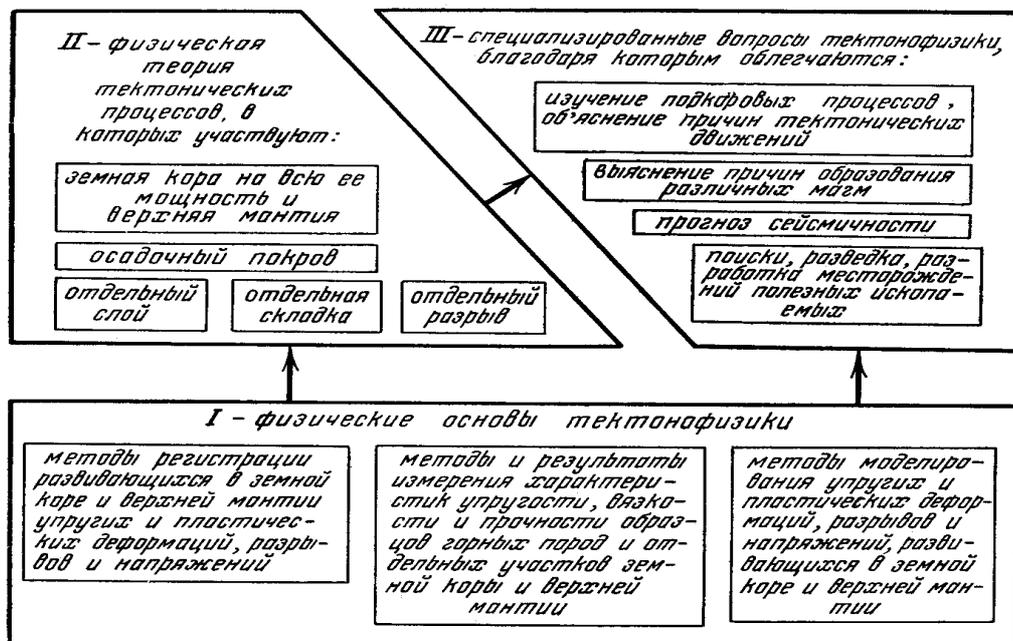
Раздел I

ТЕКТОНОФИЗИКА

И

М.В. ГЗОВСКИЙ

Т е к т о н о ф и з и к а



ТЕКТОНОФИЗИКА И МИХАИЛ ВЛАДИМИРОВИЧ ГЗОВСКИЙ

А.В.Михайлова, А.А.Никонов, Д.Н.Осокина, Ю.Л.Ребецкий, Ф.Л.Яковлев

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта

ВЕХИ НАУЧНОГО ПУТИ М.В. ГЗОВСКОГО И СТАНОВЛЕНИЯ ТЕКТОНОФИЗИКИ



М.В. Гзовский

17 декабря 1999 года исполнилось 80 лет со дня рождения Михаила Владимировича Гзовского, выдающегося геолога и геофизика, одного из основоположников современной тектонофизики и создателя большинства направлений этой новой отрасли наук о Земле, активного организатора и признанного лидера тектонофизических исследований в нашей стране, профессора МГУ, заведующего лабораторией тектонофизики Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта.

М.В.Гзовский был ученым необычно многомерного плана. Сумев преодолеть противоречия в восприятии природы геологом и физиком-математиком, он проявлял способности как интуитивного, так и детерминистского мышления, способности одновременно геолога-тектониста, геофизика и механика. Он сочетал в себе качества отличного полевого исследователя, серьезного экспериментатора, теоретика, способного к широким обобщениям, и ученого-практика, который всегда стремился к практическому воплощению полученных результатов. Большой научный талант исследователя совмещался в нем

с поистине исключительными работоспособностью и энергией, благодаря которым, выстроив логику исследований, он проводил их с блеском, а осмыслив результаты, пропагандировал наработанное с ясностью философа, точностью математика и доказательностью экспериментатора. Он жил наукой и для науки.

Творчество М.В.Гзовского всегда представляло собой комплекс, сплав, состоящий из двух слагаемых: региональных или практических работ и опирающихся на них фундаментальных исследований. В его научной деятельности можно выделить три основных этапа: на первом этапе (1941–1950 гг.) он вел региональные геотектонические исследования складчатых областей (Приэльбрусье, Малый Кавказ, Венгрия, Австрия, Шотландия) и на их основе – исследования общих вопросов геотектоники; на втором этапе (1950–1962 гг.) проводил разработку основных проблем тектонофизики, сочетая ее со структурно-геологическими и тектонофизическими исследованиями в Байджансайском антиклинории (хребет Каратау, Казахстан); на третьем этапе (1963–1971 гг.) работал над развитием общей тектонофизики и созданием тектонофизики специализированной (предназначенной для использования при решении практических и теоретических задач геологии и геофизики, в том числе задач сейсмрайонирования, прогноза землетрясений, поиска и разведки полезных ископаемых) и в связи с этими задачами вел исследования тектонических движений, неотектоники и сейсмо-тектоники ряда областей Памира и Тянь-Шаня.

Годы учения и работы в Московском геолого-разведочном институте

В 1938 году Гзовский поступил в Московский геолого-разведочный институт (ныне МГРИ), учился легко, с увлечением. По отзывам преподавателей (В.В.Меннера и др.) он был одним из самых талантливых студентов своего поколения. Еще студентом он начинает вести полевые исследования, участвует в работах Северо-Кавказской экспедиции МГРИ под руководством

Д.С.Кизевальтера и М.В.Муратова, в 1941 году составляет геологическую карту северо-восточного Приэльбрусья. В 1943 году по окончании МГРИ становится военным геологом в составе военно-геологического отряда "Спецгео" на Центральном фронте. Тяжело заболевает, попадает в госпиталь. После госпиталя поступает в аспирантуру МГРИ, его руководителем становится В.В.Белоусов.

Аспирант М.В.Гзовский ведет региональные исследования в Северной Армении, Южной Грузии и Азербайджане. По итогам этих работ им были обоснованы новые представления о структуре и развитии Малого Кавказа. По этому региону им было составлено более десяти насыщенных полевых отчетов, но из-за закрытого характера работ большая часть материалов не была опубликована. Одновременно он занимается некоторыми общими вопросами геотектоники, выполняет исследование строения и истории развития Тавро-Кавказской геосинклинали и каледонской геосинклинали Великобритании. В результате были выяснены некоторые особенности колебательных движений земной коры и развития геосинклиналей. Весной 1947 года на этом материале М.В.Гзовский блестяще защитил кандидатскую диссертацию "Связь складчатости и колебательных движений на примере Малого Кавказа".

В 1947 году М.В.Гзовский работает вместе с В.В.Белоусовым и А.В.Горячевым в Восточных Альпах и в Венгрии. Им дано первое обобщение и создана новая концепция геологического развития территории Венгрии. Эта работа, выполненная на основе обширного материала полевых исследований и большого массива литературных данных, объемом около 1000 страниц, должна была стать докторской диссертацией, но была автором отложена. Основной публикацией по этой теме стала статья 1951 года "О геологии Венгрии" в Большой советской энциклопедии.

С 1949 по 1961 годы Михаил Владимирович работал начальником партии в Каратауской экспедиции МГРИ, изучающей Байджансайский антиклинорий.

Еще раньше началась педагогическая деятельность М.В.Гзовского. С 1944 по 1950 годы он преподавал в МГРИ общую геологию, структурную геологию и геотектонику, вел курсы геокартирования и геотектоники. Он был одаренным преподавателем, его ценили и любили в МГРИ. Его лекции и занятия пользовались большим успехом и не только у студентов. Когда много позже он читал в МГУ геологам и физикам лекции по геотектонике и впервые в Советском

Союзе – по тектонофизике, то на них «сбегались» не только студенты, но и преподаватели.

Уже в эти годы он проявил себя как одаренный геолог, сочетающий мастерство практика со способностями к геотектоническим обобщениям.

Работа в Институте физики Земли

В 1950 году Михаил Владимирович Гзовский приходит в Геофизический институт АН СССР (ГЕОФИАН, теперь ОИФЗ РАН), где приступает к разработке основных вопросов тектонофизики. Необходимость создания такой дисциплины к тому времени уже остро назрела как в связи с задачами геотектоники и геодинамики, так и в связи с потребностями горного дела, инженерной геологии, работ по сейсмозонированию.

В середине 40-х годов В.В.Белоусовым в отделе геотектоники Института теоретической геофизики, ставшем позднее отделом геодинамики ГЕОФИАНа, была организована первая лаборатория экспериментальной тектоники и поставлена проблема создания тектонофизики как научной дисциплины на основе синтеза геологических и физических представлений и методов. Когда молодой Гзовский пришел в возглавляемый В.В.Белоусовым отдел геодинамики ГЕОФИАНа, эта проблема встала перед ним – и стала делом его жизни.

О его работе в тот период В.В.Белоусов [2000, с. 40-42] пишет: «М.В.Гзовский взялся за титаническую задачу расчистить эту область и, освободив ее от заблуждений и неграмотностей, сделать из нее настоящую науку. Он погрузился в изучение соответствующих разделов физики и математики, установил контакты с ведущими специалистами в вопросах деформаций и разрушения твердых тел и сумел уже через несколько лет стать общепризнанным экспертом в этих вопросах. Применяя добытые знания к объяснению условий развития тектонических деформаций, он в последующие годы заложил истинно научные основы новой отрасли – тектонофизики. Здесь мы имеем редкий пример того, как целая научная дисциплина может быть создана одним человеком".

Уровень рассмотрения некоторых вопросов геологии в те годы на фоне достижений физики и математики казался порой примитивным, особенно в области реконструкции механизмов формирования тектонических структур.

Работы М.В.Гзовского с самого начала были ориентированы на решение практических задач и прежде всего на реконструкцию механизмов формирования конкретных тектонических структур.

Поэтому во всех его разработках, с одной стороны, за исходные всегда принимались природные геологические данные, с другой стороны, в выводах о сущности изучаемого тектонического процесса он стремился к доказательности, что требовало опоры на физические закономерности и на количественные исследования. Эта научная позиция определи-

ла содержание, стройность структуры и выбор методологии его разработок в области тектонофизики. Этим результаты его исследований отличались от тех построений, которые создавались за рубежом, этим привлекали к нему многочисленных отечественных и зарубежных исследователей из Германии, Болгарии, Китая, Японии и др.

РАЗВИТИЕ ОСНОВНЫХ НАПРАВЛЕНИЙ ТЕКТОНОФИЗИКИ

Содержание дисциплины

Результаты исследований и размышлений Михаила Владимировича нашли отражение в книгах [Гзовский, 1959, 1963а, 1971а, 1975; Беловусов, Гзовский, 1964; Belousov, Gzovsky, 1965].

М.В.Гзовский главной своей задачей считал создание физической теории тектонических процессов, первоочередной – изучение механизмов формирования тектонических структур и развитие физических основ тектонофизики, что определило круг основных проблем, направление развития и методологию новой дисциплины.

Его представления о содержании теории тектонических процессов (собственно тектонофизики) проявились при создании трех типов классификаций тектонических объектов: морфологической, физико-генетической и геолого-генетической [Гзовский, 1954г, 1962, 1963а, 1975]. Фигурально выражаясь, в этих трех типах классификации отразились три типа отношения к изучению тектонических объектов: дотектонофизический, тектонофизический и переходный. Морфологическая классификация отражала совершенно необходимый геологический подход к изучению объекта – он описывается таким, каким представляется по наблюдениям. Для того чтобы характеризовать его в соответствии с физико-генетической классификацией, необходимо произвести дополнительные *тектонофизические* исследования, выяснить кинематическую и динамическую обстановку его возникновения, т.е. по сути определить механизм его формирования. И наконец, геолого-генетическая классификация требует выяснения причины образования рассматриваемого объекта. Здесь М.В.Гзовский снова переходит на язык геологии, говоря о связи тектонического объекта с другими элементами земной коры, о возрасте формирования объекта и т.д. Но, как выясняется, под этим подразумеваются опять же тектонофизические характеристики, показывающие, каким образом соотносится физическая обстановка возникновения объекта (поле напряжений) с полем других объектов, большего размера, связанным с регио-

нальной или коровой структурой. Учитывая сложность этой новой задачи, М.В.Гзовский ограничился требованием чисто геологических характеристик, оставляя простор для будущих исследований. Таким образом, классификации, предложенные Гзовским для складок, разрывов и механизмов формирования тектонических структур вместе с комментариями к ним, определяют всю программу тектонофизических исследований: изучение физической обстановки возникновения и развития структур разных типов и масштабов, их взаимной зависимости, а также причин их возникновения. Эти характеристики должны быть добыты из специальных исследований (полевых, экспериментальных, теоретических) и подкреплены фактическим материалом, что убедительно показано на примере Байджансайского антиклинория и подтверждено в книге "Математика в геотектонике" [Гзовский, 1959, 1963а, 1971а].

Содержание основных направлений тектонофизики

При разработке основных вопросов тектонофизики М.В.Гзовскому пришлось начать с анализа истории и состояния тектонофизических работ, с критического разбора ряда неверных представлений (типа гипотезы Беккера), с разработки круга проблем и содержания новой дисциплины. В 1954 году в журнале «Известия АН СССР» выходят в свет программные статьи: «О задачах и содержании тектонофизики», «Тектонические поля напряжений», «Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов» [Гзовский, 1954а-в]. Эти работы положили начало современному этапу развития тектонофизики. По Гзовскому, главными направлениями тектонофизических исследований должны быть: развитие физических основ тектонофизики, изучение механизма формирования складок, изучение механизма формирования тектонических разрывов, изучение механизма образования крупных сложно построенных структурных элементов земной коры.

Механизмы формирования тектонических структур (механизмы деформирования). Из сказанного очевидно, что механизм формирования тектонических структур – центральный и первоочередный объект исследования в тектонофизике. Его исследование связано с изучением ряда других явлений, поскольку, по определению Гзовского, механизм деформирования тектонических структур характеризуется: а) системой внешних сил, приложенных к рассматриваемому геологическому массиву, его формой и движениями поверхности; б) определенной исходной тектонической структурой объекта и его физико-механическими свойствами, реологией; в) возникающими внутри массива новыми деформациями, напряжениями и разрывами. Под действием системы внешних сил в массиве развиваются такие кинематические и деформационные процессы, которые ведут к изменению как самих тектонических структур, так и их реологических свойств и строения; вся сумма изменений обуславливает характер новых (локальных) полей деформаций, напряжений и перемещений [Гзовский, 1962, 1963а, 1970, 1975 и др.]¹. На основе этих представлений определяется структура самого предмета – тектонофизики, состоящая из нескольких блоков исследований.

Поля напряжений. М.В.Гзовским закладывается основы учения о тектонических полях напряжений, о явлении, которое в геологии ранее никогда не изучалось, представление о котором отсутствовало. Вводится само понятие «тектонические напряжения», разрабатываются пути их изучения, включающие: а) реконструкцию природных полей напряжений разного возраста и масштаба (прежде всего по данным о трещиноватости) и моделирование полей напряжений; б) исследование влияния различных структур на поле напряжений, в том числе на основе моделирования; в) вопрос об иерархии полей напряжений, о разделении их по возрастам. Впервые проводится описание полей напряжений с построением их траекторий для природных тектонических структур, в том числе структур Байджансайского антиклинория. По данным моделирования описываются поля напряжений некоторых типов складок, а также поля напряжений в деформируемом слое для ряда простейших ме-

ханизмов деформирования [Гзовский, 1954б, в; 1960б, 1962, 1963а, 1964, 1970, 1975 и др.].

Кинематика. Вторым важнейшим объектом исследований для выявления механизма деформирования являются кинематические характеристики. М.В.Гзовский посвящает им ряд работ, в которых самостоятельно или в соавторстве с другими исследователями рассматриваются вопросы изучения полей перемещений и их характеристик, а также их изменений в процессе развития различных тектонических областей. Решается важнейшая задача приведения разнородных натуральных данных о скоростях перемещений и их градиентов к одному масштабу осреднения, выясняется влияние этого масштаба на конечный результат [Гзовский и др., 1959; Гзовский, 1957, 1970, 1971а, 1975 и др.].

Механические свойства горных пород. Ставится труднейшая задача исследования механических свойств горных пород в массивах, в особенности реологических свойств; намечается оригинальный путь получения их оценок на основе привлечения геофизических данных, с использованием их корреляции с механическими свойствами [Гзовский, 1963а, 1975; и др.].

Реконструкция механизмов формирования тектонических структур. Рассматриваются примеры изучения самих механизмов формирования тектонических структур как «идеальных» – теоретическим и экспериментальным путем, так и природных – для которых восстановление механизма проводится с использованием моделирования, опираясь на натурные данные (прежде всего на данные о тектонической структуре и о поле напряжений исследуемой области). Создается новое направление изучения складок, которое представляет собой один из способов исследования механизма их образования, состоящий из комплексного изучения кинематики, деформаций, напряжений и разрывов, возникающих в складке при ее развитии. Выделяются складки трех механизмов: поперечного и продольного изгиба и продольного расплющивания [Гзовский, 1962, 1963а, 1964, 1970, 1975, 2000].

В рамках учения о механизмах формирования разрывных структур обобщаются и существенно развиваются представления о физических условиях возникновения простых разрывов путем *синтеза* теорий прочности, развиваемых различными авторами. На отдельных примерах рассматривается связь между отдельными структурами при совместном их образовании, изучаются

¹ Приведенный список литературы содержит лишь основные работы М.В.Гзовского. Полный список его работ, а также ссылки на работы, выполненные под его руководством см. в статьях [Гзовский, 1975; Леонов и др., 2000].

сложно построенные структуры, в том числе изучается механизм длительного формирования крупных разрывов путем объединения мелких разрывов, первоначально изолированных друг от друга. На примере Байджансайского антиклинория впервые исследуется *механизм формирования* крупной региональной структуры [Гзовский, 1960а, 1963а, 1975 и др.].

Физические основы тектонофизики

Проведение тектонофизических исследований потребовало не только привлечения разработок различного характера из физики (главным образом из механики) и математики, но и собственных исследований по ряду вопросов из этих областей науки или адаптации уже имевшихся результатов к условиям геологических явлений. Здесь следует сказать о переходе на реологическое рассмотрение деформаций горных пород, о выполнении обзора и анализа данных по их ползучести, упругости, вязкости и прочности при изучении как в образцах, так и в массивах, о привлечении метода эквивалентного моделирования и адаптации его к моделированию деформирования геологических структур, о создании направления математического моделирования тектонических процессов, о разработке способа количественного анализа результатов моделирования [Гзовский, 1954а-в, 1960б, 1963а, 1975 и др.]. Особое внимание в этот период было уделено четырем темам:

а) оценке реологических свойств горных пород в массиве (впервые были получены оценки вязкостных свойств толщ горных пород различного литологического состава);

б) разработке теории подобия для моделирования тектонических процессов на основе анализа описывающих их уравнений механики дефор-

мируемых сред (были рассчитаны теоретические требования к механическим и реологическим свойствам эквивалентных материалов для тектонического моделирования при различных временных и геометрических масштабах);

в) применению оптического метода для моделирования тектонических полей напряжений (впервые в тектонику был внедрен поляризационно-оптический метод исследования напряжений и развита методика их изучения в моделях из упругих и неупругих материалов, созданы приборы для изучения моделей и материалов);

г) разработке эквивалентных материалов для моделирования тектонических полей напряжений и изучению их свойств (были созданы новые фотопругие, фотовязкие и фотовязкопластичные материалы, изучены их механические, реологические и поляризационно-оптические свойства).

Итоги этого этапа творческой деятельности М.В.Гзовского были подведены в его двухтомной монографии "Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория" [Гзовский, 1959, 1963а]. В ней, помимо сказанного выше, раскрывались перспективы использования тектонофизики при решении задач региональной тектоники, разведочной геологии, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых, при изучении глубинных процессов. Эта книга – результат 13 лет работы по созданию основ тектонофизики и структурно-геологическому и тектонофизическому изучению Байджансайского антиклинория – его строения, истории развития, механизма формирования структур и рудоносности. По материалам этой работы в 1962 г. Михаил Владимирович защитил докторскую диссертацию, что и завершило первый этап создания тектонофизики.

РЕШЕНИЕ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ ВОПРОСОВ ТЕКТОНОФИЗИКИ

Создание лаборатории тектонофизики

Следующим стал этап широкого развертывания и углубления тектонофизических исследований, в том числе работ по специализированным вопросам тектонофизики. В 1964 году М.В.Гзовский организовал в ИФЗ АН СССР группу тектонофизики, которая в 1967 году была преобразована в лабораторию тектонофизики. Ему удалось создать научный коллектив из экспериментаторов (инженеров и физиков), механиков и геологов, способный выполнять комплексные исследования. Экспериментальная группа моделировала тектонические процессы и изучала свойства горных пород и эквивалентных мате-

риалов, механико-математическая группа занималась теоретическими решениями задач тектонофизики, геологическая группа обеспечивала накопление натуральных данных о структуре и движениях земной коры, сбор сейсмотектонических данных. Михаилу Владимировичу в 1964 году исполнилось 45 лет, он был в расцвете творческих сил. Последующие семь лет были употреблены на выработку стратегической линии развития тектонофизики и на проведение исследований по трем направлениям: 1) углубление и завершение работ по созданию физических основ тектонофизики; 2) продолжение развития физической теории тектонических процессов;

3) разработка специализированных вопросов тектонофизики, т.е. установление тектонофизических закономерностей, важных для решения практических задач разведочной геологии, оценки сейсмической опасности и др.

Этот последний период научных исследований Гзовского отличался тем, что все направления развивались комплексно и гармонично, были связаны общими объектами и задачами исследований, дополняли и усиливали друг друга.

Создание методики количественного анализа

В этот период исследования механизмов деформирования с помощью моделирования были посвящены развитию методики количественного анализа – изучения перемещений и деформаций в пластичных моделях при исследованиях формирования структур. Была разработана новая методика маркировки моделей и расчета всех необходимых величин, позволяющая достаточно надежно характеризовать величины деформаций, их приращения в процессе формирования структуры, расход энергии на разных стадиях ее развития и т.д. (М.В.Гзовский и А.В.Михайлова).

Переход к количественным исследованиям на моделях потребовал более тщательного подбора эквивалентных материалов. В связи с этим Д.Н.Осокиной и В.В.Кудряшовой были детально изучены реологические свойства паст бентонитовой глины, на которых велось моделирование. Были определены вязкость паст, ее зависимость от влажности глины и от величины напряжения сдвига. Это позволило характеризовать свойства моделей, представляя их в виде полей деформаций, распределения вязкости в массиве, скоростей перемещений и т.д., а в дальнейшем совместно с теоретиками создать комплексную методику исследований. Одновременно А.С.Григорьевым было проведено теоретическое решение задачи о продольном сжатии слоя в такой же постановке, как эксперимент, но для линейно-вязкой среды. На основе моделирования и полевых исследований М.В.Гзовским и А.В.Михайловой в 1971 г. была предложена первая классификация основных типов механизмов деформирования земной коры [Гзовский, 1970, 1975, Гзовский и др., 1973; и др.].

Теоретические исследования тектонических процессов

Теоретической группой был начат комплекс работ по созданию математической теории тек-

тонических процессов. А.С.Григорьевым и В.П.Ионкиным по инициативе М.В.Гзовского был выполнен анализ и критический обзор работ, посвященных решению задач тектонофизики методами механики деформируемого твердого тела.

Обзор показал состояние математической теории тектонических процессов (на конец 60-х годов) и позволил наметить два направления ее развития. Задача первого из них заключалась в усложнении физических и геометрических моделей среды с целью приближения их к условиям в земной коре (литосфере). Задачей второго было решение конкретных задач тектонофизики, в первую очередь задач о напряженном состоянии и деформациях участков литосферы при различных механизмах деформирования. В рамках работ по второму направлению А.С.Григорьевым были получены решения задач: об образовании надвига, об изгибе осадочного чехла при опускании или поднятии блока фундамента, о напряженном состоянии и деформациях литосферы, отвечающих гипотезе о воздействии на ее подошву конвекционных потоков [Гзовский, 1970, 1975; Гзовский и др., 1973; и др.].

Изучение тектонических полей напряжений

Изучение тектонических полей напряжений по-прежнему оставалось в центре внимания. Были выполнены следующие работы.

а) Построены карты максимальных касательных напряжений τ_{\max} и расходуемой энергии тектонических процессов для территории СССР. Сделано обобщение всех известных к тому времени натуральных данных, связанных с величинами напряжений, и данных об ориентации осей. На этой основе проведены: 1) оценка относительных величин напряжений τ_{\max} в земной коре по данным о сейсмичности за 50 лет; 2) оценки абсолютных величин наибольших касательных напряжений τ_{\max} в коре на глубине 10-20 км, а также расхода энергии на деформирование всей толщи коры по данным о тектонических движениях за последние 30 млн. лет и сейсмичности за 50 лет. По этим оценкам построены карты, выделены зоны с разными значениями указанных величин. Эти зоны сопоставлены с зонами разной тектонической активности [Gzovsky, 1967; Гзовский, 1970, 1971б, 1975; Гзовский, Михайлова, 1972; Гзовский и др., 1973; Гзовский, Никонов, 1973; и др.].

б) Совершенствовался метод реконструкции напряжений: было продолжено восстановление полей напряжений в разных регионах по преж-

ней методике, одновременно начаты работы по ее развитию и формализации (О.И.Гущенко, П.Н.Николаев, В.Д.Парфенов).

в) В области моделирования тектонических полей напряжений совместно с Д.Н.Осокиной и другими продолжались эксперименты на оптически-активных материалах, совершенствуется материальная база и методика исследований напряжений в моделях с разрывами, закладываются основы двух новых направлений этих работ: 1) изучаются физические закономерности строения поля напряжений возле единичных или сложно построенных разрывов типичной формы, исследованы поля напряжений τ_{\max} для разрывов разной формы и при различной их ориентации относительно осей внешнего поля; 2) изучаются поля напряжений в моделях, имитирующих разрывную структуру конкретных сейсмоопасных регионов. Были выполнены первые эксперименты такого рода с сопоставлением напряжений в моделях и сейсмичности [Гзовский, 1970, 1971б, 1975; Гзовский и др., 1973, 1974; и др.].

Реология массивов горных пород, управление горным давлением

Наряду с изучением реологических свойств эквивалентных материалов М.В.Гзовским и Д.Н.Осокиной выполнен цикл работ по оценке реологических свойств массивов и участков земной коры. Были сделаны первые шаги в разработке метода косвенной оценки вязкости горных массивов на основе корреляционных связей между характеристиками затухания упругих колебаний и вязкостными свойствами твердых тел и горных пород. Результаты позволили составить прогнозную схему изменения максимальной и минимальной вязкости основных слоев земной коры с глубиной [Гзовский, 1970, 1975; Гзовский и др., 1973; и др.].

Эти работы, равно как и работы по реконструкции тектонических напряжений, вызывали живой интерес у горняков в связи с решением задач управления горным давлением. Возникли контакты с организациями (Кольский филиал АН СССР) и с отдельными специалистами в этой области (И.А.Турчанинов, Г.А.Марков, Д.Казикаев и др.). В мае 1971 г. состоялось Всесоюзное совещание по тектоническим напряжениям в земной коре, в задачу которого входила выработка обоснованной и единой методики определения напряжений в горных выработках методом разгрузки. На нем обсуждались вопросы методики измерений и первые результаты использования данных о тектонических напряжениях при решении задач управления горным давлением.

М.В.Гзовский был организатором и одним из основных докладчиков совещания.

Натурное изучение тектонических движений, структур и глубинных процессов

М.В.Гзовский всегда уделял много сил и внимания изучению тектонических движений в связи с изучением механизмов деформирования и в связи с выделением тектонических зон различной активности.

В конце 50-х годов Гзовский ввел в геологию использование *градиентов скорости* вертикальных движений поверхности земной коры как количественной характеристики тектонических процессов. В его работах, выполненных совместно с другими исследователями, впервые были предложены и рассмотрены методы оценки величины среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений по геологическим данным, затем карты градиентов скорости этих движений были использованы при разработке основ сейсмического районирования [Гзовский, 1957, 1963б, 1971а, 1975; Гзовский и др., 1959; и др.].

При исследованиях тектонических движений в числе других рассматривались проблемы геофизической интерпретации данных о новейших и современных движениях, интерпретации соотношения между вертикальной и горизонтальной составляющими скорости глубинных движений, интерпретации величины градиента скорости этих движений. Была построена карта градиентов скоростей новейших вертикальных движений для территории СССР, она стала основой построения карт напряжений и расхода энергии в земной коре (см. выше). Большое внимание уделялось вопросу выявления соотношений между градиентом скорости глубинных движений и напряженным состоянием коры, последнее связывалось с процессами в верхней части подкоревой оболочки [Гзовский, 1963а; б, 1970, 1975; Gzovskiy, 1964, 1967; и др.].

После 1964 года работы по изучению тектонических движений проводились М.В.Гзовским совместно с А.А.Никоновым. Ими изучались количественные характеристики современных и молодых тектонических движений в областях с разным тектоническим режимом. Совместно с Н.Н.Леоновым были разработаны принципы составления карт глубинно-структурного районирования земной коры и определены области их использования. В начале 70-х годов М.В.Гзовским и А.А.Никоновым была сделана попытка ввести понятие о современной *тектонической активности* крупных геоструктурных областей – платформ и орогенных областей. Определять ее предполагалось по трем независи-

мым группам данных, а именно: современным движениям на поверхности, напряженному состоянию по измерениям в горных выработках, энергии и повторяемости землетрясений в земной коре [Гзовский, 1970, 1975; Гзовский, Никонов, 1973; и др.].

Тектонофизика и сейсмичность

Эти две области исследований в науках о Земле тесно взаимосвязаны. Тектонофизика пользуется данными сейсмологии для реконструкции современных полей напряжений, для оценки величин напряжений и энергии тектонических процессов, вероятно также, что она будет в будущем пользоваться характеристиками сейсмических волн для оценки реологических свойств массива.

Однако и тектонофизика вносит вклад в решение ряда вопросов сейсмичности. В конце 50-х годов Михаил Владимирович занимался разработкой вопросов тектонофизического обоснования геологических критериев сейсмичности, и тогда и позже активно искал пути использования тектонофизики в работах по прогнозу землетрясений [Гзовский, 1957; 1975; Gzovsky, 1962; Gzovsky et al., 1972; и др.]. В течение многих лет он занимался теоретическими и практическими вопросами детального сейсмического районирования нового типа, основанного на использовании данных по новейшим и современным движениям. Позднее им вместе с В.И.Бунэ и Н.А.Введенской на примере Средней Азии были сформулированы методические основы обзорного сейсмического районирования с многократным сопоставлением сейсмологических и тектонических данных [Гзовский, 1963б, 1975; Бунэ и др., 1968; и др.]. В 1965-1970 гг. под руководством М.В.Гзовского геологи его лаборатории (Ю.Г.Леонов, Н.Н.Леонов, А.А.Никонов и др.) выполнили сеймотектоническую часть работ по оценке сейсмической опасности в районах намечаемого гидротехнического строительства в Таджикистане.

Основные черты подхода Гзовского к проблеме сейсмрайонирования, его теоретические и методические разработки по использованию тектонофизики при составлении тектонической основы карт сейсмрайонирования и при построении самих этих карт изложены в статье Ю.К.Щукина «М.В.Гзовский и сейсмическое районирование» в настоящем сборнике [2002, с. 60-66]. Сле-

дует отметить, что при разработке указанных выше вариантов сейсмрайонирования Гзовский впервые предложил использовать и отражать на тектонических картах ряд тектонофизических факторов, которые могут определять силу землетрясений. В эти факторы он включил области повышенных касательных напряжений (максимумы напряжений), отражаемые участками повышения градиента скорости современных движений, и особенности деформирования коры в пределах максимумов. К ним отнесены: тип механизма деформирования, механические свойства массива, история деформаций, характер и места развития разрывов, вулканизма, возможные объемы очагов землетрясений и т.д. В целом М.В.Гзовский внес большой вклад в теорию и практику сейсмического районирования, был одним из ведущих исследователей этого направления.

М.В.Гзовский вслед за Г.А.Гамбурцевым считал, что для прогноза мест сильных землетрясений необходимы поиск и оконтуривание в земной коре областей высоких касательных напряжений. Он отмечал, что в будущем для осуществления прогноза времени и силы ближайших землетрясений «...главную роль, по-видимому, будут играть геофизические наблюдения за режимом напряженного состояния, за процессом развития разрывов и за сейсмическим режимом в областях максимумов касательных напряжений, угрожающих обслуживаемым районам. При выборе систем наблюдений и при интерпретации результатов ...потребуются детальные тектонофизические исследования, которые должны будут помочь предвидеть наиболее вероятные особенности дальнейших изменений максимумов напряжений» [Гзовский, 1957, С. 155; 1975, С. 282].

Идея мониторинга режима напряженного состояния для прогноза сейсмической опасности и план его выполнения остаются нереализованными. На пути их осуществления стоит много серьезных трудностей, тем не менее их перспективность сегодня представляется очевидной. Они ждут своего часа и тех, кто продолжит начатое Гзовским использование тектонофизики для целей сейсмрайонирования и прогноза землетрясений.

Таков неполный перечень задач и проблем, которые рассматривались или были решены М.В.Гзовским за последние семь лет жизни.

НАУЧНО-ОРГАНИЗАЦИОННАЯ РАБОТА, ПУБЛИКАЦИИ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКАЯ ШКОЛА М.В. ГЗОВСКОГО

Михаил Владимирович вел активную научно-организационную работу. Он участвовал во многих

всесоюзных и международных совещаниях, конгрессах и ассамблеях, его доклады и статьи опубли-

ликованы во многих зарубежных изданиях, в том числе в США, Англии, Канаде, Франции, Японии, Китае и др. В 1957 году им и В.В.Белоусовым было организовано I Всесоюзное тектонофизическое совещание, где собрались вместе геологи, физики, механики и специалисты по физико-химической механике (реологии). Труды этого совещания «Проблемы тектонофизики» вышли в 1960 году под редакцией В.В. Белоусова и М.В. Гзовского. В 1961 г. Гзовский активно участвовал во Всесоюзном совещании по современным движениям земной коры в Москве. В мае 1971 г. он организовал и провел с горняками Всесоюзное совещание по тектоническим напряжениям в земной коре. В 1959 и 1963 гг. вышли из печати 1-й и 2-й том его монографии «Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория». В 1964 г. вышла книга «Экспериментальная тектоника», написанная совместно с В.В.Белоусовым и позже переведенная на английский язык. В 1971 году вышла монография "Математика в геотектонике", посвященная методам и представлениям математики, необходимым в геотектонике. Эту книгу Михаил Владимирович считал прологом к будущей монографии по тектонофизике. В том же году вышел сборник "Тектонофизика и механические свойства горных пород" под редакцией М.П.Воларовича и М.В.Гзовского, он открывался большой статьей Гзовского о возможностях оценки тектонических напряжений в земной коре. В последние месяцы жизни Михаил Владимирович активно готовил четыре доклада к 15-й Генеральной ассамблее Международного союза по геодезии и геофизике. Он работал до последнего дня и последнего часа жизни. Доклады эти были прочитаны на Ассамблее и опубликованы на двух языках – но это уже ученикам и соавторам М.В.Гзовского пришлось делать без него.

Последняя работа М.В.Гзовского – монография "Основы тектонофизики", объемом около 50

печатных листов, вышла в 1975 г. и была составлена из его основных работ. Эта книга, как и его первая монография и ряд основных статей, стала классической работой по тектонофизике – ее основами в буквальном смысле слова. Они широко цитируются в современных публикациях и активно используются в тектонофизике и в ряде наук о Земле.

М.В.Гзовский создал не только научное направление, но и научную школу. Этому способствовали актуальность тектонофизики, его педагогический талант и широчайший круг общения с исследователями разных специальностей. На консультацию или на стажировку к нему приезжали геологи, геофизики и горняки из разных городов нашей страны и из многих зарубежных стран (Англии, Японии, Германии, Китая, Болгарии и т.д.). И к работе каждого из них он проявлял интерес. Многие геологи и геофизики считают его своим учителем. Ряд его учеников стали известными исследователями в области тектонофизики (П.Н.Николаев, С.Стоянов, Ма-Цзинь, О.И.Гущенко, В.Д.Парфенов и др.).

В 1979 и 1987 гг. опубликованы сборники работ сотрудников лаборатории тектонофизики ОИФЗ РАН и других его учеников «Поля напряжений и деформаций в литосфере» и «Поля напряжений и деформаций в земной коре», продолжающих его исследования и развивающих его идеи. В 1989 году вышел посвященный его памяти сборник «Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы» под редакцией А.В.Лукиянова. В 1991-1994 гг. вышла трехтомная книга «Разломообразование в литосфере» под редакцией С.И.Шермана, коллектив авторов которой развивает идейное наследие М.В.Гзовского в лаборатории тектонофизики Института земной коры РАН Иркутска. В связи с его 80-летием в издательстве «Наука» в 2000 году вышел сборник «М.В.Гзовский и развитие тектонофизики», продолжением которого стала настоящая книга.

ЗНАЧЕНИЕ РАБОТ М.В.ГЗОВСКОГО

Трудно переоценить значение того, что было сделано Михаилом Владимировичем Гзовским. Он подошел к объекту исследования в геологии с совершенно новых позиций оценки тектонических процессов и обстановки – с учетом законов механики, к изучению тектонических деформаций – с позиций тензорного исчисления; сумел показать важность изучения механических свойств массива и натурных полей напряжений, необходимость количественных исследований как геологических объектов, так и их моделей.

Создание новой науки на стыке двух дисциплин,

тем более таких, как геология и физика, повлекло за собой создание новой методологии. Геологи с интуитивным мышлением, опирающиеся на колоссальный опыт наблюдений, должны теперь осваивать подход к явлениям природы с позиций детерминизма, с жесткими причинно-следственными связями, опирающиеся на результаты численных исследований и не всегда очевидными. Рискнем очертить особенности методологии новой дисциплины, как ее, по нашему мнению, представлял создатель тектонофизики и как видим ее мы сами.

- Все исследования должны опираться на натурные данные, полученные самим исследователем или отраженные в литературе.
- Необходимо использовать количественный анализ для выявления качественных закономерностей геологических явлений и их характеристик.
- Нужно использовать эквивалентное моделирование для исследования длительных тектонических процессов в обозримое время и на обозримом пространстве.
- Надо использовать имеющиеся архивы данных для их применения с новыми целями (например, данные о механизмах очагов – для построения траекторий осей современного поля напряжений, данные о параметрах сейсмических волн – для изучения свойств горных пород в массивах и т.д).
- Ввиду крайней сложности объекта исследования следует использовать возможности сопоставления результатов его изучения различными методами: сопоставлять результаты реконструкции полей напряжений, полученные по измерениям *in situ*, по трещинам, по сейсмологическим данным. Для изучения характеристик перемещений нужно использовать геодезический, геофизический, геоморфологический, геологические методы; для изучения механизмов формирования структур – совмещать полевые исследования, эксперимент, математическое моделирование.

В практику исследований наиболее прочно вошли следующие разработки М.В.Гзовского.

1. Учение о тектонических полях напряжений, включая методику реконструкции природных полей напряжений по сколам на основе теории Кулона–Мора и исследования возмущений поля напряжений тектоническими разрывами. Оба направления бурно развиваются. В первом из них создаются и применяются более совершенные и формализованные методики исследования поля напряжений на основе других моделей (Ж.Анжелье, О.И.Гущенко, В.А.Корчамагин,

П.Н.Николаев, В.Д.Парфенов, Ю.Л.Ребецкий). Исследования второго направления ведутся методами физического и математического моделирования для единичных разрывов и для их систем (А.Н.Адамович, П.М.Бондаренко, Б.Коштык, А.И.Мирошниченко, Д.Н.Осокина, В.А.Петров, В.И.Поминальный, Ю.Л.Ребецкий, Н.Ю.Цветкова, Л.А.Черкашин, Ш.Фатхуллаев, С.И.Шерман, В.Эктов и др.), причем также отмечается тенденция усложнения постановки задач. Результаты используются для выделения активных разрывов, прогноза вторичных нарушений и т.д.

2. Методика эквивалентного моделирования тектонических процессов и структур. Она широко используется в геотектонике и в инженерной геологии для структур разных масштабов (от локальных до глобальных) как у нас, так и за рубежом (В.Г.Гутерман, А.Н.Бокун, С.Н.Борняков, А.В.Михайлова, А.И.Шеменда, Ж.Брюн, М.Виджак, Ф.Оддон и Р.Виалон и мн. др.). Хотя эта методика и имеет ряд «узких» мест (невозможность в настоящее время выполнять условие подобия по ускорению силы тяжести, невысокая точность соблюдения других условий подобия, низкая точность измерения деформаций и перемещений и т.д.), однако они обходятся некоторыми исследователями путем совмещения теории и эксперимента.

3. Реконструкция механизмов формирования тектонических структур (главная задача тектонофизических исследований). В этом направлении с использованием физических и математических моделей работают исследователи как в России, так и за рубежом (Ж.Анжелье, С.А.Борняков, Ж.Брюн, А.С.Григорьев, В.Г.Гутерман, О.И.Гущенко, А.В.Михайлова, Е.В.Никитина, Д.Н.Осокина, Ю.Л.Ребецкий, А.И.Шеменда, С.И.Шерман, Ф.Л.Яковлев и др.). Выявление механизма и отвечающих ему полей напряжений, деформаций и разрывов позволяет прогнозировать развитие ряда физических процессов локального уровня.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение попытаемся отметить некоторые характерные черты современной тектонофизики и того, что сделал в ней М.В.Гзовский.

Возникновение тектонофизики было изначально обусловлено задачами двух наук. С одной стороны, она была создана усилиями выдающихся геологов-геотектонистов, М.В.Гзовского и

В.В.Белоусова, для решения насущных задач геотектоники и практической геологии. С другой стороны, как новая дисциплина, она возникла и развивалась в стенах Геофизического института АН СССР (затем Института физики Земли), а ее организационное оформление – создание лаборатории экспериментальной тектоники (1944 год), группы тектонофизики (1964 год), лаборатории

тектонофизики (1967 год) – определялось прежде всего необходимостью ее участия в работах по прогнозу сейсмической опасности, т.е. было связано с задачами геофизики, физики землетрясений.

Задачи тектонофизики. На первом этапе исследований М.В.Гзовский определял тектонофизику как «учение о механизме развития деформационных структурных элементов земной коры...», которое должно «отвечать на вопрос, какие силы действуют на земную кору и как она реагирует на них. На вопросы, где, когда и почему возникают эти силы, тектонофизика... не может дать ответа... При таком ограничении задач тектонофизика является только частью геотектоники. Это повышает конкретность содержания... и достоверность решения входящих в нее вопросов...». И дальше он уточняет: «Тектонофизика является областью знаний, пограничной между геотектоникой, геофизикой, физикой, механикой горных пород...» [Гзовский, 1959, с. 7, 8].

Позднее он характеризовал тектонофизику и ее задачи более подробно: «Тектонофизика должна дать физическое описание и объяснение тектонических явлений... выражать тектонические данные в виде физических величин и разработать методы получения объективных количественных оценок ... деформаций, напряжений, энергии, которые соответствуют... движениям, складкам, трещинам, крупным разрывам, а также землетрясениям... Тектонофизика призвана установить закономерности количественных соотношений между различными физическими характеристиками, а также геологическими проявлениями тектонических процессов разного масштаба на поверхности и на глубине». Он отмечал, что тектонофизика может помочь «использовать результаты геофизических наблюдений на поверхности для познания...» процессов на глубине, а также находить «взаимосвязи между легко выявляемыми крупными элементами структуры земной коры и трудно обнаруживаемыми мелкими. Это дает возможность прогнозировать детали структуры на глубине...», что важно для практики: при решении задач поисково-разведочной геологии, при оценке сейсмической опасности [Гзовский, 1970, 1975, с. 460-461].

Структура тектонофизики. Гзовский выделял в тектонофизике три главные группы исследований или направления [Гзовский, 1964, 1975]¹.

I. Развитие *физических основ* тектонофизики – создание методов количественной оценки физических характеристик тектонических процессов (перемещений, деформаций, напряжений,

разрывов и реологических свойств массива) по натурным данным и с помощью моделирования.

II. Развитие *физической теории тектонических процессов* (собственно тектонофизики) – изучение механизмов деформирования участков массива (коры, литосферы) – закономерностей формирования тектонических структур и возникающих в связи с этим напряжений, деформаций, разрывов при различном масштабе изучаемых структур, от мелких до наиболее крупных.

III. Разработка *специализированных вопросов* тектонофизики, связанных с ее использованием для облегчения решения ряда теоретических и практических задач геологии и геофизики (при выяснении причин тектонических движений и образования различных магм, при сейсморайонировании и прогнозе землетрясений, при поиске, разведке и разработке месторождений и т.д.).

Практическая направленность тектонофизики. Михаил Владимирович создавал ее в послевоенные годы, годы интенсивного расширения геологоразведочных работ и восстановления горной промышленности. Тектонофизика была востребована этими и рядом других отраслей практики в геологии, геофизике и горном деле. Очевидно, что направленность на решение практических задач была изначально заложена в ней как одна из главных функций. Этим объясняется стройность структуры предмета, охватывающей все аспекты исследований, необходимых для реализации их результатов на практике. Поэтому тектонофизика ориентирована на исследования, опирающиеся прежде всего на натурные данные.

Тектонофизика и решение общих и теоретических вопросов геотектоники и геофизики. М.В.Гзовский вывел проблему выявления причин тектонических процессов за рамки задач тектонофизики. Он отмечал, что в силу нехватки данных, нужных для определения достоверности результатов исследований, вопрос о причинах тектогенеза остается открытым. Но это не мешает использовать результаты изучения физических характеристик тектонических процессов в геотектонике или геофизике при рассмотрении общих вопросов этих наук. Гзовский выполнил несколько циклов исследований именно такого характера, затем они были во многих случаях развиты и активно ведутся сегодня исследователями для ряда районов. К ним можно отнести:

- 1) изучение тектонических полей напряжений;
- 2) изучение характеристик разломообразования и деструкции коры, их связей с сейсмичностью;
- 3) изучение механизмов деформирования уча-

¹ См. схему на титульном листе I раздела

стков коры или литосферы разного масштаба;

4) изучение и интерпретацию характеристик новейших и современных движений, построение карт градиентов скорости движений;

5) оценку расхода энергии тектонических процессов в коре.

Можно ожидать, что в будущем, когда результаты изучения напряжений, механизмов деформирования и других тектонофизических характеристик для отдельных районов будут сведены вместе и охватят заметные участки поверхности Земли, геотектоника и геофизика получат ценный материал для гипотез и обобщений.

Две тектонофизики: российская и зарубежная.

Тектонофизика, созданная и развиваемая в нашей стране, отличается от направления с тем же названием в зарубежных странах. Там тектонофизика включает в себя многие общие вопросы геотектоники и геофизики, но меньше занимается исследованиями деформационных структур, механизмов их образования, их полями напряжений и деформаций, т.е. исследованиями, центральными для тектонофизики, развиваемой в нашей стране.

М.В.Гзовский писал об этом отличии так: «В американской геологической литературе сложилось *иное понимание* тектонофизики... Задачей секции тектонофизики Американского геофизического союза считается координация всех исследований... структуры Земли... Секцию интересуют исследования, посвященные описанию структуры и истории развития земной коры, процессам метаморфизма, силам, вызывающим деформации земной коры, и механизму течения ледников. Из лабораторных работ... – изучение физических констант..., а также деформации минералов и горных пород... При такой формулировке задача тектонофизики, по существу, оказывается совпадающей с общей задачей...

геотектоники, геофизики и космогонии» [Гзовский, 1959, с. 8].

В наше время это расхождение между двумя одноименными дисциплинами стало меньше, многие западные исследователи ведут сейчас работы с теми же задачами, что и российские. Но сегодня тектонофизику России и стран СНГ все еще отличает от зарубежной большая конкретность содержания. Этим мы обязаны М.В.Гзовскому, который сумел на три десятилетия вперед верно сформулировать задачи тектонофизики.

Тектонофизика и Михаил Владимирович

Гзовский. Таким образом, М.В.Гзовский создал новое направление в геологии и геофизике, активно развивающееся в наши дни, разработал новый подход к решению задач тектоники и сейсмостектоники, создал такое богатство идей, что многие из них будут развиваться и реализовываться еще много десятилетий спустя. Им разработан эффективный арсенал новых тектонофизических представлений и методов и показано, как они расширяют возможности решения ряда задач геологии и геофизики. Он создал единый комплекс тектонофизических методов исследований, позволяющий изучать динамику и кинематику участков земной коры или литосферы, механизмы их деформирования (формирования структур) и энергетику тектонических процессов и впервые сам выполнил такие исследования, в том числе составил карты ряда физических характеристик тектонических процессов для территории СССР и ее областей. Все это показывает, что М.В.Гзовский был одним из плеяды самых крупных геологов и геофизиков второй половины XX века, одним из тех исследователей, которых в каждой области науки и в каждом столетии насчитывают единицами. Он создал новую отрасль наук о Земле и утвердил приоритет российской науки в этой области исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В.В. Михаил Владимирович Гзовский // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 40-42.

Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 119 с.

Бунэ В.И., Введенская Н.А., Гзовский М.В. Методические основы обзорного сейсмического районирования // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 26-61.

Гзовский М.В. О задачах и содержании тектонофизики // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954а. № 3. С. 244-263.

Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1954б. № 5. С. 390-410.

Гзовский М.В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954в. № 6. С. 527-545.

Гзовский М.В. Основные вопросы классификации тектонических разрывов // Сов. геология. 1954г. №. 41. С. 131-169.

Гзовский М.В. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности (I и II) // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1957. № 2.

- С. 141-160; 1957. № 3. С. 273-283.
- Гзовский М.В.* Физическая теория образования тектонических разрывов // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960а. С. 78-96.
- Гзовский М.В.* Моделирование тектонических процессов // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960б. С. 315-344.
- Гзовский М.В.* Новое направление изучения складок // Складчатые деформации земной коры, их типы, механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 289-305.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, Ч. I и II. 1959. 265 с.; ч. III и IV, 1963а. 544 с.
- Гзовский М.В.* Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа // Современные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963б. № 1. С. 149-158.
- Гзовский М.В.* Перспективы тектонофизики // Деформации пород и тектоника. М.: Наука, 1964. (XXII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов; Пробл. 4). С. 128-146.
- Гзовский М.В.* Развитие новых направлений в тектонофизике // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 5. С. 51-84.
- Гзовский М.В.* Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971а. 240 с.
- Гзовский М.В.* Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971б. С. 5-37.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гзовский М.В.* Внутрислойные деформации, поля напряжений и разрывы (из архива 1957 г.) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 60-116.
- Гзовский М.В., Михайлова А.В.* Энергетика тектонических процессов // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 120-137.
- Гзовский М.В., Никонов А.А.* Тектонофизическая интерпретация современных движений земной коры // Геотектоника. 1973. № 3. С. 45-58.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Рейснер Г.И.* Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1959. № 8. С. 1147-1156.
- Гзовский М.В., Григорьев А.С., Гущенко О.И., Михайлова А.В., Никонов А.А., Осокина Д.Н.* Вопросы тектонофизической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 12. С. 32-48.
- Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Ломакин А.А., Кудряшова В.В.* Напряжения, разрывы, очаги землетрясений (результаты моделирования) // Вопросы сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974. С. 113-124.
- Леонов Ю.Г., Михайлова А.В., Никонов А.А., Осокина Д.Н., Ребецкий Ю.Л., Яковлев Ф.Л.* Михаил Владимирович Гзовский, его вклад в развитие геологии и в создание тектонофизики // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 9-40.
- М.В. Гзовский и развитие тектонофизики / Отв. ред. Ю.Г.Леонов, В.Н.Страхов.* М.: Наука, 2000. 350 с.
- Belousov V.V., Gzovsky M.V.* Experimental tectonics: Physics and chemistry of the Earth. London: Pergamon press, 1965. Vol. 6.
- Gzovsky M.V.* Tectonophysics and the forecast of earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1962. Vol. 52, № 3. P. 485-505.
- Gzovsky M.V.* Tectonophysics and study of the upper mantle // Tectonophysics. 1964. Vol. 1, № 4. P. 365-375.
- Gzovsky M.V.* A state of stress in the Earth's crust and energy of tectonic processes associated with the upper mantle. // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1967. Vol. 14. P. 331-339.
- Gzovsky M.V., Latynina L.A., Ostrovsky A.E., Pevnev A.K.* Slow deformations of the Earth's crust and their relation to earthquakes in the USSR // Phys. Earth and Planet Inter. 1972. Vol. 6. P. 235-240.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТОНОФИЗИКИ

А.В.Лукьянов

Геологический институт РАН

1. ВВЕДЕНИЕ

Уже 30 лет тектонофизика развивается без Гзовского. За это время в науке и технике произошли заметные изменения. Это относится и к основному объекту тектонофизических исследований (к тектонике), и к физике, и к математике, и особенно к вычислительной технике. Прошедшие изменения не могли не сказаться на характере тектонофизики наших дней. Мы уже говорили об общем достаточно обширном арсенале методов экспериментальной тектоники [Экспериментальная..., 1989] (см. рисунок). Он остался прежним. Но акценты использования методов и предпочтительные направления ис-

следований претерпели изменения и развитие. В геотектонике произошел пересмотр основных представлений о строении и развитии тектоносферы. Возникла и успешно развивается сравнительная планетология. В практической геологии все большее значение придается не полезным ископаемым, а экологическим проблемам, включая прогнозы землетрясений и других стихийных бедствий. В физике бурно развились и дали важнейшие практические результаты исследования нелинейных процессов. Успешно развивается синергетика. В математике возникли новые направления, весьма интересные для



Эксперимент в геологии [Экспериментальная..., 1989, с. 29].

Показаны четыре типа тектонофизических экспериментов (природный, искусственный, аналоговый и вычислительный). Представление о геологическом объекте формируется на основании изучения самого объекта (1) и экспериментов с его моделями (2.1–2.5). Модели составляются на основании существующих представлений об объекте (2).

1 – исследование природного объекта; 2 – построение модели; 2.1–2.5 – результаты разнообразных экспериментов: природного (2.1), искусственного (2.2), аналогового (2.3), вычислительного (2.4, 2.5); 3.1–3.4 – использование данных физики, математики и некоторых других наук. АВМ – аналоговые вычислительные машины; ЦВМ – цифровые вычислительные машины

тектонофизических исследований, например, фрактальная геометрия. Но особенно значительно развилась вычислительная техника, позволяющая теперь решать такие задачи, о которых 30 лет тому назад нельзя было и мечтать.

Цель данной статьи – поделиться мыслями о современных тенденциях развития тектонофизики. Её не следует рассматривать, как обзор достижений этой науки. С обзором она не имеет ничего общего. Материалы приведены выборочно, чтобы оттенить тенденцию, представляющуюся

перспективной. Ссылки на литературные источники сознательно ограничены русскоязычной литературой, однако в списке специально отмечены работы, содержащие обширные библиографические сведения по соответствующим вопросам (в том числе и ссылки на англоязычную литературу). Наиболее подробно рассматривается природный эксперимент, которому тектонофизика обычно уделяла мало внимания. Остальные виды экспериментов рассмотрены предельно лаконично.

2. ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИЗУЧАЕМОМ ОБЪЕКТЕ И ТЕКТОНОФИЗИКА

Из приведенного рисунка следует, что для создания модели и проведения любого тектонофизического эксперимента решающее значение имеет ПРЕДСТАВЛЕНИЕ об изучаемом объекте. Представление о строении Земли со временем изменяется. Появляются ранее не известные сведения об обширных территориях и глубоких недрах, о строении горных пород и толщ, о геологических процессах. Геологические знания становятся более углубленными и разносторонними. В связи с этим возникают новые представления и о процессах тектогенеза. Знания остаются, представления меняются.

Представления о тектонических процессах были существенно различными во времена, когда понадобилось сделать первый тектонофизический эксперимент (2.1), когда возникла необходимость в строгом подходе к моделированию и в превращении тектонофизики в особое научное направление (2.2), когда потребовалась тектонофизическая проверка современных геодинамических идей (2.3). Во все эти времена разными были не только представления, а следовательно, цели проведения экспериментов, но и технические возможности их осуществления.

2.1. У истоков тектонофизических экспериментов

Двести лет тому назад были проведены первые, как полагают, тектонофизические эксперименты. Осуществил их сэр Джеймс Холл. Наука развивается в борьбе возникающих представлений. В те годы шла борьба двух научных школ: Фрайбергской школы последователей блестящего профессора Абрахама Вернера (нептунистов) и Эдинбургской школы последователей естествоиспытателя-энтузиаста Джеймса Геттона (плутонистов). Космогонические представления были еще запутанными, нередко близкими к библейским (Лаплас опубликовал свою математически обоснованную гипотезу происхождения Солнеч-

ной системы только в 1796 г., подробнее в 1824 г. [*Мушкетов И.В., Мушкетов Д.И., 1935*]), геологические знания базировались в основном на европейских материалах.

В споре двух школ существенное место занимали вопросы о происхождении пластов базальтов (осадочное или магматическое) и о причинах образования складок. Дж. Холл, придерживавшийся взглядов Геттона, расплавил базальты и получил при быстром охлаждении расплава стекло, а при медленном – подобие базальта. Он опубликовал эти результаты в 1798 г. [*Хэллем, 1985*], а позднее (в 1812 и 1815 г.) и результаты моделирования складок (см. [*Громин, Запорожченко, 1971; Экспериментальная..., 1989; Суворов, 1994*]). Опыты Дж. Холла не переубедили ортодоксальных нептунистов, но повлияли на умы геологов следующих поколений.

2.2. Время становления тектонофизики как научного направления

Пятьдесят лет тому назад, когда разворачивались тектонофизические исследования М.В.Гзовского, представления о геологических процессах и об образовании Солнечной системы были существенно иными. За прошедшие после экспериментов Дж. Холла 150 лет региональная геология вышла за пределы Европы и охватила все континенты. В распоряжении геологов появилась масса новых фактов, новых представлений о строении и развитии Земли. Было проведено много тектонофизических экспериментов (см. [*Громин, Запорожченко, 1971*]) было высказано несколько оригинальных космогонических гипотез [*Мушкетов И.В., Мушкетов Д.И., 1935*], появились геофизические данные о строении земной коры и мантии на больших глубинах. Наконец, только что О.Ю. Шмидт предложил и математически обосновал новую, популярную ныне, метеоритную гипотезу происхождения планет [*Шмидт, 1944, 1949, 1962; Обсуждение..., 1949*].

В то время происходили оживленные научные дискуссии, обсуждалось большое количество геотектонических гипотез, объяснявших происхождение тектонических движений и тектонических структур: гипотезы контракции, изостазии, скольжения, дрейфа континентов, подкорковых течений, радиоактивных циклов, расширения Земли; ротационная, ундационная, радиомиграционная, осцилляционная, астенолитная, пульсационная гипотезы [Суворов, 1994] (многие из них в той или иной мере обсуждаются и сейчас). Происхождение структурных форм привлекало пристальное внимание [Мушкетов И.В., Мушкетов Д.И., 1935], но было в значительной мере дискуссионным. Геология нуждалась в тектонофизической оценке предполагаемых механизмов структурообразования [Белоусов, 1958; Гзовский, 1959].

Принципиальным различием в представлениях разных геологов того времени было их отношение к фиксизму (признанию неизменности положения континентов и примата вертикальных движений) и мобилизму (допущению больших горизонтальных перемещений континентов). Большинство советских геологов придерживалось фиксистских представлений. Структурная геология изучала деформацию слоев и толщ, учитывая длительность формирования глубинных структур [Пейве, 1990], но не предполагая больших горизонтальных перемещений [Белоусов и др., 1947; Белоусов, Кузнецова, 1949; Белоусов, Гзовский, 1954, 1964; Белоусов, 1958, 1985, 1989; Эз, 1985].

В основу тектонического районирования был положен формационный анализ толщ с выделением формаций и формационных рядов, отражавших направленную эволюцию геотектонических режимов данной территории от геосинклинального к платформенному [Шатский, 1963; Тектоника..., 1966]. На тектонических картах выделялись области по возрасту основной складчатости (по смене геосинклинального типа развития орогенным и платформенным).

На фоне таких представлений, составлявших доминирующую парадигму того времени, важнейшим направлением тектонофизических экспериментов стало строгое, научно обоснованное моделирование основных объектов структурной геологии: складок, разломов, флексур, будинаж-структур, напряженного состояния толщ – и выяснение механизмов их образования [Белоусов и др., 1947; Белоусов, Кузнецова, 1949; Белоусов, Гзовский, 1954, 1964; Гзовский, 1954а,б, 1959, 1963, 1964, 1970; Вопросы..., 1957; Проблемы..., 1960; Рамберг,

1970]. Моделирование проводилось в основном на эквивалентных материалах. Эксперимент был аналоговым и выполнялся на специальных стендах под действием внешних сил, приложенных к границам модели, либо на центрифугах под действием объемных инерционных сил.

Необходимость глубокой аналогии между природным процессом и лабораторным экспериментом требует соблюдения условий подобия и подбора соответствующих свойств эквивалентных материалов. Поэтому в лабораториях велись поиски подходящих материалов, изучались их свойства и использовалась теория подобия при подготовке экспериментов и при их интерпретации [Гзовский, 1954а,б,в, 1959, 1963, 1964, 1970, 1975; Белоусов, 1958; Проблемы..., 1960; Осокина, 1963; Михайлова, 1971]. Существенную роль в эксперименте стала играть математическая модель (см. рисунок) изучаемого процесса [Рамберг, 1970; Гзовский, 1971; Григорьев, Ионкин, 1972]. Эксперименты с моделями изучаемых объектов и процессов приобрели существенное познавательное значение.

Именно в это время возникло новое перспективное направление в геологии – тектонофизика [Гзовский, 1954а; Белоусов, 1958]. Математический аппарат тектонофизики соответствовал уровню развития математики, но заимствовался в готовом виде [Гзовский, 1971], а не разрабатывался специально для решаемых задач, как это бывало при развитии физики. Специально разрабатывалась техника экспериментов, способы приложения сил, аппаратура для проведения экспериментов и для наблюдения за результатами. Особенно успешно проводились эксперименты на непрозрачных эквивалентных материалах (для анализа форм возникающих деформаций) и на прозрачных оптически активных материалах (для изучения напряженного состояния толщ) [Громин, Запорожченко, 1971].

Эксперименты на аналоговых вычислительных машинах, широко осуществлявшиеся в гидрогеологии [Вевьярская и др., 1962] и технике, для тектонофизических исследований не проводились. Вычислительные эксперименты тоже почти не проводились из-за громоздкости и недоступности вычислительной техники того времени. Результаты искусственных петрологических экспериментов с горными породами при высоких давлениях и температурах (таких экспериментов было много [Громин, Запорожченко, 1971]) и результаты природных экспериментов, конечно, использовались тектонофизикой, но специально для ее нужд такие исследования почти не проводились.

2.3. Смена парадигм. Новые задачи. Новые возможности

В течение последних тридцати лет тоже произошли существенные изменения в представлениях о тектонических процессах. Это случилось под влиянием новых результатов, полученных геологией, геофизикой и тектонофизикой. Геологические исследования охватили не только континенты, но и Мировой океан. Принципиально иное строение океанского дна по сравнению с континентами было подтверждено многочисленным драгированием, бурением и геофизическими исследованиями. На континентах были обнаружены большие горизонтальные перемещения горных масс и древние океанические образования, зажатые в узких швах [Пейве, 1991]. Палеомагнитные исследования выявили такую ориентировку древней намагниченности в горных породах, которая лучше всего объяснялась горизонтальными перемещениями крупных блоков земной коры. Выявление и интерпретация полосовых магнитных аномалий в океанах и результаты других геофизических исследований тоже склоняли умы геологов к мобилистским представлениям о геологических процессах.

Возникли представления о «новой глобальной тектонике», или «тектонике плит» [Структурная..., 1990, 1991], которые в корне изменили понимание геологического развития поверхности Земли и ее недр [Зоненшайн, Кузьмин, 1992]. Уже в 1980 г. новая тектоническая карта Северной Евразии [Тектоника..., 1980] отражала мобилистские представления о перекрытии древних океанов континентальными массами, о «раскрытии» новых океанов, об эволюции земной коры от океанического типа к континентальному путем аккреции континентальной коры за счет пододвигания под нее океанической коры и переработки последней. Вместе с тем упрощенные геодинамические схемы тектоники плит не могли объяснить многих особенностей хорошо изученной тектоники континентов. Возникли представления о тектонической расслоенности литосферы [Тектоническая..., 1980]. При сейсмотомографических исследованиях больших глубин были выявлены сквозьмантийные неоднородности, что в совокупности с другими данными привело к представлениям о многослойном строении мантии и о возможности возникновения на разных глубинах локально неустойчивых систем с соответствующими источниками деформаций внутри разных геосфер [Хаин, 1989;

Гончаров, 1999; Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю., 1999; Фундаментальные..., 2001]. Широкое распространение получили представления о значительной роли потоков глубинного вещества (мантийных плюмов) в общей геодинамике Земли [Структурная..., 1990, 1991]. Сохраняются сомнения в истинности основных постулатов тектоники плит, продолжают высказываться сомнения в корректности использования палеомагнетизма для оценки спрединга и движения плит [Горяинов, Тюремнов, 1996]. Таким образом, тектоника плит и глобальная геодинамическая модель претерпели и продолжают испытывать существенные изменения [Хаин, 1988, 1989; Гончаров, 1999].

В соответствии с новыми веяниями направления тектонофизических исследований несколько изменились. Во-первых, стал использоваться весь арсенал тектонофизических экспериментов, во-вторых, больше внимания стало уделяться механизму образования крупных геотектонических структур, в третьих, стала тщательно анализироваться роль неоднородностей среды в процессах ее деформирования, наконец, особое развитие получили вычислительные эксперименты в связи с фантастическим прогрессом вычислительной техники.

Особо следует обратить внимание на развитие представлений о геологической среде. Сейчас она представляется существенно иначе, чем тридцать лет назад, и в развитии этих представлений далеко не последнюю роль сыграли тектонофизические эксперименты [Экспериментальная..., 1985; 1989; 1991]. Если раньше среда представлялась более или менее гомогенной и пассивной по отношению к внешнему воздействию на нее, то теперь пристальное внимание привлекает неоднородность, гетерогенность среды на всех масштабных уровнях от микроскопического до глобального.

Структурная гетерогенность геологической среды превращает ее в активного участника процессов тектогенеза [Талицкий, Галкин, 1989; Лукьянов, 1999; Талицкий, 1999]. Неоднородности влияют на поле напряжений, сильно его искажая, а возникающие при этом концентрации напряжений вызывают локальные деформации и образование новых неоднородностей, по-новому преобразующих распределение напряжений. Таким образом, между средой и процессами тектогенеза возникают обратные связи, приводящие к многочисленным нелинейным эффектам структурообразования.

3. ПРИРОДНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Природный эксперимент особенно важен для тектонофизики потому, что в этом случае наблюдения ведутся за реальными геологическими процессами. Для наблюдений естественно выбираются те процессы, которые более всего соответствуют нашим представлениям о процессах, происходящих в недрах земной коры, и которые приводят к структурам, широко в ней распространенным. Однако главное преимущество природного эксперимента перед всеми другими заключается в том, что наблюдение ведется именно за природным структурообразованием в тектоносфере Земли (если тектоносферу понимать достаточно широко), а не за процессами в искусственно создаваемых моделях.

3.1. Два способа изучения природных экспериментов

В последние годы природный эксперимент используется для тектонофизических исследований гораздо шире, чем это было раньше. При этом используются два типа наблюдений за природными процессами структурообразования. Первый (генетический анализ) осуществляется, если имеется возможность наблюдать за ходом процесса образования тектонических структур (см. 3.2, 3.3). Второй (парагенетический анализ) применяется в случаях отсутствия такой возможности, но при наличии условий для детального изучения устойчивых комплексов (парагенезов) структур, возникших при деформации (см. 3.4). Обнаружение таких же парагенезов структур в лабораторном аналоговом эксперименте на эквивалентных материалах или в природном эксперименте первого типа позволяет уверенно судить о генезисе соответствующих парагенезов [Структурные..., 1997].

Поскольку природный эксперимент можно только наблюдать, а не осуществлять по заказу, описания этого рода экспериментов чаще черпаются из литературных источников, чем из личных наблюдений исследователя. Огромное количество ценнейших для тектонофизики данных накоплено за многие годы в географических (вернее, находящихся на стыке геологии, географии и геофизики) науках: гляциологии, мерзловедении, океанологии и сейсмологии. Со стороны геотектоники и тектонофизики интерес к этим данным долгое время был совершенно недостаточным, сейчас быстро растет, но накопленные материалы используются еще не в должной мере.

Мы остановимся только на некоторых результатах изучения криосферы (3.2), землетрясений (3.3) и парагенезов структур (3.4) как на очень информативных природных экспериментах.

Криосфера (зона отрицательных температур) является замечательным объектом потому, что именно в ней можно наблюдать живую тектонику ледников, а на ее нижней границе (изотерма 0°C) происходит множество процессов, связанных с плавлением и кристаллизацией льда. Эта граница в некоторых районах уходит в глубь земной коры, в других – выходит на поверхность, в третьих – поднимается в атмосферу. Природа предоставляет здесь уникальную возможность непосредственно изучать структурообразующие процессы в зоне фазовых превращений вещества верхней части земной коры (ледяной оболочки). Аналогичные процессы идут и в других частях литосферы (изотермы плавления гранитов, базальтов и др.), но там они недоступны для прямого наблюдения и о них судят по косвенным признакам.

Землетрясения предоставляют уникальную возможность наблюдать за структурообразующими процессами в очаге землетрясения (по сейсмическим данным) и на земной поверхности (по сейсмодислокациям) в моменты быстрых подвижек земной коры.

Парагенетический анализ структур позволяет изучать закономерности тектонических движений и деформаций, происходивших в течение более длительного времени.

3.2. Структурообразующие процессы в криосфере

Данные гляциологии [Войтковский, 1999] и мерзловедения [Общее..., 1978] интересны для тектонофизики с двух точек зрения. Во-первых, твердая часть криосферы является частью земной коры, и процессы, в ней происходящие, суть геологические процессы и интересны сами по себе. Во-вторых, ледяная оболочка Земли – прекрасная модель для изучения многих процессов, происходящих в других геосферах. Течение кристаллической породы (льда) в твердом состоянии, образование трещин, складок, тектонических покровов, характерных структурных рисунков и парагенезов структур, метаморфизм льда, его плавление, кристаллизация расплавов (воды и растворов), внедрение ледяных и песчано-ледяных жил, протрузий, гидролакколитов, пульсации ледников и великих оледенений – все

эти процессы в криосфере протекают быстро и в условиях, доступных для наблюдения. Они довольно хорошо изучены, и для их осмысления с тектонофизических позиций имеется богатый материал, нередко подкрепленный не только природными наблюдениями и измерениями, но и расчетами. Мы вправе ожидать (для этого имеется достаточно геологических данных) наличия аналогичных процессов в глубоких недрах земной коры. Там структурообразование происходит в иных термодинамических условиях и в иных горных породах, однако сходство результатов и обоснованные ожидания аналогий заставляют очень серьезно относиться к гляциологическим моделям тектогенеза. Эти модели демонстрируют множество интересных деталей образования тектонических структур.

В криосфере природа предлагает для изучения физических процессов модели разной сложности: простейшую – в пресных материковых льдах (3.2.1), более сложную – в соленых морских льдах (3.2.2), еще более сложную – в мерзлых грунтах (3.2.3).

3.2.1. Материковые льды. Континентальное покровное оледенение в настоящее время занимает территории, достигающие нескольких тысяч километров в поперечнике при толщине до трех и более километров. Размер и толщина этих гигантских линз льда со временем изменялись. Причем изменения только частично зависели от внешних – космических и геологических – причин (солнечная радиация, вулканизм, тектонические движения и др.). Не менее существенное влияние на размеры оледенения оказывали внутренние закономерности развития системы ледники–океан–атмосфера (ЛОА). Система ЛОА находится в неустойчивом состоянии. Между ее членами существуют прямые и обратные связи, причем эти связи определяются нелинейными зависимостями. В некоторых условиях система ЛОА развивается в автоколебательном режиме, в результате чего размеры оледенения пульсируют [Сергин В.Я., Сергин С.Я., 1978; Лукьянов, 1987; Войтковский, 1999]. Для тектонофизики эта особенность гляциологической модели имеет большое значение: ледяную оболочку Земли нельзя рассматривать изолированно от остальных членов системы ЛОА, следовательно, и литосферу не следует рассматривать отдельно от соседствующих с нею оболочек.

Сама ледяная оболочка также находится в постоянном движении: деформируется, растекается, в результате чего в ней образуются интересные комплексы тектонических структур. Ледяные щиты (Антарктический, Гренландский и более мелкие) под действием силы тяжести рас-

текаются во все стороны, но этот процесс происходит не однородно, а структурировано, через упорядоченные системы ледяных потоков. Потоки зарождаются во внутренних частях ледниковых щитов и куполов, имеют собственные ледосборные бассейны, собирают лед из притоков и выносят его к краям щитов и куполов в виде быстро движущихся выводных ледников [Гросвальд, 1973; Роль..., 1997].

Потоковая структура выноса льда в ледниковой модели тектогенеза заслуживает особого внимания. У границ быстро движущихся потоков с медленно деформирующимися «берегами», естественно, образуются сдвиговые зоны, аналогичные таковым на краях горных ледников. В этих зонах происходят интенсивные и сложные деформации, сопровождающиеся образованием трещин, складок, их вращением и наложением поздних деформаций на более ранние, словом, идет формирование сдвигового парагенеза структур [Разломы..., 1963; Гросвальд, 1973; Роль..., 1997]. Ледниковые потоки и в щитовых, и в горных ледниках выпихивают трюги, проходят через их сужения и расширения, соответственно ускоряя и замедляя свое движение, пересекают ригели, уступы, ледопады. У всех этих препятствий во льду образуется особое, соответствующее ситуации, напряженное состояние и возникают характерные системы трещин и других деформационных структур [Гросвальд, 1973]. От места своего возникновения (от «фабрики структур») эти системы деформаций уносятся потоком, преобразуясь в соответствии с его течением. Очень интересны структуры тектонического сшивания, возникающие при слиянии двух потоков в один более мощный. В месте слияния образуются септы, разделяющие слившиеся потоки. Септы имеют форму вертикальных стенок, содержат моренный материал, рассланцованный лед и другие деформационные структуры и прослеживаются далеко вниз по течению, разделяя «струи», рожденные слившимися потоками [Роль..., 1997; Проблемы..., 1999].

Течение льда осуществляется в твердом состоянии и сопровождается его метаморфизмом. Деформационные свойства льда зависят от его структуры, примесей, напряженного состояния, температуры. При разрушающих напряжениях свойства льда резко изменяются. Движение многих ледников имеет пульсирующий характер [Долгушин, Осипова, 1982], так как баланс их массы и условия движения противоречат друг другу и не допускают установившегося равномерного течения: возникает автоколебательная система с периодическими перенапряжениями, разрушением льда и катастрофическими под-

вижками [Григорян, 1982; Шумский, 1982; Войтковский, 1999].

Анализ движения ледников немислим без совместного рассмотрения деформаций льда и переноса тепла в его толще, что составляет одну из основ динамической гляциологии [Шумский, 1969; Войтковский, 1999]. Попытки построения математической теории движения ледников не увенчались желаемым успехом. Они привели к необходимости решения системы из 18 дифференциальных уравнений, каждое из которых требует введения параметров, а конкретные значения этих параметров не всегда известны с достаточной точностью, несмотря на то, что речь идет о простейшей мономинеральной породе, свойства которой изучены очень хорошо. Деформационные и теплофизические свойства даже пресного и чистого льда существенно изменяются в зависимости от его структуры, напряженного состояния и температуры [Роль..., 1997; Войтковский, 1999]. Поэтому поведение материковых льдов не поддается точному и однозначному расчету. Этот урок необходимо помнить при попытках построения механико-математической теории движения земной коры.

Следует отметить две замечательные особенности движения льда в придонных частях ледников около их контакта с ложем. Эти особенности имеют большое значение для современной тектофизики, так как демонстрируют сложность деформационного процесса.

Во-первых, это режеляционный механизм преодоления ледником препятствий, создаваемых неровностями ложа: перед препятствием (в условиях повышенного напряжения) лед плавится, а за препятствием (в условиях пониженного напряжения) – кристаллизуется. В режеляционном механизме существенную роль играют «местный» тепловой поток (от зоны кристаллизации к зоне плавления) и миграция жидкой фазы (в противоположном направлении). Аналоги такого механизма течения толщ широко распространены в горных породах и известны под названием *pressure solution* (растворение под давлением).

Во-вторых, это влияние примесей моренного материала. Мореносодержащий лед с примесью тонкодисперсного материала оказывается более подвижным, чем чистый лед, а с примесью грубого материала – менее подвижным [Роль..., 1997]. Подобное изменение реологических свойств известно геологам и в горных породах, имеющих неоднородный состав зерен и цемента.

Обе отмеченные особенности определяются двумя фундаментальными характеристиками процесса: 1) множественностью факторов, влияющих на движение ледника, и

2) нелинейным изменением свойств деформируемой среды, особенно вблизи зоны фазовых переходов.

В целом надо сказать, что изучение ледников дает богатейший материал для тектонофизического анализа процессов формирования тектонических структур.

3.2.2. Морские льды. Тектоника морских льдов существенно зависит от движения воды, на которой они плавают, и ветров, их овевающих. Вряд ли такая модель может быть применена к характеристике геологических объектов. Вместе с тем, движения ледяных полей и торошения льдов по мнению некоторых геологов весьма напоминают крупные геотектонические структуры [Роль..., 1997]. Несомненно интересны для тектофизики процессы опреснения многолетнего морского льда, которые хорошо изучены. Лед, образующийся при замерзании морской воды, захватывает соленую воду и поэтому не является мономинеральной породой. Концентрации заключенных во льду растворов зависят от температуры. С годами соли выносятся из льда, и он опресняется.

Исследования показали, что выносу растворов в значительной мере способствует тепловой поток, и процесс частично идет по принципу зонного плавления [Войтковский, 1999]. Этот природный эксперимент с зонным плавлением помогает понять аналогичные процессы, происходящие в земной коре, и поставить соответствующие вычислительные эксперименты [Будущее..., 1985; Лукьянов, 1987].

3.2.3. Криолитозона. Мерзлые грунты представляют собою еще более сложную систему, состоящую из льда, воды и растворов (истинных и коллоидных), тесно взаимодействующих с минеральным скелетом грунта. Они составляют криолитозону, в которой постоянно происходят весьма интересные для тектофизики процессы превращения жидкой воды в ее твердую фазу (лед), и обратно, в условиях проникающего взаимодействия с горными породами. Эти процессы в какой-то мере могут рассматриваться в качестве моделей магматических и метаморфических процессов, происходящих в глубинах земной коры, где жидкая фаза представлена уже не водой, а расплавами различного состава.

В криолитозоне для нас особенно интересны процессы, происходящие у границы мерзлых пород с тальми. Рыхлые водонасыщенные грунты в замерзшем состоянии прочно сцементированы льдом и представляют собою вполне «консолидированные» прочные породы. В талом состоянии они теряют прочность, становятся «астеничными» и обладают совершенно иными деформационными свойствами.

ционными свойствами. Граница между мерзлыми и тальми грунтами может рассматриваться в качестве модели границы твердой коры с астенотлинзой.

Мерзлотоведение (геокриология) накопило большое количество сведений о мерзлотных процессах в криолитозоне, в том числе о замерзании и оттаивании влажных грунтов, о миграции влаги и о возникающих при этом структурах. Криогенные структуры, текстуры и крупные деформации в мерзлых грунтах прекрасно изучены, систематизированы и описаны в многочисленных статьях, монографиях и фундаментальных учебниках (см. [Общее..., 1978]). Это и бугры пучения, и полигонально-жильные структуры, и секущие жилы, и пластовые сегрегационные льды, и зоны местного обезвоживания грунтов (а рядом – повышенной их льдистости), и гидролакколиты, и многие другие образования, имеющие собственные названия. Специально характеризовать их в этой статье нет надобности. Отметим только, что многие из криогенных структур очень похожи на структуры, широко распространенные в докембрийских метаморфических комплексах, с той лишь разницей, что место льда в метаморфических толщах занимают кварц-полевошпатовые выделения. Характерной особенностью криогенных структур является неоднородность распределения деформаций по площади и по разрезу мерзлых толщ.

Неоднородности деформаций, вызванных криогенными процессами, создают основные трудности для строительства в условиях мерзлоты, и их причины изучаются особенно тщательно. Предложен ряд теорий, позволяющих количественно оценивать отдельные процессы, происходящие в мерзлых, замерзающих или оттаивающих породах. Однако единой исчерпывающей теории криогенных процессов создать не удастся из-за множественности факторов, накладывающихся друг на друга и с разных сторон влияющих на процесс. Это и тепловые, и фильтрационные, и физико-химические, и другие явления, каждое из которых в конкретных условиях проявляется с разной интенсивностью. К важнейшим из них, разумеется, относятся процессы, связанные с фазовыми переходами воды.

При замерзании (оттаивании) значительно изменяются объемы грунта, выделяется (поглощается) большое количество тепла, возникают дополнительные тепловые потоки и миграция влаги. Все это ведет к деформациям и изменению структуры грунта, причем происходит это в значительном интервале отрицательных температур. Свободная вода замерзает при одной температуре, связанная – при других (в широком диапазоне температур). «Связанность» молекул воды созда-

ется многими факторами: и ионами в истинных растворах, и коллоидными частицами, и активными поверхностями минеральных частиц, особенно в тонкодисперсных грунтах, где преобладают капиллярные и пленочные воды. В миграции пленочной воды и пелитизации минеральных зерен заметную роль играет эффект Ребиндера [Общее..., 1978; Сальников, Траскин, 1987] (см. 4.1). Незамерзшая вода сохраняется в концентрированных растворах и тяжелых глинах при нескольких десятках градусов ниже нуля, однако ее количество невелико. Гораздо больше незамерзшей воды в дисперсных грунтах при температурах до 2–5°C ниже нуля. В песчаных грунтах вода замерзает при более высоких температурах, в тонкодисперсных – при более низких. Влага мигрирует к зонам кристаллизации, в которых возникают шпильки и линзы сегрегационных льдов, а рядом с ними происходит осушение отдельных прослоев. Изменяются деформационные свойства и объемы грунта, появляются вздутия и проседания, возникают трещины и жилы инъекционных льдов. В зависимости от состава слоев грунта замерзшие слои могут чередоваться с тальми, т.е. толща, имеющая отрицательную температуру и замерзшая в целом, может содержать не замерзшие прослои, «астенотлинзы». Замерзающая среда сама становится активным фактором собственной неоднородной деформации.

Активное влияние среды на структурообразование в криогенных процессах, пожалуй, является наиболее важным выводом из изучения этой естественной тектонофизической модели. Поэтому следует с особым вниманием отнестись к замечаниям Б.Н. Достовалова, которые он делает на основании изучения криогенных деформаций. «Напряжения в массивах горных пород, вызывающие их деформации, ... – пишет он [Общее..., 1978, с. 146], – можно разделить на две существенно различные группы: 1) напряжения, вызванные внешними условиями, приложенными к поверхностям массива, и 2) напряжения, возникающие внутри массива под влиянием неравномерного изменения элементов его объема, вследствие каких-либо физических или химических процессов ... Тогда как теория напряжений и деформаций первой группы достигла значительного развития и решены многие относящиеся к ним механические задачи, этого нельзя сказать о напряжениях и деформациях второй группы. ... В существующих работах по структурной геологии и тектонике напряжения и деформации второй группы или совсем не рассматриваются, или лишь слегка упоминаются, и во всяком случае между напряжениями указанных двух групп не проводится четкого различия. Между тем име-

ются основания полагать, что именно напряжения, возникающие вследствие неравномерного изменения элементов объема массивов, являются основными как в микротектонических, так и в макротектонических процессах».

3.3. Структурообразование при землетрясениях

Изучение землетрясений – и геофизическими, и геологическими методами – дает весьма полезные материалы для развития тектонофизики. Эта естественная модель структурообразования позволяет лучше понять некоторые особенности тектонических движений, особенно связанных с разрывами геологической среды. За последние десятилетия получено много данных о накоплении энергии для землетрясений, о механизме очагов, о геологических закономерностях возникающих деформаций. Из многих достижений, полученных при изучении землетрясений сейсмологическими и геологическими методами, для нас наиболее интересны представления об образовании неустойчивостей в очагах землетрясений (3.3.1) и о парагенезах сейсмодислокаций в плейстосейстовых областях катастрофических землетрясений (3.3.2).

3.3.1. Неустойчивость в очагах землетрясений.

Неустойчивость возникает из-за нелинейного изменения свойств напряженной геологической среды перед ее разрушением [Николаевский, 1982; Райс, 1982; Садовский, Писаренко, 1989, 1991]. За пределом упругости, но до предела прочности горных пород, в них происходят существенные изменения, приводящие к деформационному разупрочнению. Такие изменения появляются не во всем нагружаемом массиве, а зонально. Напряженное состояние вызывается общим ходом геологических процессов. Оно накапливается постепенно, а разряжается либо медленными деформациями (течением) горных пород без разрыва сплошности (сгеер), либо их разрушением, вызывающим землетрясения. Землетрясения возникают в результате внезапного выделения упругой энергии из массивов земной коры, находящихся в напряженном состоянии. Поскольку земная кора имеет блоковое строение, разрушение горных пород происходит преимущественно вдоль ослабленных зон старых разрывов по границам блоков. Однако очаг землетрясения не сводится к единой плоскости разрыва с сухим трением его бортов. Он занимает некоторую зону, некоторый объем, в котором нагруженное напряжениями вещество перед разрушением находится в неустойчивом состоянии.

При умеренно высоких давлениях горные породы за пределом упругости, но до предела прочности (и, следовательно, до разрушения), находятся в «хрупко-дилатансионном» состоянии и могут испытывать большие «дилатансионные деформации» – квазипластическое течение. В них появляется большое количество мелких трещин, возникают повороты отдельных зерен, изменение объема (разрыхление, а иногда и уплотнение), возможен метаморфизм [Родкин, 2001], но до разрушения дело может и не дойти. Миграция жидкости в зону дилатансии облегчает процесс (см. 4.1) и, по-видимому, является существенной составляющей природного дилатансионного механизма. «Облако» дилатирующих пород образует неустойчивое включение в толще.

Модель деформационно-разупрочняющегося включения для неустойчивости, приводящей к землетрясениям, хорошо изучена. При прогрессирующем процессе в этом включении возникнет разрушение, образуются разрыв и очаг землетрясения. Не вся энергия выделится в виде энергии сейсмических волн, значительная ее часть уйдет на разрушение горных пород. Однако неустойчивое включение может исчезнуть и «не сработать», если по какой-либо причине напряженное состояние в данной области уменьшится. Очагом землетрясения становится не отдельная плоскость срыва, а полоса (зона), в которой осуществляется срыв, разрушаются горные породы и снимаются не только касательные, но и нормальные напряжения, разгружая массив (уменьшая в нем упругие напряжения). Упрочнение зоны очага после землетрясения и продолжающийся рост упругих напряжений в массиве приводит к повторению процесса, к автомоделному режиму [Николаевский, 1982; Райс, 1982; Садовский, 1986]. Рост упругих напряжений в массиве обычно связывают, исходя из плейтотектонической гипотезы, с проскальзыванием на границе литосферы с астеносферой в условиях вязкого сцепления [Райс, 1982], но возможны и другие предположения. Автомоделность геодинамических процессов, несомненно, имеет много общего с автоколебательным режимом движения пульсирующих ледников (см. 3.2.1). Неустойчивость возникает не только в очаге отдельного землетрясения, но и на больших площадях и в значительные отрезки времени.

Для изучения полей напряжений больших регионов развивается усовершенствованный метод реконструкции современного напряженного состояния сейсмоактивных участков земной коры при помощи анализа механизмов многих очагов землетрясений [Ребецкий, 1997, 1999; М.В.Гзовский ..., 2000]. Метод основывается на отмеченных выше представлениях о деформационных

свойствах геологической среды и на ряде принципов упруго-пластического деформирования с разрывами сплошности: на принципах необратимости деформации, положительности диссипации, квазипластического течения и, наконец, на поиске максимальной диссипации механической энергии для совокупности сколов из однородной структурно-кинематической выборки [Структурные..., 1997, с. 147]. Применяются и другие методы реконструкции тектонических напряжений и приращений сейсмодислокационных деформаций (см. обзор в этой книге [Ребецкий, 2002]). Все эти методы используют сейсмологические данные о землетрясениях. Полученные результаты по ряду регионов [Структурные..., 1997; Ребецкий, Фурсова, 1998; Гуценко и др., 2000] не противоречат представлениям плейт-тектонической гипотезы, характеризуют квазипластическое деформирование трещиноватых сред и позволяют лучше понять механизмы образования парагенезов сейсмодислокаций.

3.3.2. Сейсмодислокации. Парагенезы сейсмодислокаций изучены в плейстосейстовых областях многих катастрофических землетрясений [Мушкетов И.В., Мушкетов Д.И., 1935; Разломы..., 1963; Лукьянов, 1965; Трифонов, 1999]. В большинстве случаев среди них удается выделить поверхностные, местные и региональные нарушения. Поверхностные сейсмодислокации для нас особого интереса не представляют, так как не имеют непосредственной связи с очагом землетрясения, а вызваны сотрясением земной поверхности и обрушением (часто очень эффективным) неустойчивых форм рельефа и инженерных сооружений. Местные и региональные сейсмодислокации, напротив, непосредственно связаны с очагами землетрясений и представляют собою выходы на поверхность очаговых зон разрушения. Обычно они сосредоточены в зонах разломов регионального или местного значения, и возникшие парагенезы этих сейсмодислокаций отражают направление движения масс по данному разлому.

Наиболее характерны парагенезы трех типов: растяжения, сжатия и сдвига. Первые включают в себя зияющие трещины, сбросы, грабены и другие структуры, вызванные растягивающей нормальной составляющей движения по разлому; вторые состоят из зон раздавленных пород («кратовин»), надвигов, взбросов и других нарушений, связанных со сжимающей нормальной составляющей; третьи представлены сложным комплексом структур, вызванных тангенциальной составляющей движения и связанными с нею локальными неоднородностями подвижек в зоне разлома (оперяющие трещины растяжения и

сжатия, повороты небольших участков, сколы, изгибы и др.). В региональном плане эти парагенезы чередуются друг с другом, образуя закономерно построенный структурный рисунок разлома и всей зоны разрушения. Более того, сопоставляя характер сейсмодислокаций нескольких катастрофических землетрясений на территории большого региона, можно обнаружить и в их размещении закономерности, характеризующие общее напряжение и общую деформацию региона, выявляемую геодезическими измерениями.

Результаты геологических наблюдений за сейсмодислокациями и результаты изучения механизмов очагов сейсмологическими методами обычно соответствуют друг другу. Соответствуют им и результаты моделирования зон динамического влияния разломов [Шерман и др., 1983]. Изучение сейсмодислокаций в качестве естественных моделей тектонического процесса позволяет надежнее интерпретировать парагенезы новейших и более древних геологических структур, изучаемых традиционными геологическими методами.

3.4. Парагенезы структур

Парагенетический анализ тектонических структур [Разломы..., 1963; Тектоника..., 1980; Копп, 1997; Структурные..., 1997; Трифонов, 1999] вошел в практику геологических исследований сравнительно недавно, но в настоящее время широко применяется для изучения движений земной коры. Структурные парагенезы и их ансамбли, обладающие характерными структурными рисунками, позволяют судить о тектонических движениях и деформациях, происходящих в толщах горных пород. Парагенетический анализ позволил выделить гигантские структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе [Копп, 1997], охарактеризовать неотектонические движения на территории Евразии [Трифонов, 1999], восстановить неотектонические напряжения на Восточно-Европейской платформе [Структурные..., 1997; М.В. Гзовский..., 2000], проанализировать структуры дизъюнктивных тектонических нарушений [Проблемы..., 1987], стресс-метаморфизма [Изучение..., 1987], тектонического течения [Лукьянов, 1991] и других проявлений тектогенеза [Структурные..., 1997] на разных масштабных уровнях. Парагенезы структур обладают многоуровневым (иерархическим) строением и характеризуют деформации разных размеров – от региональных до микроскопических [Лукьянов, 1991; Структурные..., 1997].

Региональные и локальные парагенезы характеризуются, в основном, наборами складчатых и

разрывных структур, образовавшихся при механической деформации и течении толщ и массивов горных пород. В микроскопических парагенезах существенную роль играют структуры растворения и кристаллизации минерального вещества, раскрывающие внутренние особенности деформаций самих горных пород. Другими словами, на микроуровне ярко проявлены молекулярные формы переноса вещества с многочисленными местными источниками и стоками вещества деформируемых горных пород, а на макро- и мегауровнях эти явления проявлены значительно слабее [Лукьянов, 1999]. В парагенезах структур особое место занимают деформационно-химические парагенезы [Структурные..., 1997] и структуры объемного разрушения горных пород [Горяинов, Давиденко, 1979; Тектоническая..., 1980; Лукьянов, 1990], где целые толщи, массивы и штокверковые зоны подвергаются брекчированию с заметным участием гидротермального процесса.

Важнейшую роль при формировании и развитии структурных парагенезов играют неоднородности геологической среды [Талицкий, Галкин, 1989; Талицкий, 1999]. Неоднородности имеют разные размеры и форму (зерна, слои, блоки и пр.) и значительно искажают поле тектонических напряжений, становясь концентраторами напряжений (см. 5.2). Около концентраторов напряжений деформирование и стресс-метаморфизм происходят в первую очередь. В процессе деформаций перестраиваются как не-

однородности среды, так и поле напряжений, осуществляется релаксация напряжений, отмирают старые концентраторы, появляются новые. В результате этого между строением среды и полем напряжений устанавливаются обратные связи: среда оказывает активное воздействие на поле напряжений так же, как и поле напряжений на среду. Это очень важно для понимания многих особенностей тектогенеза. «Существование такой связи определяет состояние динамического развития системы, по отношению к элементам которой внешние силы оказываются не заданными изначально, а сами являются функцией состояния этих элементов и их деформационной предыстории» [Структурные..., 1997, с. 167]. Вместе с тем, наблюдаемая регулярность структурных рисунков больших территорий не позволяет пренебрегать и ролью внешних сил.

3.5. Многофакторность структурообразования

Анализ приведенных выше природных экспериментов приводит к выводу, что образование тектонических структур происходит под влиянием множества разнообразных факторов, причем внешние силы, приложенные к границам деформирующегося массива, оказываются важными, но отнюдь не единственными, а во многих случаях даже не главными причинами структурообразования.

4. ИСКУССТВЕННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Эксперименты для изучения свойств горных пород в искусственно создаваемых условиях – при высоких давлениях и температурах – проводятся в больших количествах в специально оборудованных лабораториях. Однако эти эксперименты имеют главным образом петрологическую направленность, и рассматривать их мы не будем, хотя их результаты, безусловно, интересны для тектонофизики.

Упомянем только исследования влияния жидкой фазы (воды, растворов, расплавов) на деформационные свойства горных пород. Некоторые из этих исследований проводились специально для нужд тектонофизики и являются частью нового научного направления – физико-химической геомеханики. Они раскрывают роль эффекта Ребиндера в деформациях горных пород (4.1). Интересны также внутренние напряжения, появляющиеся в горных породах при их разгрузке (4.2). Оба эффекта демонстрируют влияние структуры горных пород на деформационный процесс.

4.1. Эффект Ребиндера

Физико-химическая геомеханика [Перцов, Коган, 1981; Сальников, Траскин, 1987] исследует влияние поверхностно-активных жидкостей на прочностные и деформационные свойства толщ горных пород, основываясь на закономерностях адсорбционного понижения прочности твердых тел (на эффекте Ребиндера, изучаемом физико-химической механикой [Ребиндер, 1979]).

Поликристаллические твердые тела, в том числе и горные породы, обладают свободной поверхностной энергией вследствие несовершенства межатомных связей на границах зерен или других дефектах кристаллической структуры. Свободная поверхностная энергия может снижаться в результате различных процессов на поверхности зерен, в том числе и проникновения между зернами тончайших пленок поверхностно-активных жидкостей. Сущность эффекта Ребиндера заключается в облегчении деформации и разрушения твердых тел вследствие по-

нижения свободной поверхностной энергии. Красота эффекта определяется тем, что сама среда активно участвует в снижении своей прочности, втягивая между кристаллами поверхностно-активное вещество. Процесс чувствителен к очень малым количествам активного вещества, протекает быстро и зависит от напряженного состояния среды.

Важнейшим условием яркого проявления эффекта Ребиндера является правильный подбор пары среда – жидкость. Несмотря на хорошую разработанность теории эффекта, эти пары устанавливаются в основном эмпирически, хотя имеются и некоторые общие рекомендации по подбору поверхностно-активных жидкостей (расплав данного вещества, эвтектика компонентов среды и др.). Вторым важным условием является воздействие на среду механических напряжений. При изменении напряжений процесс может быть обратимым. Основными формами рассматриваемого эффекта являются «охрупчивание», «пластифицирование» и «самопроизвольное диспергирование» твердых тел. Условия их проявления изучены достаточно хорошо и на теоретическом и на экспериментальном уровне.

Применительно к горным породам эффект Ребиндера изучен на многочисленных примерах, особенно при воздействии воды и растворов. Имеются данные о влиянии расплавов (сульфидные расплавы, расплавы, появляющиеся в горных породах при их частичном плавлении и др.) на механические свойства некоторых горных пород [Проблемы..., 1987; Сальников, Траскин, 1987]. Во многих случаях обнаружено снижение их прочности в несколько раз, образование трещин при сравнительно небольших напряжениях. Несмотря на это, изучение эффекта Ребиндера при деформации и разрушении горных пород находится еще в начальной стадии. Это обусловлено огромным разнообразием горных пород, жидкостей, в них находящихся, и термодинамических условий процесса.

Вместе с тем уже сейчас можно с уверенностью утверждать, что адсорбционное снижение прочности горных пород распространено в природных условиях достаточно широко. По мнению многих петрологов, в толщах горных пород часто имеются микроскопические капельки и пленки жидкости на границах зерен даже в тех случаях, когда порода не содержит макроскопических жидких включений. На больших глубинах это магмы, обогащенные летучими компонентами, ближе к поверхности – гидротермы и водные растворы. Они влияют на снижение прочности, образование и рост трещин разрушения в горных породах. «Сопоставление воз-

можных дифференциальных напряжений в земной коре и прочности пород в отсутствие жидких фаз заставляет считать маловероятным зарождение трещины разрушения в сухом материале. Этот вывод является одним из основных положений физико-химической геомеханики» [Сальников, Траскин, 1987, с. 69].

Физико-химическая геомеханика позволяет лучше понять механизмы образования тектонических разрывов и дилатансионные эффекты (см. 3.3.1) в очагах землетрясений [Николаевский, 1982; Райс, 1982]. Самопроизвольное проникновение поверхностно-активных жидкостей внутрь полнокристаллических горных пород за счет снижения их поверхностной энергии показывает, что геологическая среда может активно влиять на деформационный процесс.

4.2. Внутренние напряжения

Здесь же следует упомянуть наблюдения, которые находятся на грани природного и искусственного эксперимента. Их поставляет нам горное дело на протяжении всей его истории: горные породы, находившиеся под большим давлением на глубине, будучи искусственно разгруженными (вскрытыми горными выработками, извлеченными на поверхность в виде керна), трескаются, разрушаются, даже взрываются. Структуры самопроизвольного разрушения, по видимому, широко распространены в горных породах и в естественных условиях (см. 3.2.3, 3.3).

Причиной разрушения становятся внутренние (структурные) напряжения, которые почти всегда присутствуют в горной породе, потому что горные породы являются «средами со структурой», неоднородными средами, состоящими из разных минералов, включений жидкости, газа. Такая среда может быть в равновесном состоянии только в конкретных термодинамических условиях. Переходя в иные условия, она должна перестроиться, чтобы снова прийти к равновесному состоянию. Так и происходит в природе. Но перестройка – длительный процесс, и структурированная среда (горная порода) почти всегда неравновесна, содержит остаточные напряжения. В.С. Пономарев эту особенность геологической среды сформулировал как «принцип активности горных пород». Он пишет: «С энергетической точки зрения структурные напряжения выражают свойство реальных твердых сред связывать в себе некоторое количество потенциальной энергии упругих деформаций и сохранять ее в “скрытом” виде и после устранения внешних воздействий, которые были первоначальной причиной ее появления» [Изучение..., 1987, с. 118].

Таким образом, как и в случае с эффектом Ребиндера (потенциальная «поверхностная энергия»), в принципе активности горных пород (потенциальная «структурная энер-

гия») речь идет об энергонасыщенности структурированной геологической среды, которая может выделять эту скрытую энергию при деформации.

5. АНАЛОГОВЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Моделирование на эквивалентных материалах и на аналоговых вычислительных машинах позволяет глубоко и зримо осознать изучаемые процессы. Важность этого фактора (наглядность эксперимента) специально подчеркивал изобретатель гидроинтегратора и метода гидравлических аналогий Владимир Сергеевич Лукьянов. Он писал [Лукьянов, 1947, с. 20]: «Одним из очень существенных преимуществ метода гидравлических аналогий является его наглядность. Наш знаменитый ученый Николай Егорович Жуковский высоко ценил ясность и наглядность наших познаний. В речи на торжественном заседании, посвященном 25-летию Московского математического общества в 1894 году, он сказал так: “Можно говорить, что математическая истина только тогда должна считаться вполне обработанной, когда она может быть объяснена всякому из публики, желающему ее усвоить. Я думаю, что если возможно приближение к этому идеалу, то только со стороны геометрического толкования или моделирования. Моделирование стоит рядом с геометрическим толкованием и представляет еще высшую степень наглядности” [Жуковский, 1937, с. 186]».

Эксперименты с деформацией моделей, построенных из непрозрачных эквивалентных материалов, позволяют наблюдать процессы образования складок, разрывов и других деформаций (5.1). Эксперименты на прозрачных оптически активных материалах позволяют «видеть» поле напряжений в модели (5.2). Эксперименты на аналоговых вычислительных машинах позволяют наблюдать за процессами движения тепла и жидкостей в толщах горных пород (5.3).

Важнейшее значение во всех этих экспериментах имеет применение теории подобия. Эта теория используется как при построении моделей, так и при интерпретации результатов эксперимента. Применение теории подобия при интерпретации результатов позволяет рассматривать полученный результат, как обобщенное решение задачи. При помощи варьирования коэффициентов подобия внутри неизменных безразмерных критериев подобия можно относить это обобщенное решение (полученный результат) не только к объекту, на основе которого строилась модель, но и к широкому спектру подобных ему природных объектов, характеризующихся иными

размерами и иными свойствами. Это существенно расширяет значение аналогового эксперимента [Лукьянов В.С., 1947; Лукьянов А.В., 1987; Экспериментальная..., 1989].

5.1. Эксперименты с непрозрачными материалами

Модели из непрозрачных эквивалентных материалов [Белюсов, Гзовский, 1964; Громин, Запорожченко, 1971; Эксперимент..., 1984; Экспериментальная..., 1985, 1991, 1989; Михайлова, 1989] испытываются для того, чтобы наблюдать формирование тектонических структур под действием существующих в природе сил. Эти силы имитируются либо путем приложения напряжений к границам моделей извне (имитация напряженного состояния среды) – модели с «поверхностными» силами (5.1.1), либо приложением сил ко всем материальным точкам модели (имитация гравитационных сил) – модели с «объемными» силами (5.1.2). Оба типа экспериментов достаточно информативны.

5.1.1. Модели с «поверхностными» силами. Испытания с приложением напряжений к границам моделей весьма многообразны. Для них используются специально создаваемые установки и приспособления: камеры с подвижными стенками, столы с передвижными частями-штампами, позволяющими смещать части модели в разных направлениях, твердые и мягкие штампы разных форм, включения расширяющихся материалов, растягивающиеся и сжимающиеся резиновые подстилки, ванночки для плавающих моделей и другие устройства, вплоть до вращающегося шара [Экспериментальная..., 1989].

Эксперименты позволили изучить образование складок, будинажа, кливажа, зон расщепления, областей динамического влияния разломов, зон смятия и других структур. Очень важно, что в экспериментах удавалось исследовать динамику развития всех этих структур и причины образования их разновидностей [Паталаха, 1970; Гзовский, 1975; Шерман и др., 1983; Эксперимент..., 1984; Экспериментальная..., 1985, 1989, 1991; Михайлова, 1989].

При помощи введения в модели разнообразных неоднородностей и изобретения оригиналь-

ных способов приложения к ним (моделям) внешних сил удалось получить структуры, напоминающие структурные рисунки крупных регионов. Однако это сходство, конечно, не означает, что моделируемые регионы развивались именно таким способом. Без привлечения к испытаниям объемных сил возможно изучение лишь ограниченного круга проблем структурообразования. Моделирование явления субдукции при помощи жидкой модели, подвергающейся одновременно и воздействию внешнего напряжения и влиянию естественных гравитационных сил, ясно показало существенную зависимость результата от обоих видов воздействия на модель [Экспериментальная..., 1989].

5.1.2. Модели с «объемными» силами. Испытания с приложением к моделям объемных сил осуществляются либо в естественном гравитационном поле [Гончаров, 1979; Рамберг, 1985; Методы..., 1988; Экспериментальная..., 1989], либо в искусственном магнитном поле [Лучицкий, Бондаренко, 1967; Экспериментальная..., 1989], либо с использованием центробежных сил в центрифугах [Белоусов, Гзовский, 1964; Рамберг, 1970, 1985; Эксперимент..., 1984; Экспериментальная..., 1985, 1989, 1991; Гутерман, 1987].

Моделирование с использованием центрифуг получило наиболее широкое распространение и дало наиболее значимые результаты. Однако исследователи неоднократно пытались избежать применения этих дорогих и опасных машин (для экспериментов нужны большие центрифуги, развивающие, в то же время, большую скорость вращения [Рамберг, 1970, 1985]). Моделирование в искусственном магнитном поле, к великому сожалению, не получило широкого развития. Моделирование в естественном гравитационном поле удачно использовалось на лекциях в демонстрационных целях при помощи моделей из несмешивающихся вязких жидкостей (или из сыпучих материалов) разной окраски и плотности, помещенных в запаянные, прозрачные, переворачивающиеся сосуды [Рамберг, 1985]. Эти опыты проводились на качественном уровне. Для количественных измерений испытания моделей в гравитационном поле осуществлялись в лабораторных условиях и с нагреванием. Нагревание необходимо, чтобы построенную из легкоплавкого материала модель перевести из твердого в жидкое состояние, соответствующее условиям подобия. Для точно дозированного нагревания перед экспериментом и «замораживания» модели после него использовались специальные термокамеры или другие устройства [Гончаров, 1979; Экспериментальная..., 1989]. И все же наиболее

существенные результаты дало моделирование с использованием центрифуг.

В результате всех этих экспериментов были изучены разнообразные деформационные структуры, созданные объемными силами: структуры сползания по наклонным плоскостям; структуры расползания куба на горизонтальной плоскости с трением в его основании и без трения; структуры деформации системы из двух тел, разделенных горизонтальной границей, при инверсии плотностей; структуры деформации системы из двух тел с нормальной последовательностью плотностей, но разделением тел наклонной границей; структуры деформации многослойных моделей и моделей с разными формами включений. Во всех моделях варьировались деформационные свойства и плотности компонентов, что приводило к существенным различиям результатов. Классическими являются модели всплывающих куполов и диапиров, модели сложных складчатых областей, структур выжимания – нагнетания, конвекционных ячей.

Характерными особенностями деформаций моделей при воздействии на них объемных сил являются неоднородные деформации отдельных тел, неоднородности распределения деформаций в пространстве и изменение характера деформаций одного и того же объема во времени при развитии процесса.

5.1.3. Механический потенциал. Эксперименты с моделями из эквивалентных материалов наглядно демонстрируют правильность представлений о том, что геологическая среда в силу своей неоднородности, практически, всегда находится в неравновесном состоянии и обладает заключенным в ней самой запасом энергии, необходимой для деформации. Согласно этим представлениям [Рамберг, 1970, 1985] геологическая среда как механическая система может быть охарактеризована механическим потенциалом (подобно тому, как термодинамические и химические системы – термодинамическими и химическими потенциалами).

Механический потенциал складывается из трех составляющих: объемного потенциала, гравитационного потенциала и потенциала формы. Объемный потенциал конкретных тел определяется напряжениями на поверхности тела, находящегося в поле напряжений (в том числе и гидростатических); гравитационный потенциал – объемными силами в гравитационном поле; потенциал формы – напряжениями в поле негидростатических напряжений. Механический потенциал системы, коей является геологическая среда, интегрируется из всех этих потенциалов всех входящих в систему тел. Каждое тело, занимающее в

данный момент определенное место и определенное пространственное положение в системе, обычно имеет механический потенциал, отличающийся от минимального. Соответственно, и вся система имеет запас энергии, превышающий минимальную величину. Перекомпоновка системы в направлении уменьшения механического потенциала осуществляется самопроизвольно, но весьма сложна, так как любое движение тел сопровождается деформацией всех тел, составляющих систему, и изменением силовых полей (гравитационного и поля напряжений). При этом уменьшение, например, гравитационного потенциала конкретного перемещающегося тела может сопровождаться увеличением его же объемного потенциала (и наоборот) и механических потенциалов соседствующих тел. Процесс усложняется существенными различиями деформационных свойств компонентов системы и нелинейными изменениями этих свойств в зависимости от напряженного состояния (особенно при разрушении и фазовых переходах).

Геологическая среда и поле напряжений активно взаимодействуют друг с другом. В этом взаимодействии заметную роль играют не только ближние, но и дальние связи между компонентами геологической среды, являющейся сплошной средой, хотя и неоднородной.

5.2. Эксперименты с оптически активными материалами

Модели из прозрачных оптически активных материалов [Громин, Запорожченко, 1971; Эксперимент..., 1984; Экспериментальная..., 1985, 1989, 1991; Осокина, 1987; Поля..., 1987; Бондаренко, 1990] испытываются для наблюдения за распределением напряжений в теле изучаемой модели.

Физические основы поляризационно-оптического метода и методика изучения напряженного состояния моделей подробно рассмотрены в специальном сборнике научных трудов по экспериментальной тектонике [Экспериментальная..., 1989]. «Моделирование тектонических полей напряжений с использованием поляризационно-оптического метода, включающего методики фотоупругости, фотовязкости, фотопластичности и др., дает эффективные возможности количественного изучения этих полей и позволяет решать широкий круг задач тектоники и тектонофизики» [Экспериментальная..., 1989, с. 120]. Огромное количество проведенных к настоящему времени экспериментов позволяет ясно представлять себе распределение напряжений около разнообразных неоднородностей: одиночных разрывов, систем разрывов, твердых включений, включений раздробленных пород, слоев разной формы, расши-

ряющихся включений, сжимающихся включений и т.д. Изучены напряжения в моделях, имитирующих строение конкретных регионов.

Эти эксперименты показывают влияние неоднородностей на структуру поля напряжений. Неоднородности выступают в качестве концентраторов напряжений. Поле напряжений, как и сами неоднородности, имеет многогранное строение, обладает иерархическими свойствами [Осокина, 1987; Экспериментальная..., 1989, 1991]. В процессе деформации введенных в модель неоднородностей (разрывов, сминаемых в складки слоев, расширяющихся жидких включений и пр.) происходят изменения и в самом поле напряжений [Экспериментальная..., 1989; Бондаренко, 1990]. Деформирующаяся среда активно влияет на поле напряжений.

5.3. Эксперименты на аналоговых вычислительных машинах

Эксперимент на аналоговых вычислительных машинах являет собою еще более глубокое внедрение математики в моделирование тектонических процессов. Математическая формулировка задачи и использование теории подобия здесь совершенно необходимы. Принцип используемых методов и конструкции применяемых машин основаны на глубочайшей общности природных процессов, на первый взгляд кажущихся совсем не похожими друг на друга. Общность заключается в полной идентичности математической формулировки следующих законов: закона Фурье для теплового потока, закона Фика для диффузионного потока, закона Дарси для фильтрационного потока, закона Ома для электрического тока. Соответственно, все эти процессы описываются одинаковыми дифференциальными уравнениями в частных производных (относящимися к параболическому типу уравнений).

Воспроизводя на экспериментальной установке один из этих процессов и вводя коэффициенты подобия, связывающие параметры этого процесса с параметрами другого (моделируемого) процесса, мы, как бы, наблюдаем уже за ходом того (моделируемого) процесса. Полученный результат является, по существу, результатом интегрирования дифференциального уравнения для данной постановки задачи. Поэтому применяемые приборы называются интеграторами. И поэтому же полученное решение является обобщенным, то есть допускающим его интерпретацию применительно к целому «кусту» конкретных задач, подобных поставленной вначале. Отдельные задачи этого «куста» могут различаться величиной параметров (и соответственно *коэф-*

фициентов подобия) при условии, что безразмерные критерии подобия не изменятся.

Применялись два метода и два типа интеграторов: метод электрогидродинамических аналогий Н.Н. Павловского (ЭГДА) и соответственно интегратор ЭГДА (5.3.1), и метод гидравлических аналогий В.С. Лукьянова (5.3.2) и соответственно Интегратор Гидравлический Лукьянова (ИГЛ). В первом случае через модель пропускается электрический ток, и наблюдение ведется за электрическими потенциалами, во втором – осуществляется ток жидкостей через систему сообщающихся сосудов и наблюдение ведется за уровнями жидкости в сосудах [Вевиаровская и др., 1962]. Интегратор ЭГДА применяется в основном для изучения установившихся процессов, интегратор ИГЛ используется в основном для моделирования неустановившихся процессов [Лукьянов, 1947; Вевиаровская и др., 1962].

Важно отметить, что при моделировании на ИГЛ решались задачи с параметрами, зависящими от самой функции (то есть нелинейные задачи), и с наличием функций источников и стоков. Следует отметить также, что в настоящее время бурное развитие электронно-вычислительных машин дискретного счета и столь же бурное совершенствование программного обеспечения к ним, к сожалению, вытесняет аналоговые вычислительные машины, обладающие неопределимым преимуществом – значительно большей наглядностью. Познакомиться с интеграторами ИГЛ и ЭГДА можно в Государственном политехническом музее.

5.3.1. Электрогидродинамические аналогии. Метод ЭГДА широко применяется при гидрогеологических и технических исследованиях, особенно при гидротехническом строительстве [Вевиаровская и др., 1962]. В геологии метод ЭГДА нашел применение при анализе гидротермальных рудообразующих процессов. Были изучены процессы гидротермального теплопереноса при формировании месторождений, связанных с зонами глубоко проникающих разломов, механизмы гидродинамического сосредоточения флюидных потоков, гидродинамические аспекты проблемы экранирования восходящих потоков [Лэк и др., 1970], образования метасоматических жил, тепловой конвекции флюида в вертикальном разломе. При современном развитии вычислительной техники эти же и подобные им модели рассчитываются на электронно-вычислительных машинах [Коротаев и др., 1992].

5.3.2. Гидравлические аналогии. Метод гидравлических аналогий использовался при моде-

лировании тепловых процессов в глубинах земной коры и фильтрации флюидов через слоистую толщу. Особое внимание обращалось на условия возникновения автоколебательных систем в этих процессах.

Автоколебательные системы были получены ранее при моделировании на ЭВМ процессов расплавления в недрах Земли под влиянием радиоактивной энергии [Тихонов и др., 1972]. На интеграторе ИГЛ автоколебательные системы, связанные с плавлением горных пород в глубоких недрах при учете радиоактивных источников тепла, исследованы подробнее. Были изучены как однородные, так и двухслойные модели. В однородных моделях расплавляющиеся очаги мигрировали путем зонного плавления вверх, в двухслойных моделях такая миграция происходила как вверх, так и вниз. В обоих случаях при определенных условиях процесс становился циклическим: расплавленный очаг зарождался, увеличивался, мигрировал и отмирал, после чего этот цикл повторялся [Будущее..., 1985; Лукьянов, 1987].

Автоколебательный характер процесса определялся нелинейной зависимостью теплофизических параметров модели от температуры. При плавлении и кристаллизации среды, во-первых, поглощалась (или выделялась) скрытая теплота плавления (кристаллизации) и, во-вторых, существенно изменялись ее (среды) теплоемкость и теплопроводность. Это приводило к длительному накоплению некоторой порции энергии в расплавленном очаге и к последующему более быстрому выбросу этой энергии. Нелинейный характер процесса приводил к образованию автоколебательной системы [Лукьянов, 1999]. В двухслойной модели приходилось учитывать несколько одновременно идущих процессов: тепловой поток, диффузионный поток, механическое движение вещества при конвекции. Это усложняло картину и придавало ей синергетический характер [Синергетическая..., 2000]. В результате совместного действия этих факторов в модели происходило внутреннее перераспределение вещества, которое можно интерпретировать как миграцию геофизических границ в толще литосферы [Тектоника..., 1999].

В модели фильтрации жидкости через слоистую толщу обращалось особое внимание на величину пластового давления жидкости в разных слоях. При определенных условиях и здесь возникла автоколебательная система. В некоторых слоях пластовое давление росло, и со временем оно увеличивалось настолько, что значительно превышало литостатическое давление. Это приводило к разрыву пластов и сбросу давления. Последующая цементация и восстановление

сплошности пластов способствовало повторению процесса [Изучение..., 1987].

Все исследования моделей геологических автоколебательных систем свидетельствуют о тесном взаимодействии геологической среды с температурными, потенциальными, силовыми и другими полями, о взаимном влиянии среды и

полей. Нелинейные изменения свойств геологической среды при этом взаимодействии приводят к многочисленным нелинейным эффектам в моделях структурообразования всех размеров [Будущее..., 1985; Чупрынин, 1985; Математическое..., 1993; Горяинов, 1995; Вопросы..., 1998; Проблемы..., 1999].

6. ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Математическое моделирование [Адамович и др., 1986] и вычислительный эксперимент в настоящее время почти всегда осуществляется с применением ЭВМ. В основе этого вида эксперимента лежит теоретическая модель и математическая постановка задачи (см. рисунок). Можно выделить две разновидности вычислительного эксперимента: геометрическое моделирование структурных форм (6.1) и математическое моделирование геологических процессов (6.2).

6.1. Моделирование структурных форм

Геометрическое моделирование структурных форм необходимо для правильной оценки величины и характера деформации толщ. Оно осуществляется без анализа сил, приводящих к деформации.

При геологических исследованиях оценка величины деформации (стрейн-анализ) осуществляется по многочисленным признакам («датчикам деформации»), имеющимся в деформированных горных породах. Для практического определения по этим признакам трехмерной деформации толщ проведено геометрическое моделирование и составлены соответствующие номограммы [Паталаха, 1967; Тектоническая..., 1980]. Моделирование сводилось, по существу, к аффинным преобразованиям геометрических фигур, имитирующих форму геологических тел-датчиков деформаций (галек, оолитов, фауны, складок и др.) в условиях нарастающих чистого сдвига, простого сдвига и однородной трехмерной деформации.

Геометрический анализ более сложных преобразований формы тел при нарастающих неоднородных деформациях, нарушающих параллельность первично параллельных линий и плоскостей, выявил ряд специфических эффектов (эффект клина, эффект смены знака деформации, эффект тектонического сшивания и др.) [Тектоническая..., 1980; Экспериментальная..., 1991]. Эти эффекты необходимо учитывать при изучении неоднородных деформаций, так как они дают нетривиальные объяснения многим известным геологии структурам (например, «наложен-

ным» складкам, изменчивым амплитудам перемещения по разломам, соседствующим друг с другом зонам сжатия и растяжения). Геометрическое моделирование распределения деформаций при компенсационной организации тектонического течения в конвективных ячейках обнаружило закономерные сочетания явлений деформации, вращения и поступательных перемещений в разных частях этих ячеек. При прогрессирующем развитии процесса были обнаружены закономерные смены знака деформаций в одних и тех же объемах среды [Гончаров, 1993].

На основе геометрического анализа профилей через складчатые зоны предложена методика, позволяющая разделять кинематику образования линейной складчатости на две составляющие: внешнее сокращение и адвекцию. Исследование кинематических характеристик линейной складчатости опробовано на примерах Большого Кавказа [Яковлев, 1987; Экспериментальная..., 1991] и других районов. Разработана методика кинематического анализа, геометрического изучения и изображения складчатых геологических структур при помощи деформационных сеток [Петров, 1997]. Изучена геометрия многочисленных разновидностей дуплекс-структур, связанных с образованием шарьяжей и образующих характерные парагенезы структур [Гончаров, Фролова, 1995; Структурные..., 1997]. Осуществлено математическое моделирование пересечений пликативных структур простого сдвига, которое показало весьма сложный структурный рисунок возникающих деформаций и неизбежность дисгармоничности строения разрезов таких участков [Экспериментальная..., 1991].

Эти и многочисленные другие примеры геометрического моделирования обнаружили многие своеобразные структурные эффекты, связанные с неоднородной деформацией. Заметную роль в возникновении таких эффектов играет не только неоднородный характер деформации изучаемых объемов, но и неоднородное строение самой среды, что приводит к нелинейным эффектам структурообразования [Лукьянов, 1999]. При деформации возникают внутренние возмущения, связанные с этими неоднородностями, что, по существу, давно известно структурной

геологии, но не всегда должным образом понято. Геометрическое моделирование, нередко подкрепленное физическим моделированием, позволяет глубже понять возникающие эффекты. Так «совместное физическое и компьютерное моделирование структур шарьяжного парагенеза позволило нам – пишет Н.С. Фролова [Структурные..., 1997, с. 190], – во-первых, увидеть возможный путь их образования, во-вторых, создать целый спектр легко распознаваемых образов, что важно для классификации типов дуплексов и интерпретации неполных данных о таких структурах в природе».

Геометрическое моделирование используется практической геологией. Оно дает морфологической тектонике необходимые сведения о степени деформированности толщ и о возможном механизме формирования наблюдаемых в природе структурных форм, хотя и не вскрывает причин их образования.

6.2. Моделирование геологических процессов

Математическое моделирование геологических процессов стремится вскрыть движущие силы этих процессов. Теоретическая модель (см. рисунок) создается на основе существующих представлений о моделируемом объекте. Этот шаг (создание теоретической модели) очень ответственный¹, но не очень трудный. Математическая модель, или математическая постановка задачи тоже не вызывает особых проблем, хотя и трудоемка. Непреодолимые (при аналитическом подходе) трудности возникают при интегрировании сформулированных дифференциальных уравнений. Линейные приближения обычно не согласуются с самой постановкой задачи и не устраивают исследователя. Нелинейные плохо интегрируются. Приходится прибегать к аналоговым интеграторам (см. 5.3), или к физическим экспериментам (см. 5.1 и 5.2), или к иным интеграторам. Такими интеграторами стали в настоящее время специально создаваемые программы для ЭВМ. Они создаются для конкретных задач, но имеются и стандартные программы широкого профиля. ЭВМ стала неотъемлемой частью вычислительного эксперимента.

Характер моделируемых задач разнообразен [Адамович и др., 1986]. Проводилось математи-

ческое моделирование образования складок, разломов, систем трещин, грабенов, кольцевых структур; исследовались поля напряжений и деформаций. В дополнение к библиографическому справочнику [Адамович и др., 1986] и специальным обзорами [Григорьев, Ионкин, 1972; Ребецкий, 2001] упомянем лишь некоторые работы, развивающие математическое моделирование деформаций в полях напряжений, самих полей напряжений, конвективных движений в мантии Земли, автоколебательных систем в земных недрах и на ее поверхности.

Подробно исследовалось деформирование осадочного чехла над активными разломами фундамента: напряженное состояние, кинематика и развитие нарушений сплошности чехла при разных типах движения блоков фундамента [Поля..., 1979, 1987; Ребецкий, 1987]. Математическое моделирование полей напряжений позволило охарактеризовать иерархические свойства тектонического поля напряжений, выяснить взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений, определить закономерности строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами, рассмотреть особенности трехмерного поля напряжений [Осокина, 1987, 2002; Поля..., 1979; Осокина, Фридман, 1987; М.В.Гзовский..., 2000]. Разработан метод катакластического анализа сколов для восстановления современных напряжений в земной коре [М.В. Гзовский..., 2000], и по данным о механизмах очагов коровых землетрясений охарактеризовано современное поле напряжений Восточного Средиземноморья [Ребецкий и Фурсова, 1998]. На основе стресс-мониторинга современного деформационного процесса произведена реконструкция механизма деформирования тектонических структур Кавказо-Иранского региона [Гуценко и др., 2000].

Смоделированы предполагаемые в земной мантии концентрационная, тепловая и двойная диффузионная конвекции, развивающиеся в неустановившемся, квазипериодическом, пульсирующем режиме [Кеонджян, Монин, 1980; Математическое..., 1993]. Рассмотрена двухъярусная термохимическая конвекция в мантии, и ее следствия, касающиеся строения, эволюции и геодинамики Земли [Лобковский и др., 1999]. С этой же целью оценены предположенные в недрах Земли конвективно-неустойчивые движения, которые определяются двумя принципиально разными неустойчивыми состояниями системы литосфера – астеносфера (1 – механически устойчивым, но термодинамически неравновесным, и 2 – механически неустойчивым, но термодинамически равновесным). Система периодически переходит из одного состояния в другое

¹ Ответственность этого шага заключается в том, что после создания теоретической модели все последующие выводы будут относиться именно к этой модели, а отнюдь не к природному явлению, которое имитируется этой моделью [Экспериментальная..., 1989]. Неудачная теоретическая модель обрывает связь эксперимента с изучаемым объектом.

и обратно, никогда не достигая устойчивого равновесия [Дубровский, 1995; Вопросы..., 1998]. Расплавленные астенолиты, периодически восходящие из недр к поверхности, ранее были математически смоделированы, исходя из предположения о выделении радиоактивной энергии в недрах литосферы [Тихонов и др., 1972]. Подробно, в нескольких вариантах, смоделировано на ЭВМ автоколебательное развитие системы ледник – океан – атмосфера [Сергин В.Я., Сергин С.Я., 1978]. Эта система охватывает верхние оболочки Земли, находящиеся в трех агрегатных состояниях (твердом, жидком и газообразном), и тоже никогда не приходит к устойчивому равновесию.

Широкий спектр задач, поддающихся математическому моделированию, показывает огромные возможности современной вычислительной техники. В связи с этим полезно напомнить слова А.С. Григорьева [Григорьев, 1989, с. 42]: «Завершая краткое изложение вопросов, связанных с реализацией теоретических решений, можно сказать, что разработанные к настоящему времени методы прикладной математики и возможности современных ЭВМ существенно расширяют круг задач, при расчете которых удается успешно справляться с трудностями чисто математического характера».

Актуальными остаются и мысли А.С. Григорьева о будущем математического моделирования (там же, с. 45): «Обращаясь к перспективам математического моделирования в тектонофизике, полагаю, что они связаны как с усовершенствованием описания тектонических процессов за счет развития математических методов, так и с решением многих задач, либо еще не поставленных, либо рассмотренных в предельно упрощенных постановках. Особую роль здесь, видимо, играет решение задач, связанных со сменой равновесных форм, с явлениями потери устойчивости. Однако может быть наиболее важными представляются попытки, доступные именно для математического моделирования, оценить с помощью «перебора по параметрам»

вероятность, обоснованность различных гипотез, посвященных тектогенезу в целом или происхождению каких-либо конкретных структур, гипотез, выдвигаемых по мере углубления наших знаний о тектоносфере».

В приведенной цитате особого внимания заслуживают слова о возможностях оценивать поставленные задачи с помощью «перебора по параметрам». Использование теории подобия позволяет различать два типа «переборов по параметрам» при анализе результатов моделирования: 1 – варьирование *коэффициентов* подобия без нарушения постоянства критериев подобия и 2 – варьирование *критериев* подобия создаваемых моделей. Если за координатные оси взять *критерии подобия* и построить на них многомерное *пространство решений*, то полученное конкретное решение задачи будет некоторой вполне определенной точкой в этом пространстве.

Ранее было показано (см. 5.3), что такое решение (такая точка) уже является *обобщенным* решением и допускает множество его интерпретаций, получаемых путем варьирования *коэффициентов* подобия. Для этого варьирования не нужно создавать новые модели. Если же приступить к варьированию *критериев* подобия, что значительно интереснее, то возникает необходимость создания новых моделей и получения новых решений (точек в упомянутом выше пространстве решений). Такое варьирование существенно расширяет и углубляет анализ результатов моделирования. Оно позволяет выделить в пространстве решений область устойчивых решений, отличия которых друг от друга не являются принципиальными, и отделить эту область от областей, содержащих принципиально иные решения. Такой анализ задачи дает очень интересные результаты (особенно при оценке гипотез) и вполне под силу математическому эксперименту, в то время как для других видов тектонофизического эксперимента затруднителен.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ показывает многообразие направлений и методов тектонофизических исследований, их возможности и ограничения. Достижения последних лет позволяют определить особенности тектонофизики на современном этапе (7.1) и в недалеком будущем (7.2).

7.1. Особенности современной тектонофизики.

К основным особенностям современной тектонофизики относятся три тенденции ее разви-

тия: 1) проникновение в тектонофизику представлений об активной роли геологической среды в процессе структурообразования (7.1.1); 2) появление широких возможностей для вычислительных экспериментов с применением современных ЭВМ (7.1.2) и 3) возрастающий интерес к природному эксперименту как источнику ценнейшей информации (7.1.3). Это, конечно, не означает снижения роли аналогового эксперимента, великолепная наглядность которого не

имеет равных и сохраняет свое познавательное значение.

7.1.1. Активность среды. Активность геологической среды заключается в четырех ее особенностях. Во-первых, она содержит внутренние источники энергии для структурообразования в себе самой (см. 3.2.3, 4.1, 4.2, 5.1.3). Во-вторых, в ней находится множество разномасштабных неоднородностей, которые преобразуют внешнее воздействие и преобразуются сами при деформации (см. 3.4, 5.1.3). В-третьих, геологическая среда в большинстве случаев изменяется, движется и деформируется под воздействием не одного, а множества совершенно разных процессов: механической деформации и разрушения, тепловых процессов, диффузии, адсорбционных процессов, химических реакций, фазовых превращений и т.д. (см. 3.2.3, 4.1, 5.3). Наконец, геологическая среда – это «среда с памятью», причем эта «память» (неравновесное состояние) сохраняется долго (см. 4.2). Все перечисленные особенности позволяют геологической среде чутко отзываться на внешние воздействия и устанавливать с ними обратные связи, тем самым активно участвуя в процессе тектогенеза.

Понимание активности среды пришло из всего комплекса современных достижений геологических наук, т. е. в результате углубленного изучения всех геологических объектов (см. 2.3, 3.2, 3.3, 3.4). Свою лепту в это понимание внесли и лабораторные эксперименты (см. 4.1, 5.1, 5.2). Одновременное действие множества структурообразующих процессов, каждый из которых влияет на изменение параметров других, протекающих вместе с ним, процессов, превращает тектогенез в очень сложный клубок геологических явлений, разобраться в котором нелегко. Однако делать это необходимо, поскольку тектонофизика остается геологической наукой, занимающейся изучением сил, которые вызывают движения и деформации в тектоносфере Земли.

7.1.2. Прогресс вычислительной техники. Оптимистическое отношение к вычислительному эксперименту определяется нарастающим прогрессом современной вычислительной техники. Вообще говоря, требование учитывать в экспериментах всю сложность поведения активной геологической среды (см. 7.1.1.) ставит вычислительный эксперимент в трудное положение. В самом деле, линейные приближения при описании процессов в такой ситуации становятся неуместными, что возводит непреодолимые препятствия на пути аналитических решений. Остается только обращаться к машинной математике и достаточно изобретательно создавать специ-

альные программы (см. рисунок) для численного моделирования процессов или их частей, что и делают исследователи (см. 6.1, 6.2), неуклонно расширяя возможности вычислительного эксперимента. При этом вычислительный эксперимент идет рука об руку с аналоговым, для которого столь же изобретательно создаются новые конструкции испытательных установок и модельных материалов (см. 5.1, 5.2).

7.1.3. Природный эксперимент. Природный эксперимент остается неоценимым источником сведений о геологических процессах и структурообразующих силах (см. 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, 4.2) – сведений, необходимых для постановки любых тектонофизических задач.

Природные тектонофизические модели, т.е. наблюдаемые деформационные процессы, самопроизвольно осуществляющиеся в геологической среде на доступных для изучения глубинах и с доступными для изучения скоростями, незаменимы с двух точек зрения. Во-первых, они являются природными – нерукотворными – процессами и, следовательно, содержат информацию о природных геологических явлениях; во-вторых, они приводят к структурам, похожим на структуры, возникающие на недоступных глубинах. Эти два обстоятельства заставляют относиться к природному эксперименту с другими мерками, чем к лабораторному, – более внимательно, но менее строго. Было бы неразумно ожидать от природного эксперимента соблюдения всех критериев подобия по отношению к глубинному процессу, с которым мы его сопоставляем. Но еще более неразумным было бы игнорирование той информации, которую несет в себе природный эксперимент. Природный эксперимент обогащает тектонофизику сведениями о множестве факторов, активно влияющих на тектонические процессы. Это и механические напряжения и деформации, и метаморфизм, и физико-химические процессы, и тепловые потоки, и изменение предполагаемых «констант» и т.д. В природном эксперименте все эти факторы зримо обнаруживаются и заставляют не забывать о них при анализе глубинных геотектонических процессов.

Интерес к природному эксперименту в настоящее время нарастает, что соответствует прогрессу тектонофизики.

7.2. Перспективы

Нет сомнений, что в ближайшем будущем тектонофизика сможет решать задачи с учетом движения тепла и жидкостей в деформируемой среде, с учетом происходящих фазовых превращений, с учетом разнообразных объемных сил,

распределенных в геологической среде, и других «нестандартных» в настоящее время ситуаций. Для этого придется создавать оригинальные ЭВМ-программы и искать новые эквивалентные материалы для аналогового моделирования. Традиционные методы изучения природных моделей будут дополнены лазерной и спутниковой геодезией, методами сейсмической томографии. Физико-химическая геомеханика позволит увереннее судить о деформационных свойствах горных пород в напряженном состоянии, особенно при длительных нагрузках и в присутствии поверхностно-активных веществ. Придется отказаться от признания многих «констант» постоянными величинами и углубиться в изучение нелиней-

ных процессов. Особой ветвью тектонофизических исследований, по-видимому, станет системный анализ и использование достижений синергетики применительно к геологическим процессам. Самоорганизация геологических систем хорошо просматривается уже сейчас. Оценка ее истинной роли в геологическом развитии планеты – дело будущего.

Благодарности. Автор глубоко благодарен коллегам, прочитавшим рукопись и сделавшим ценные замечания. Особенно глубокую благодарность за конструктивную и благожелательную критику приятно выразить М.Г. Леонову, В.Т. Лукьяновой, Д.Н. Осокиной и Ю.Л. Ребечкому.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А.Н., Бабичев А.А., Мирошниченко А.И., Семинский К.Ж.* Моделирование в тектонике: 1. Теория подобия и размерностей. 2. Математическое моделирование. (Библиография: основные работы за 1971 – 1985 гг.). /Отв. редактор С.И. Шерман. Препринт. Иркутск, 1986. 124 с. (Библ. 880 назв.).
- Белоусов В.В.* Тектонофизика – новое перспективное направление в геологии // *Вестн. АН СССР*. 1958. № 9. С. 3–10.
- Белоусов В.В.* Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 208 с. (Библ. 78 назв.).
- Белоусов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с. (Библ. 171 назв.).
- Белоусов В.В., Гзовский М.В.* Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений // *Тр. Геофиз. ин-та АН СССР*. 1954. № 25(152). С. 25–35.
- Белоусов В.В., Гзовский М.В.* Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 119 с.
- Белоусов В.В., Кириллова И.В., Розанова Н.А., Горячев А.В.* Основные вопросы механизма складкообразования // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1947. Т. 22, № 3. С. 3–30.
- Белоусов В.В., Кузнецова К.И.* К вопросу о физических условиях образования тектонических разрывов // *Изв. АН СССР. Сер. геогр., геофиз.* 1949. № 6. С. 513–517.
- Бондаренко П.М.* Тектонофизическое моделирование деформационных структур и полей напряжений сдвиговых зон земной коры. Докт. дисс. в форме доклада. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1990. 41 с.
- Будущее геологической науки / Отв. ред. А.Л. Яншин, М.Г. Леонов. М.: Наука, 1985. 166 с.
- Вевиаровская М.А., Кравченко И.П., Румянцев С.А.* Метод гидравлических аналогий В.С. Лукьянова и метод электрогидродинамических аналогий Н.Н. Павловского применительно к фильтрационным расчетам. М.: Изд-во МГУ, 1962. 258 с.
- Войтковский К.Ф.* Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 256 с. (Библ. 128 назв.).
- Вопросы нелинейной геологии и геодинамики / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: ГЕОС, 1998. 110 с.
- Вопросы экспериментальной тектоники: Пер. с англ. / Под ред. и предисл. В.В. Белоусова. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 191 с.
- Гзовский М.В.* О задачах и содержании тектонофизики // *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.* 1954а. № 3. С. 244–263. (Библ. 26 назв.).
- Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.* 1954б. № 5. С. 90–410.
- Гзовский М.В.* Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов // *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.* 1954в. № 6. С. 527–545.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР. Ч. 1–2, 1959. (Библ. 538 назв.). Ч. 3–4, 1963. (Библ. 813 назв.).
- Гзовский М.В.* Перспективы тектонофизики // *Деформация пород и тектоника*. М.: Наука, 1964. С. 128–146. (XXII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов; Пробл. 4).
- Гзовский М.В.* Развитие новых направлений в тектонофизике // *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.* 1970. № 5. С. 51–84. (Библ. 145 назв.).
- Гзовский М.В.* Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 240 с. (Библ. 204 назв.).
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики М.: Наука, 1975. 536 с. (Библ. 931 назв.).

- Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с. (Библ. 140 назв.).
- Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
- Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер // Отеч. геология. 1999. № 3. С. 10–14. (Библ. 28 назв.).
- Гончаров М.А., Фролова Н.С. Моделирование процесса формирования шарьяжей с применением ЭВМ // Вестн. МГУ. Сер. 4. 1995. Геология. № 3. С. 49–60.
- Горяинов П.М. Нелинейная тектоника (содержание, объекты и принципиальные ограничения для интерпретации канонических случаев). Апатиты, 1995. 44 с.
- Горяинов П.М., Давиденко И.В. Тектонокессонный эффект в массивах горных пород и рудных месторождений – важнейшее явление геодинамики // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247, № 5. С. 1212–1215.
- Горяинов П.М., Тюремнов В.А. К проблеме корректности палеомагнитных реконструкций (элементы самоорганизации в структуре магнитного поля Земли) // Физика Земли. 1996. № 11. С. 69–80.
- Григорьев А.С. Вопросы математического моделирования в тектонофизике // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 31–46. (Библ. 43 назв.).
- Григорьев А.С., Ионкин В.П. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела (обзор) // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 1. С. 3–34. (Библ. 89 назв.).
- Григорян С.С. О природе быстрых подвижек ледников // Гляциология и механика грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 93–96.
- Громин В.И., Запороженко А.А. Экспериментальная тектоника. Библиография (1812 – 1970 гг.) / Отв. ред. И.В. Лучицкий. Новосибирск, 1971. 132 с. (Библ. 681 назв.).
- Гросвальд М.Г. Тектоника льда ледников // Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. С. 233–257.
- Гутерман В.Г. Механизмы тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования). Киев: Наук. думка, 1987. 172 с. (Библ. 267 назв.).
- Гущенко О.И., Михайлова А.В., Григорьев А.С., Никитина Е.С., Ломакин А.А., Арефьева Т.П. Опыт реконструкции регионального механизма деформирования тектонических структур (на основе результатов стресс-мониторинга и тектонофизического моделирования современного деформационного процесса Кавказо-Иранского региона) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 180–199. (Библ. 26 назв.).
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 192 с.
- Дубровский В.А. Конвективно-неустойчивые движения в недрах Земли // Физика Земли. 1995. № 9. С. 84–92.
- Жуковский Н.Е. Полное собрание сочинений. Т. IX. М., 1937.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 192 с. (Библ. 240 назв.).
- Изучение тектонических деформаций / Отв. ред. А.В. Лукьянов. М.: ГИН АН СССР, 1987. 158 с.
- Кеонджян В.П., Монин А.С. О концентрационной конвекции в земной мантии // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253, № 1. С. 78–81.
- Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско – Гималайском коллизионном поясе. М.: Научн. мир, 1997. 314 с. (Библ. 364 назв.).
- Кортаев М.Ю., Пэк А.А., Ким М.Н. Инфильтрационный метасоматоз в градиентных полях: моделирование образования метасоматических жил // Геохимия. 1992. № 2. С. 20–35.
- Лобковский Л.И., Котелкин В.Д., Волож Ю.А. Двухъярусная термохимическая конвекция в мантии и ее следствия, касающиеся строения, эволюции и геодинамики Земли // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Материалы совещ. Т. I. М.: ГЕОС, 1999. С. 374–377.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с. (Библ. 155 назв.).
- Лукьянов А.В. Релаксационные автоколебательные системы в геологических процессах: моделирование // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 1. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 8–86.
- Лукьянов А.В. Объемные разломы // Тектонофизические аспекты разломообразования в литосфере: Тез. докл. Всесоюзн. совещ. «Разломообразование в литосфере: тектонофизические аспекты») Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1990. С. 201–202.
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с. (Библ. 136 назв.).
- Лукьянов А.В. Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 253–287.
- Лукьянов В.С. Гидравлические аналогии как новое средство исследования технических про-

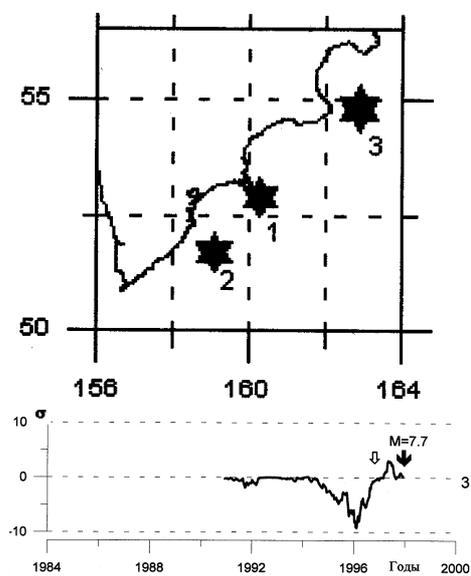
- блем: Дис. ... д-р. техн. наук. Фонды библиотек им. В.И. Ленина. 1947. 177 с. (Библиография 53 назв.).
- Лущицкий И.В., Бондаренко П.М.* Тектоническое моделирование в искусственном магнитном поле // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174, № 5. С. 1173–1176.
- М.В. Гзовский и развитие тектонофизики / Отв. ред. Ю.Г. Леонов, В.Н. Страхов. М.: Наука, 2000. 350 с.
- Математическое моделирование геологических процессов М.: ВНИИГеосистем, 1993. 236 с. (Библиография 148 назв.)
- Методы моделирования в структурной геологии. М.: Недра, 1988.
- Михайлова А.В.* Методика количественной оценки деформаций, напряжений и перемещений в пластических непрозрачных моделях // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С. 38–48.
- Михайлова А.В.* Методические вопросы создания и исследования тектонических моделей с применением пластичных эквивалентных материалов // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 209–227.
- Мушкетов И.В., Мушкетов Д.И.* Физическая геология. Т. 1. Изд. 4-е. Л.; М.: ОНТИ, 1935. 908 с.
- Николаевский В.Н.* Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения // Дж. Райс. Механика очага землетрясения.: Новое в зарубежной науке. Механика. Вып. 28. М.: Мир, 1982. С. 133–215. (Библиография 308 назв.).
- Обсуждение в Геофизическом институте АН СССР космогонической теории О.Ю. Шмидта: Дискуссия // Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз. 1949. Т. 13, № 6. С. 563–570.
- Общее мерзлотоведение (Геокриология) / Под ред. проф. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во МГУ, 1978. 464 с. (Библиография 194 назв.).
- Осокина Д.Н.* Пластичные и упругие низкомолекулярные оптически-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 196 с.
- Осокина Д.Н.* Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 136–151. (Библиография 44 назв.).
- Осокина Д.Н.* Поле напряжений, разрушение и механизмы деформирования геосреды в зоне разрыва (математическое моделирование). // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 129–172. (Библиография 112 назв.).
- Осокина Д.Н., Фридман В.Н.* Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 74–119. (Библиография 26 назв.).
- Паталаха Е.И.* Оценка степени деформированности складчатых толщ // Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1967. С. 48–110.
- Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 215 с.
- Пейве А.В.* Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры: Избр. тр. М.: Наука, 1990. 352 с.
- Пейве А.В.* Эволюция земной коры и мобилизм: Избр. тр. М.: Наука, 1991. 256 с.
- Перцов Н.В., Коган В.С.* Физико-химическая геомеханика // Физико-химическая механика и литофильность дисперсных систем. Киев: Наук. думка, 1981. С. 53–55.
- Петров А.Н.* Математическое моделирование тектонических движений при изучении геологических структур. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 152 с. (Библиография 57 назв.).
- Поля напряжений и деформаций в литосфере / Отв. ред. А.С. Григорьев, Д.Н. Осокина. М.: Наука, 1979. 252 с.
- Поля напряжений и деформаций в земной коре / Отв. ред. Ю.Д. Буланже. М.: Наука, 1987. 184 с.
- Проблемы геодинамики литосферы / Отв. ред. А.В. Лукьянов. М.: Наука. 1999. 296 с.
- Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. I, II / Отв. ред. А.В. Пейве, А.В. Лукьянов. М.: ГИН АН СССР, 1987. 236 с.
- Проблемы тектонофизики: Тр. I Всесоюзн. Тектонофиз. совещ. 1957 г. Т. 1 / Отв. ред. В.В. Белоусов, М.В. Гзовский. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 364 с.
- Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю.* Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
- Пэк А.А., Пересунько Д.И., Карашин И.И.* О некоторых гидродинамических аспектах проблемы экранирования восходящих потоков (Опыт приложения метода электрогидродинамических аналогий) // Геология руд. месторождений. 1970. Т. 12, № 5. С. 52–62.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры / Отв. ред. А.В. Пейве. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 312 с.
- Райс Дж.* Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 132 с. (Библиография 166 назв.).
- Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги: Пер. с англ. / Под ред. и с послесл. В.В. Белоусова. М.: Мир, 1970. 224 с.
- Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре: Пер. с англ. / Под ред. В.В. Белоусова,

- А.Б. Ефимова. М.: Недра, 1985. 400 с. (Библ. 330 назв.).
- Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 41–57.
- Ребецкий Ю.Л.* Реконструкция тектонических напряжений и сейсмоструктурных деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии Океании // Доклады РАН, 1997, Т. 354, № 1, С. 101–104.
- Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сейсмоструктурных деформаций на основе современной теории пластичности // Доклады РАН, 1999, Т. 365, № 3, С. 392–395.
- Ребецкий Ю.Л.* Метод катакластического анализа сколов для восстановления современных и палеонапряжений // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики, М.: Наука, 2000. С. 311–325.
- Ребецкий Ю.Л.* Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и приращений сейсмоструктурных деформаций // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 227–243.
- Ребецкий Ю.Л., Фурсова Е.В.* Современное поле напряжений Восточного Средиземноморья по данным о механизмах очагов коровых землетрясений // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. II. М.: ГЕОС, 1998. С. 108–110.
- Ребиндер П.А.* Поверхностные явления в дисперсных системах: Физико-химическая механика: Избр. тр.: М.: Наука, 1979.
- Родкин М.В.* Проблема физики очага землетрясения: противоречия и модели // Физика Земли, 2001. № 8. С. 42–52.
- Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы / Отв. ред. П.С. Воронов. СПб.: Наука, 1997. 592 с.
- Садовский М.А.* Автомодельность геодинамических процессов // Вестн. АН СССР. 1986. № 8. С. 3–11.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Случайность и неустойчивость в геофизических процессах // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 2. С. 3–12.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
- Сальников Д.И., Траскин В.Ю.* Основные представления физико-химической геомеханики // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 33–83. (Библ. 158 назв.).
- Сергин В.Я., Сергин С.Я.* Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 279 с.
- Синергетическая парадигма: Многообразие поисков и подходов. М.: Прогресс–Традиция, 2000. 536 с.
- Структурная геология и тектоника плит: В 3-х тт. / Под ред. К. Сейферта. М.: Мир, Т. 1. 1990. 315 с.; Т. 2. 1991. 376 с.; Т. 3. 1991. 350 с.
- Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания / Отв. ред. А.В. Лукьянов. М.: Геос, 1997. 272 с. (Библ. 749 назв.).
- Суворов А.И.* История мобилизма в геотектонике. М.: Наука, 1994. 224 с. (Библ. 316 назв.).
- Талицкий В.Г.* Структурные парагенезы как результат процессов самоорганизации в деформируемой геологической среде // Геотектоника 1999. № 2. С. 80–93. (Библ. 26 назв.).
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 61–70.
- Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР / Отв. ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 252 с.
- Тектоника Евразии: Объясн. зап. к Тектон. карте Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника Северной Евразии: Объясн. зап. к Тектон. карте Север. Евразии масштаба 1 : 5 000 000. М.: Наука, 1980. 222 с.
- Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. I. М.: ГЕОС, 1999. 412 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы / Отв. ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 216 с. (Библ. 412 назв.).
- Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К.* Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 27–37.
- Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М.: Науч. мир, 1999. 252 с. (Библ. 597 назв.).
- Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Науч. мир, 2001. 520 с.
- Хаин В.Е.* Тектоника плит двадцать лет спустя: Размышления о прошлом, настоящем и будущем // Геотектоника. 1988. № 6. С. 3–7.
- Хаин В.Е.* Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно-глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР, 1989. Т. 308, № 6. С. 1437–1440.
- Хэллем Э.* Великие геологические споры. М.: Мир, 1985. 216 с.

- Чупрынин В.И.* Разрывные автоколебания в геофизических системах. М.: Наука, 1985. 94 с. (Библ. 156 назв.).
- Шатский Н.С.* (1963). Избранные труды. Т. 1. М.: Наука, 1963. 622 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (Результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
- Шмидт О.Ю.* Метеоритная теория происхождения Земли и планет // Докл. АН СССР. Нов. сер. 1944. Т. 45, № 6. С. 245–249.
- Шмидт О.Ю.* Четыре лекции о теории происхождения Земли. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 72 с.
- Шмидт О.Ю.* Происхождение Земли и планет. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 131 с. (Библ. 113 назв.).
- Шумский П.А.* Динамическая гляциология. М.: ВИНТИ, 1969. 172 с. (Итоги науки и техники. Гидрология суши, гляциология). (Библ. 234 назв.).
- Шумский П.А.* Релаксационные колебания и процессы на дне ледников // Гляциология и механика грунтов. М.: Изд.-во МГУ, 1982. С. 3–45.
- Эз В.В.* Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с. (Библ. 50 назв.).
- Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях / Отв. ред. П.М. Бондаренко. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1984. 170 с.
- Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии / Отв. ред. И.В. Лучицкий, П.М. Бондаренко. М.: Наука, 1985. 304 с.
- Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы / Отв. ред. А.В. Лукьянов. М.: Наука, 1989. 304 с.
- Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика / Отв. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наук. думка, 1991. 354 с.
- Яковлев Ф.Л.* Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго–Восточного Кавказа) // Геотектоника, 1987. № 4. С. 31–48.

Раздел II

СЕЙСМИЧНОСТЬ И РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ



РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ М.В.ГЗОВСКОГО В СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТИ В ЛИТОСФЕРЕ

С.И.Шерман

Институт земной коры СО РАН

ВВЕДЕНИЕ

Изучение механизмов развития разрывов и складок в земной коре лежало в основе многолетних исследований М.В.Гзовского и позволило ему обосновать новую ветвь исследований в науках о Земле – тектонофизику. Она потребовала использования количественных данных и параметров для характеристики геологических, геофизических и других не менее простых процессов, происходящих в литосфере Земли и ее верхней оболочке – земной коре. Количественный анализ сложных геолого-геофизических процессов позволил получить их новые характеристики, провести количественную корреляцию и установить или отвергнуть некоторые связи между структурами и/или процессами, намеченными на базе качественных методов сопоставления. Одним из интереснейших и до настоящего времени актуальным следствием тектонофизических исследований М.В.Гзовского являются обозначенные им взаимосвязи между формированием трещин и разломов в земной коре и сейсмичностью [Гзовский, 1960, 1963, 1975; Гзовский и др., 1958, 1959 и др.]. К полученным М.В.Гзовским первым результатам было неоднозначное

отношение: одними специалистами они разделялись [Гуревич и др., 1959], другими, чаще всего геологами, они умалчивались. В геологии, безусловно, признавалась приуроченность сильных землетрясений мира к глубинным разломам, другие вероятные виды связи не обсуждались. Одной из причин не глубокого, не опирающегося на физику процесса разрушения материалов, обсуждения проблем разломообразования и сейсмичности является отсутствие в 50-60-х годах теперь уже уходящего столетия методик и концепции численного описания геологических параметров разломов и сопоставления их с параметрами сейсмичности. М.В.Гзовский [1963, 1975] одним из первых на стыке геологии и геофизики с позиций тектонофизики подошел к численному сопоставлению характеристик разломной тектоники и некоторых параметров сейсмического процесса. Несмотря на то, что прошло около 40 лет со времени первых публикаций М.В.Гзовского по проблеме связи разломов и сейсмичности, ряд его разработок не опровергнуты, получили дальнейшее развитие и новую аргументацию.

ОСНОВНЫЕ ИДЕИ М.В.ГЗОВСКОГО В ПРОБЛЕМЕ ВЗАИМОСВЯЗИ РАЗЛОМОВ И СЕЙСМИЧНОСТИ

На примерах детально изученного М.В.Гзовским [1963, 1975] Байджансайского антиклинория было показано, что между средним числом разрывов, приходящихся на 1 км^2 , и их средней длиной существует четкая связь, описываемая уравнением

$$\Delta \lg n = -v \Delta \lg l, \quad (1)$$

где $\Delta \lg n$ – изменение логарифма числа разрывов, $\Delta \lg l$ – изменение логарифма длины разрывов; v – коэффициент пропорциональности, приблизительно равный в Байджансайском антиклинории 1.3. Исследования закономерностей распределе-

ния разломов по степени количественной распространенности и рангам длин, проведенные в регионах с различными режимами геодинамического развития [Шерман, 1977; Шерман и др., 1991, 1992, 1994], показывают, что между обсуждаемыми параметрами существует тесная количественная связь, описываемая уравнением

$$\lg N = a' - b' \lg L, \quad (2)$$

где N – количество разломов; L – их длина; b' – коэффициент пропорциональности, незначительно изменяющийся в регионах с разными режимами геодинамического развития (рис. 1).

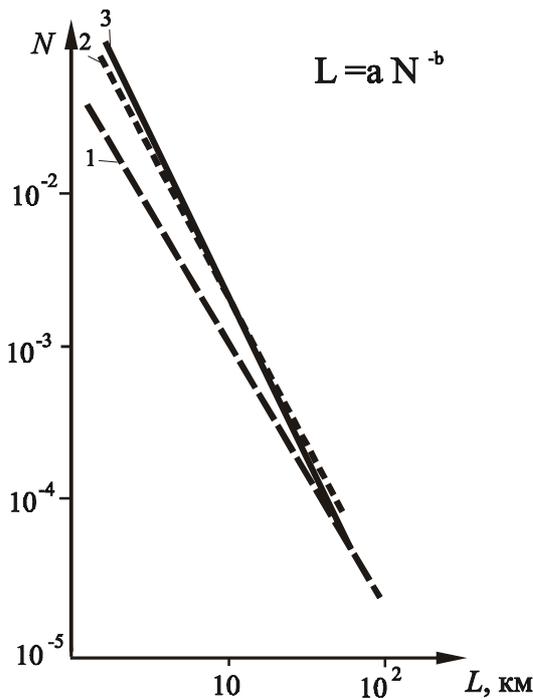


Рис. 1. Соотношения между длиной разломов L и их количеством N на 1 км^2 для регионов с разными режимами геодинамического развития [Шерман, 1977].

1 – Западно-Сибирская плита; 2 – Алтае-Саянская складчатая область; 3 – Байкальская рифтовая зона

Степень тектонической активизации и предшествующая геологическая история развития регионов отражаются лишь на общей фоновой плотности разломов и совершенно не влияют на закономерность связи $N(L)$ или $L(N)$. Уравнения (1) и (2) идентичны. Иными словами, соотношение между длинами разломов и трещин и их количеством не существенно зависит от геологического строения региона. Отсюда, на рис.1 отражаются главным образом свойства разрушаемого тела – литосферы Земли. Они могут быть описаны общей степенной функцией

$$L = \frac{A}{N^b}, \quad (3)$$

или

$$N = \frac{A'}{L^{1/b}}, \quad (3a)$$

где L – длины разломов, N – их количество; A, A' – коэффициент пропорциональности, зависящий от масштаба исследований; b – коэффициент, определяемый физическими свойствами коры (или литосферы) и численно равный ≈ 0.4 .

Таким образом, выражения (3) и (3a) можно рассматривать как общую закономерность разломообразования в литосфере и сопоставлять её с другими процессами, также отражающими деформацию литосферы – сейсмичностью. Впервые

на это обратил внимание М.В.Гзовский [1963], отметив, что аналогичная линейная в логарифмическом масштабе связь между числом землетрясений N и их энергией U описывается такими же зависимостями:

$$\Delta \lg N = -0.4 \Delta \lg U. \quad (4)$$

В настоящее время сейсмологи описывают эту зависимость графиком повторяемости землетрясений

$$\lg N = a - \gamma \lg E, \quad (5)$$

который можно переписать как

$$N = \frac{a'}{E^\gamma}, \quad (5a)$$

где E – энергия землетрясений, N – их количество, γ – коэффициент пропорциональности, незначительно изменяющийся в разных сейсмически активных регионах. Регулярность в развитии сетки разломов литосферы находит логическое продолжение в формировании её разломно-блоковой структуры, на что обратил внимание М.А.Садовский [1987]. Эти исследования нами дополнены наблюдениями в регионах с различными режимами геодинамического развития [Шерман и др. 1996] (рис. 2). Для оценки закономерностей блоковой делимости литосферы в соответствии с [Садовский и др., 1987] вычислялись средние поперечные размеры блока

$$L_{\text{бл}} = \sqrt{S_{\text{бл}}}, \quad (6)$$

где $S_{\text{бл}}$ – площадь блока.

В последующем после набора статистических данных по различным регионам и экспериментальным работам устанавливалась зависимость

$$L_{\text{бл}} = f(N_{\text{бл}}), \quad (6a)$$

где $N_{\text{бл}}$ – количество изученных блоков. Зависимости (3) и (6a), выраженные в единых линейных единицах измерения, упростили их математические сопоставления как между собой, так и с другими характеристиками “кусковатости” [Садовский и др., 1987], а точнее, блоковой делимости литосферы.

Как известно, М.А.Садовский и др. [1987] первыми показали дискретное распределение средних размеров блоков по ряду регионов. Для многих из них оказалось характерным полимодальное распределение средних размеров блоков $L_{\text{ср.бл.}}$. Принимая во внимание, что дискретное распределение средних поперечных размеров блоков в каждом регионе имеет несколько отли-

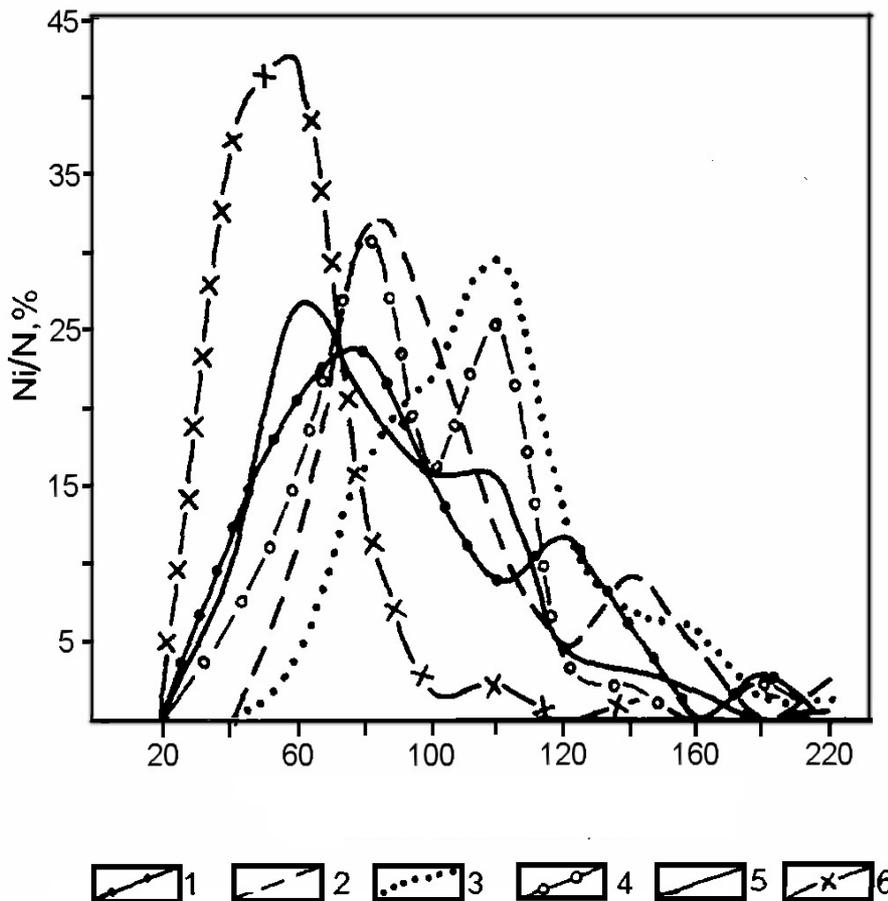


Рис. 2. Кривые распределения разломно-блоковых структур по размерам в регионах с различными режимами геодинамического развития [Шерман, и др. 1999].

1 – Камчатка; 2 – Тянь-Шань и Памир; 3 – Малая Азия; 4 – Калифорния; 5 – Байкальская рифтовая зона и сопредельные территории; 6 – Вьетнам

чающиеся моды, нами проведена оценка $L_{ср.бл.}$ по всему объему выборки, т.е. определялось соотношение между числом элементов множества (блоков) $N_{бл.}$ и средним поперечным размером

$L_{бл.}$. В результате анализа данных построены графики распределения блоков по размерам для структур различных рангов [Шерман и др., 1999] (рис.3).

РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ – ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ДЕСТРУКЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

В самом общем виде уже давно установлены и бесспорны пространственные общности между разломной тектоникой и сейсмичностью. Более детальные исследования последних десятилетий указывают на многокомпонентность таких связей. В одних работах [Садовский, Писаренко, 1991; Диденко, 1997 и др.] они рассматриваются с точки зрения пространства, в результате чего выявлена закономерность дисперсии распределения сейсмических событий различных магнитуд в зависимости от их удаленности от осевой линии области динамического влияния разломов. В других работах [Точер, 1961; Bonilla et al., 1984; Nowroozi, 1985; Wells, Coppersmith, 1994;

Vakov, 1996; Стром, Никонов, 1997; Чипизубов, 1998; и мн.др.] обсуждаются соотношения между параметрами разломов и сейсмичностью. Наконец, в третьей группе работ [Гзовский, 1963, 1975; Шерман, 1977; Садовский, Писаренко, 1991; Уломов, 1991; Соколов, 1993; Белоусов и др., 1997; и мн. др.] анализируются различные варианты общности процессов разломообразования и сейсмичности на базе геологических, сейсмологических и экспериментальных работ. При этом сопоставляются варианты математического описания отдельных характеристик сравниваемых процессов, однотипные параметры каждого из процессов или используются результаты физи-

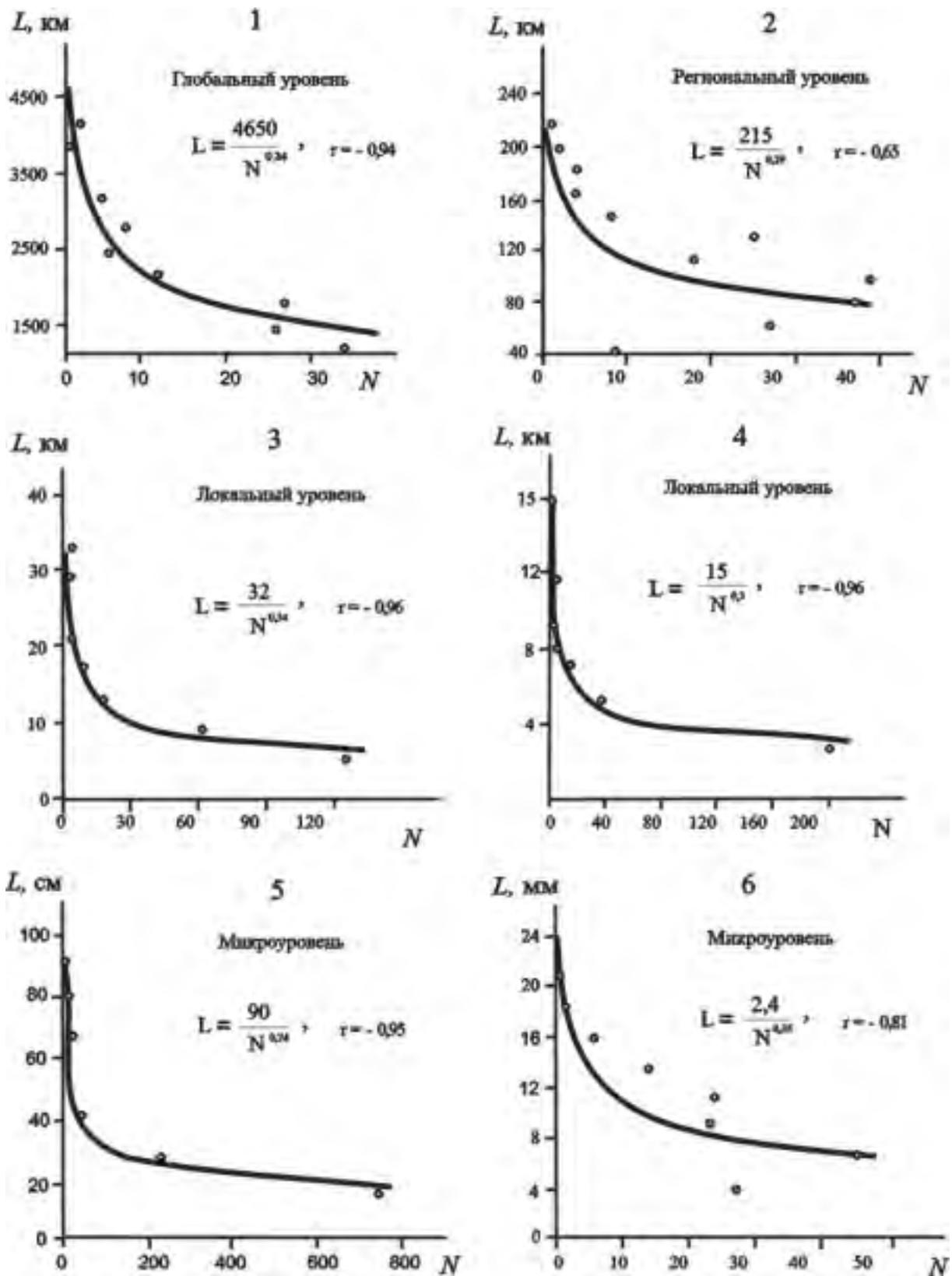


Рис. 3. Графики зависимости среднегеометрических размеров блоков $L_{ср.бл.}$ от их количества $N_{бл.}$ для структур различных рангов [Шерман др., 1999].

1 – геоблоки; 2 – региональные блоки Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий; 3 – локальные блоки Байкальской рифтовой зоны; 4 – морфоструктурные блоки Забайкалья; 5 – блоки в коренных обнажениях горных пород; 6 – блоки на моделях по результатам физического моделирования

ческого моделирования разломообразования и сейсмических событий. Иными словами, обсуждаются изученные разными методами и спосо-

бами генетически взаимосвязанные процессы – разломообразование и сейсмичность – в общей совокупности приводящие к деструкции земной

коры и литосферы в целом. Последний вопрос наименее разработан и ниже рассматривается более подробно.

Практически все современные модели механизмов очагов землетрясений исходят из представлений о том, что очаг суть трещина, плоская площадка разрыва. Естественно, что трещина может быть длиной или короткой, представлять собой одиночный разрыв или сочетание одиночных разрывов. В последнем случае геология интерпретирует подобные наблюдения на земной поверхности как разломы, которые в свою очередь могут быть различного иерархического уровня в зависимости от их протяженности и, следовательно, размеров образующих их единичных дислокаций. Тем не менее очаг – трещина, и это означает, что формирование новой дислокации или повторные подвижки по уже существовавшей в земной коре или литосфере древней дислокации, как правило, сопровождаются и импульсом сейсмической энергии.

Известно, что угловой коэффициент графика повторяемости землетрясений достаточно хорошо отражает сейсмическую характеристику любого района и представляет собой относительно постоянную величину. То же следует и для отношения количества разрывов и их длины. Угловой коэффициент линии $L=f(N)$ также будет величиной относительно постоянной. Сходство графиков, у которых системы координат отражают генетически близкие величины, свидетельствует об общности и единстве в течение процессов. Отнесенные к единице площади и времени уравнения (3а) и (5а) можно качественно сопоставить, приняв, что N – количество разломов и сейсмических событий, которые напрямую, казалось бы, никак не связаны друг с другом, а L – размеры разломов и в то же время величина энергии сейсмического события E . Коэффициент γ в уравнении (5а) для большинства сейсмоактивных районов мира независимо от преобладающего типа напряженного состояния литосферы определяется величиной 0.5. Коэффициент b в уравнении (3а) определяется величиной 0.4 и не зависит от режимов геодинамического развития территорий. Близкое и постоянное при разных геодинамических режимах значение коэффициентов позволяет сравнивать определяющие параметры разломов L и сейсмического процесса E . Из подобного сопоставления уравнений (3а) и (5а) вытекает, что

$$L \approx E. \quad (9)$$

Соотношение (9) получено вне связи с конкретным сейсмическим регионом. Это означает,

что процессы разломообразования и сейсмичности отражают общие закономерности деструкции литосферы и характеризуются парагенетической связью. Первичным можно считать первый или второй процесс. Иными словами, землетрясения могут происходить в результате подвижек по имеющимся разрывам в литосфере или в результате образования разрывов в относительно ненарушенной среде. Сейсмологические данные свидетельствуют о том, что для сильных землетрясений первичен разлом, подвижка по которому провоцирует сейсмическое событие, для слабых землетрясений первичным может быть вновь образованный разрыв, с которым синхронен сейсмический эффект. Может быть и наоборот: слабые землетрясения генерируются короткими разрывами.

На базе совершенно других материалов М.В.Гзовский [1963] показал, что энергия землетрясений E пропорциональна третьей степени длины разлома L и квадрату величины градиента средней скорости V тектонических движений:

$$E \approx \omega L^3 |\text{grad} V^2|, \quad (10)$$

где ω – коэффициент пропорциональности, зависящий от физических свойств горных пород и типа деформаций земной коры. Полностью согласиться с выводом М.В.Гзовского о том, что $E \approx L^3$ трудно по двум причинам. Формально, оперируя с размерностями в уравнении (10), получаем, что размерность $\omega = \text{г/см}^2$ (смысла не имеет: размерность давления $\text{г/см} \cdot \text{с}^2$);, правильнее оперировать плотностью пород $\rho = \text{г/см}^3$, для чего требуется ввести дополнительный множитель 1 см с размерностью см. Тогда выражение (10) трансформируется с полным соблюдением размерностей в

$$E \approx \rho L^3 |\text{grad} V^2|, \quad (10а)$$

и энергия землетрясений пропорциональна четвертой степени линейных размеров объекта, что физически неправдоподобно. С другой стороны, разломы как геологические тела имеют линейные размеры по длине во много сотен и даже тысяч раз большие, чем по ширине зоны дробления. Отсюда объем разлома как “разрушенного тела” пропорционален главным образом его длине, и во вторую очередь – глубине, максимальный размер которой $\leq L$, т. е. $E \approx L^2$, но никак не L^3 . Таким образом, исследования М.В.Гзовского не противоречат представлениям, что различия в энергии землетрясений, возник-

кающих в одном и том же районе, определяются в основном длиной разломов. Соответственно, наличие связи между числом и энергией землетрясений М.В.Гзовским [1963] было предложено считать результатом того, что существует связь между числом и величиной разломов, вызывающих землетрясения.

С.Д.Виноградов [1962] установил, что при разрушении образца горной породы в лабораторных условиях логарифм числа упругих импульсов, возникающих при образовании отдельных трещин, связан той же линейной зависимостью с логарифмом энергии импульсов. Коэффициент пропорциональности в этом случае близок к 0.4. Таким образом, разные способы подхода к одним и тем же зависимостям и идентичность результатов указывают на общность процессов разломообразования и сейсмичности как факторов деструкции литосферы.

Парагенетическая связь процессов формирования разломов и сейсмичности позволяет обсудить взаимосвязи между длинами разломов, глубинами их проникновения и гипоцентрами. При этом гипоцентры можно использовать для примерной оценки глубин проникновения разломов. С этой целью теорию очага землетрясения можно рассматривать как специфическую часть теории разрушения сплошной среды. Придерживаясь такой концепции, нижняя граница активного проникновения разломов пространственно должна совпадать со сгущениями гипоцентров, поскольку концы трещин являются концентраторами напряжений, которые, в свою очередь, могут сниматься новыми землетрясениями. Аппроксимируя очаги последних до точечных размеров, можно считать их приуроченными к концам ранее образованных или развивающихся разломов. Нижние концы этих разломов, безусловно, должны корреспондировать с их длиной на поверхности земли. Тогда наличие корреляции между глубинами гипоцентров и средними длинами разломов на конкретно ограниченных участках позволит оценить наиболее вероятные нижние границы проникновения разломов в земную кору. В более широком плане решение подобной задачи выполнил Н.В.Шебалин [1971], показав связь между глубинами очагов, протяженностью сейсмоактивной зоны и сотрясениями различной балльности. На примере Байкальской рифтовой зоны нами изучена связь между средней глубиной гипоцентров и средней длиной разрывов. Для исследования корреляций использовались трапеции $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, внутри которых определялись средние длины разломов и средние глубины гипоцентров. (Существующая сеть

сейсмостанций в Прибайкалье не обеспечивает высокой точности определения глубин гипоцентров. Поэтому приведенные ниже расчеты необходимо рассматривать как пример “полуколичественного” анализа в тектонике.)

Результаты математической обработки 1258 длин разломов и 2146 определений глубин гипоцентров показали тесную связь между обсуждаемыми параметрами. На график (рис. 4) вынесены результаты суммированных данных по 20 трапециям. Уравнение регрессии имеет вид

$$H = nL + m, \quad (11)$$

где H – средняя глубина гипоцентров, км; L – средняя длина разломов, км; $n \sim 1$, а $m = -0.7$. Коэффициент корреляции $r = 0.73 \pm 0.3$. В деталях оцениваемая связь оказалась более высокой в центральной части Байкальской рифтовой зоны и более слабой в других местах.

Эмпирически вычисленное уравнение 11 отражает важную для геотектоники связь между длинами разрывов и глубинами их проникновения. Установленную зависимость экстраполировать на большие глубины нельзя из-за изменения реологических свойств пород и горизонтальной гетерогенности среды. С глубиной соотношение параметров изменяется и прямая зависимость $H(L)$ для упругой части разреза коры сменяется нелинейной для более глубоких слоев литосферы [Саньков, 1989; Шерман и др., 1992] и описывается уравнением

$$H = 3.89L^{0.76}, \quad (12)$$

где H – глубина проникновения разломов, км; L – длина разломов, км.

Здесь важно обратить внимание на корреляцию между длинами разломов и глубинами гипоцентров в пределах упругой части земной коры. Экспериментальные данные подтверждают эти выводы [Шерман, 1977]. Небезынтересно сопоставить полученные выводы с данными сейсмологов. Н.В.Шебалин [1971] установил зависимость горизонтальной ℓ_x и вертикальной ℓ_z протяженности очага от магнитуды M :

$$\lg \ell_x = 0.5M - 1.8 \text{ (км)}, \quad (13)$$

$$\lg \ell_z = 0.3M - 0.8 \text{ (км)}. \quad (14)$$

При этом очаг определяется как минимальная изометрическая односвязная область, внутри которой лежат все разрывные нарушения, излучавшие энергию при данном землетрясении. Можно допустить, что рассматриваемые нами длины разломов L соизмеримы с длиной очага или меньше ее, т.е. $L \leq \ell_x$, а глубины разломов

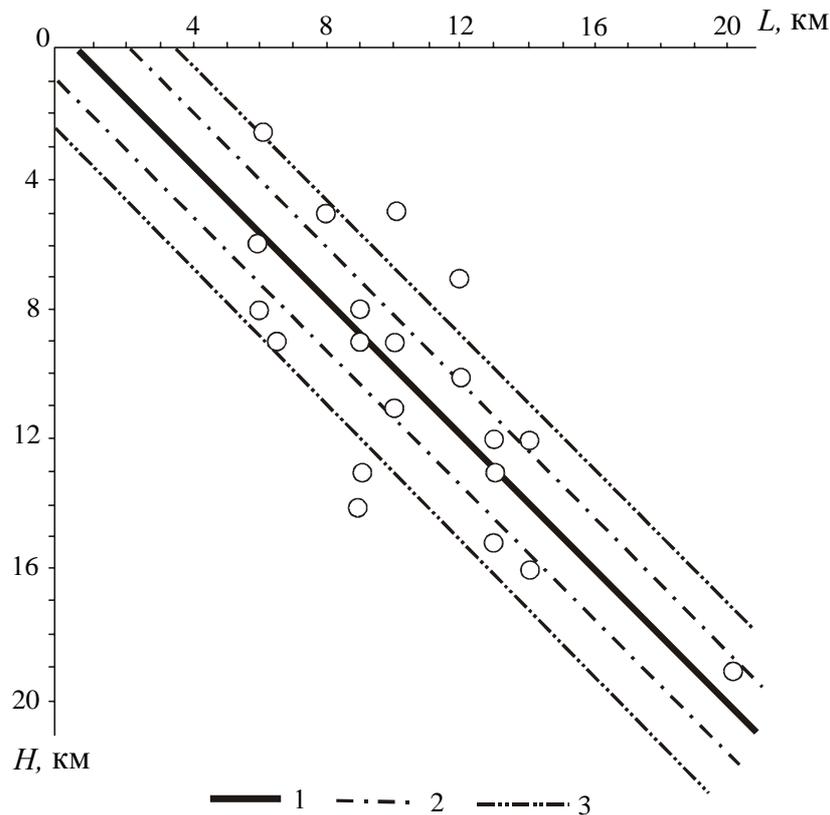


Рис.4. Связь между длинами разломов L и глубинами гипоцентров землетрясений H в Байкальской рифтовой зоне.
 1 - линия регрессии; 2, 3 – доверительные интервалы для 95% и 99% степени надежности, соответственно

H соизмеримы (или меньше) с вертикальными размерами очагов, т.е. $H \leq \ell_z$. Сравним, как изменяются отношения $\frac{\ell_x}{\ell_z}$ для больших и малых магнитуд, что, как уже было отмечено выше, идентично длинным и коротким разрывам.

Из (13) и (14) для $M = 8$ следует, что горизонтальные размеры очага примерно в 4 раза превышают его вертикальные размеры; для $M = 5$ горизонтальные размеры примерно равны вертикальным. Полученные результаты сопоставимы с уравнением (11) для коротких и (12) – для протяженных разломов.

Более поздние исследования соотношений параметров разрывов в очаге [Ризниченко, 1976; Штейнберг, 1983; Соболев, 1993] другими методами подтвердили и обогатили выводы о практически линейных для коротких и нелинейных для длинных разрывов соотношений их вертикальных и горизонтальных размеров.

Таким образом, получено третье измерение в пространстве о соотношении как между параметрами разломов, так и сейсмичностью.

Во времена М.В.Гзовского не были развиты представления о фрактальной геометрии природы [Mandelbrot, 1982]. Из представлений М.В.Гзовского о взаимосвязях между средней длиной разломов и их количеством следует высокая вероятность фрактальности в разломной

тектонике литосферы. Это свойство деструкции литосферы доказано многими современными публикациями. Безвременная ранняя кончина М.В.Гзовского не позволила лично ему доказать фрактальную природу разломной тектоники и тесно взаимосвязанной с ней сейсмичности.

Фракталы дали чрезвычайно компактный способ для описания геометрической регулярности сложных структурных форм, в том числе разломов, трещиноватости и сейсмичности. Было установлено, что последние обладают фундаментальным свойством геометрической закономерности – инвариантностью по отношению к масштабу, или самоподобием. Нами совместно с А.С.Гладковым [Шерман, Гладков, 1998, 1999, Sherman, Gladkov, 1999] на примере хорошо изученной Байкальской рифтовой зоны проведено сопоставление фрактальной размерности разломов и эпицентрального поля землетрясений.

Степень деструкции литосферы, связанная с областями динамического влияния разломов, оценивалась по фрактальной размерности D_f , рассчитываемой по уравнению:

$$D_f = \frac{\lg M_i}{\lg(L_i)}, \quad (15)$$

где M_i и L_i – соответственно число разрушенных клеток и размер системы в единицах размера пикселей, используемых при i -итерации.

Принимая во внимание, что разломы имеют нелинейно пропорциональную длине область динамического влияния, в пределах которой происходит разрушение среды [Шерман и др., 1983], разрушенным считался пиксел, один или более процентов площади которого занимали области активного динамического влияния разломов – наиболее интенсивно разрушенные околоразломные пространства. Область активного динамического влияния разломов определялась как 0.006 длины разлома L [Шерман и др., 1983]. Таким образом, была получена фрактальность разрушенных разломами площадей, что при нашем способе вычисления соответствует и фрактальности собственно разломов. Для Байкальской рифтовой зоны она оценивается величиной $D_f = 1.68$ (рис. 5).

Несколько сложнее представляется фрактальный анализ сейсмичности. Применение аппарата фрактальных множеств к лабораторному исследованию землетрясений и микроразрушений показали, что множество очагов имеет фрактальную размерность, значения которой ниже размерности пространства, вмещающего очаги [Гейликман, Писаренко, 1989; Hirata, 1989; Садовский, Писаренко, 1991]. В работе [Solonenko et al., 1996] приведены аргументированные доказательства самоподобия собственно сейсмического процесса во времени в Байкальской рифтовой зоне. Рассмотрим фрактальность сейсмического процесса в пространстве на этой же территории.

Эпицентральное поле землетрясений проанализировано на основе более 60 000 данных об очагах землетрясений с $M \geq 2.2$, зафиксированных на территории Байкальской рифтовой зоны с 1960 по 1991 гг. и внесенных в Каталог ее землетрясений, составленный в Институте земной ко-

ры СО РАН. Для корректного сопоставления с разломной тектоникой пространственная структура сейсмичности, согласованная с площадями деструкции, может быть описана фрактальной размерностью, если использовать размеры очаговой зоны эпицентров, попадающих в границы пикселов. При этом разрушенным пикселом следует считать тот, у которого более 1% площади заняты разрушенными круговыми очаговыми пространствами, радиусы которых R_{km} в зависимости от магнитуды M рассчитываются по Ю.В.Ризниченко [1985]:

$$\lg R_{km} = -1.671 + 0.422M, \quad (16)$$

Площади проекций очагов землетрясений S на земной поверхности определялись по уравнению

$$S = \pi R^2 \quad (16a)$$

Фрактальная размерность эпицентрального поля, выраженная через площади очагов землетрясений, оценивается величиной $D_s = 1.68$ (см. рис. 5). В пределах размеров пикселов от 5 до 150 км сохраняется подобие в размерах разрушаемых сейсмическими событиями площадей и, следовательно, сохраняется определенный порядок в сейсмической деструкции. Расчет площадей деструкции, связанных, с одной стороны, с разломной тектоникой, а с другой – с очагами землетрясений, позволяет сопоставлять эти два условно независимых процесса [Шерман, Гладков, 1998; Sherman, Gladkov, 1999].

Фрактальные размерности деструкции земной коры в областях активного динамического влияния разломов и в границах очагов землетрясений в пределах точности расчетов сопоставимы по

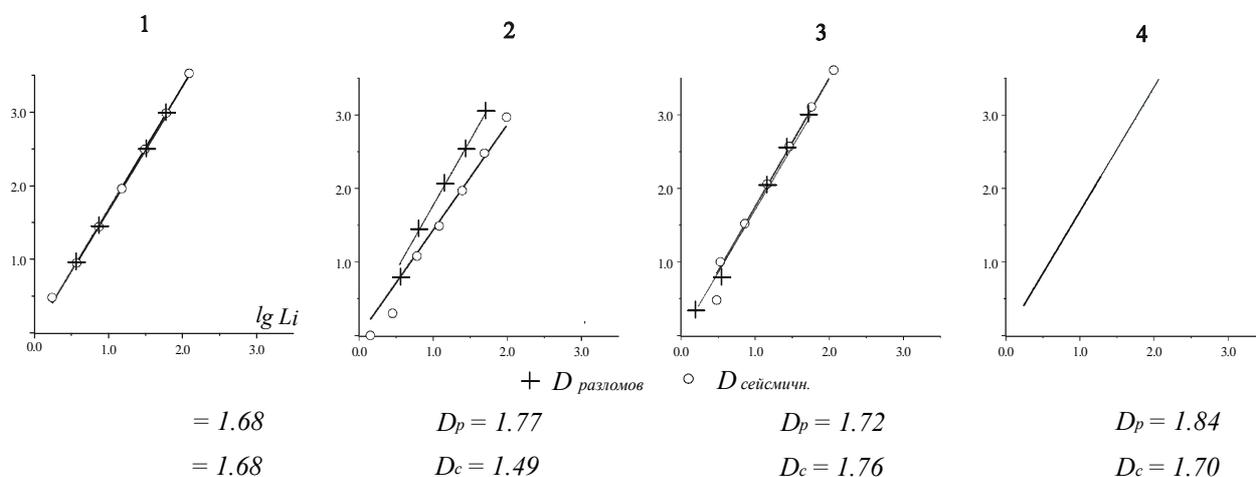


Рис. 5. Фрактальные размерности сети разломов $D_{разл}$ и сейсмичности $D_{сейсм}$ в Байкальской рифтовой зоне [Шерман, Гладков, 1998].

1 – в целом для всей Байкальской рифтовой зоны; 2 – юго-западный фланг; 3 – центральная часть; 4 – северо-восточный фланг

значениям. Это означает, что пространственные структуры сетки разломов и эпицентрального поля землетрясений идентичны. Сейсмический процесс в Байкальской рифтовой зоне во всем объеме выборки от слабых до сильных (редкие события) землетрясений пространственно контролируется разломной тектоникой. Оба процесса, связанные причинно-следственной связью, находятся в целом в сбалансированном и, следуя терминологии А.В.Солоненко и др. [Solonenko et al., 1996], сформировавшемся состоянии. Для современного геодинамического режима Байкальской рифтовой зоны известная сеть разломов и ее активизированная часть, с одной стороны, и сейсмический процесс с другой сбалансированы и находятся в относительном динамическом равновесии. Это равновесие устойчиво для пределов, внутри которых каждый из процессов характеризуется относительно закономерным течением событий. Для данного состояния геодинамического режима Байкальской рифтовой зоны ее сеть разломов и сейсмический процесс равновесны и стабилизированы.

Анализ соотношения D_f и D_s также иллюстрирует различие флангов по сравнению с центральной частью Байкальской рифтовой зоны (см. рис.5). Если для ее центральной части близкие значения фракталов позволяют сделать вывод о сбалансированности процессов разломообразования и сейсмичности, то на флангах ситуация иная. Наблюдаемое превалирование значений D_f над D_s свидетельствует о неполной реализации потенциала разломной сети сейсми-

ческим процессом и, как следствие, о возможном нарастании со временем сейсмичности на флангах ($D_s \rightarrow D_f$) для приведения обеих процессов в равновесное состояние. Поэтому при долгосрочном прогнозе сейсмичности этот факт необходимо принимать во внимание вместе с другими критериями, лежащими в основе прогноза землетрясений [Шерман, Гладков, 1998, 1999].

Таким образом, процесс структуризации разломов и сейсмичности в настоящий этап геодинамического развития завершен в целом для Байкальской рифтовой зоны, но продолжается в ее отдельных сегментах. Более низкие значения фрактальных размерностей сейсмичности по отношению к сети разломов свидетельствуют о незавершенности пространственной структуризации полей эпицентров землетрясений на флангах и некоторых других локальных участках Байкальской рифтовой зоны. Эти же результаты показывают большое разнообразие и сложность взаимоотношений даже между генетически тесно связанными процессами.

Сейсмический процесс хорошо согласуется и с блоковой делимостью земной коры [Садовский и др., 1987], которую можно рассматривать как предел деструкции литосферы. Таким образом, процессы разломообразования и сейсмичности фрактальны, и это их обоюдное качество отражает более общие свойства геодинамических процессов – их автомодельность [Садовский, 1986]. Они свидетельствуют о единой физической сути общего процесса деструкции литосферы, определяющего формирование ее разломно-блоковой структуры и сейсмичности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многогранные геолого-геофизические исследования М.В.Гзовского, отражающие его широкую научную эрудицию, подтверждаются и развиваются современными тектонофизическими исследованиями. Можно привести ряд примеров развития идей М.В.Гзовского в полевых тектонофизических исследованиях и лабораторных экспериментах, проводимых в России, Украине, в ряде известных автору стран дальнего зарубежья (Китай, Вьетнам). Мировым признанием на-

учного авторитета М.В.Гзовского является международный журнал “Tectonophysics”, многие публикации в котором посвящены физической интерпретации геологических процессов. Все это свидетельствует о том, что идеи М.В.Гзовского еще долго будут развиваться в тектонофизических исследованиях его учеников и последователей.

Работа поддержана РФФИ (гранты 01-05-64485, 00-15-98574).

ЛИТЕРАТУРА

Белюсов Т.П., Куртасов С.В., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 324 с.

Виноградов С.Д. Экспериментальное изучение распределения числа разрывов по энергии при разрушении горных пород. // Изв. АН СССР. Сер. Геофиз. 1962, № 2. С. 171-180.

- Гзовский М.В.* Тектонофизика и сейсмическое районирование. // Бюл. Совета по сейсмологии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. №8.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР. Ч. III, IV. 1963. 544 с.
- Гзовский М.В.* Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре // Тектонофизика и механические свойства горных пород, М.: Наука, 1971. С. 5-37.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Рейснер Г.И.* Сопоставление сейсмичности с тектоникой Гармского района // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1958. № 8.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Рейснер Г.И.* Геологические методы определения средней величины градиента скорости тектонических движений и некоторые результаты их применения // Изв. АН СССР. Серия геофиз., 1959. № 8.
- Гейликман М.Б., Писаренко В.Ф.* О самоподобии в геофизических явлениях // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 109–131.
- Гуревич Г.И., Нерсесов И.Л., Кузнецов К.К.* О законе повторяемости землетрясений как следствии закономерностей деформации и дробления // Докл. АН СССР. 1959. Т.128, №6.
- Диденко Е.А.* Опыт анализа сейсмичности генеральных разломов Байкальской рифтовой зоны. // Стороение литосферы и геодинамика. Материалы науч. конф. Иркутск: Институт земной коры, 1997. С. 43–44.
- Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С.9–27.
- Садовский М.А.* Автомодельность геодинамических процессов // Вестн. АН СССР. 1986. № 8. С. 3–11.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96с.
- Саньков В.А.* Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука, 1989. 136 с.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 314 с.
- Стром А.Л., Никонов А.А.* Соотношения между параметрами сейсмогенных разрывов и мгнитудой землетрясений // Физика Земли. 1997. № 12. С.55–67.
- Точер Д.* Энергия землетрясений и разрыв земной поверхности. // Слабые землетрясения. М.: Изд-во иностр. Лит., 1961. С. 165–173.
- Уломов В.И.* Районирование сейсмической опасности // Маскан. Ташкент, 1991. №9, С. 5–8.
- Чипизубов А.В.* Выделение одноактных и разновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика. 1998. Т.39, № 3. С. 386–398.
- Шебалин Н.В.* Оценка размеров и положение очага ташкентского землетрясения по макросейсмическим и инструментальным данным // Ташкентское землетрясение. Ташкент: Фан, 1971. С. 68–79.
- Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 94 с.
- Шерман С.И., Гладков А.С.* Новые данные о фрактальных размерностях разломов и сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Докл. РАН. 1998. Т.361, № 5. С. 685-688.
- Шерман С.И., Гладков А.С.* Анализ фрактальных размерностей разломов и сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 1999. Т.40, № 1. С. 28–35.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 227 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука, 1994. 262с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В.* Деструктивные зоны и разломно-блоковая структура Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 41-53.
- Шерман С.И., Черемных А.В., Адамович А.Н.* Разломно-блоковая делимость литосферы: закономерности структурной организации и тектонической активности // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: Изд-во НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996. С. 74–77.
- Штейнберг В.В.* О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений // Изв. АН

- СССР. Физика Земли, 1983. № 7. С. 49–64.
- Bonilla M.G., Mark R.K., Lienkaemper J.J.* Statistical relations among earthquake magnitude, rupture length and surface fault displacement // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1984. Vol.74. P. 2379–2412.
- Hirata T.* Fractal dimension of fault systems in Japan: Fractal structure in rock fracture geometry at various scales // *Pure Appl. Geophys.* 1989. Vol.131. P. 157–170.
- Mandelbrot B.B.* The fractal geometry of nature. New York, 1982. 121 p.
- Nowroozi A.A.* Empirical relations between magnitudes and fault parameters for earthquakes in Iran // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1985. Vol.75. P.1327–1338.
- Sherman S.I., Gladkov A.S.* Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone. *Tectonophysics*, 1999. Vol. 308. P. 133-142.
- Solonenko A.V., Solonenko N.V., Melnikova V.I., Shteiman E.A.* The analysis of the spatial-temporal structure of seismicity in the Baikal rift zone // *Earthquake Hazard and Risk* / Ed. V.Shenk Kluwer Academic Publisher, Netherlands, 1996. P. 49–62.
- Vakov A.V.* Relationships between earthquake magnitude, source geometry and slip mechanism // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 261. P. 97–113.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement // *Bull. Seism. Soc. Amer.* 1994. Vol. 84. P. 974–1002.

М.В.ГЗОВСКИЙ И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Ю.К.Щукин

ВНИИГеофизика

ЛИРИЧЕСКОЕ ВСТУПЛЕНИЕ

Воспоминания – занятие опасное. Начинаем: похлопывать по плечу классика (помню, как мы с ним ...); вытаскивать фигу из кармана (которую прятали при жизни классика); злословить по поводу содеянного им (все уже давно устарело и т.п.) или сожалеть о непризнании классика при жизни. В общем – вариантов воспоминаний много, а свидетелей – мало. Все остается на совести «писателя».

В памяти моего научного детства хранятся сотни интересных встреч с незабываемыми людьми, которые (даже не верится!) еще совсем недавно окружали нас, здорово помогали встать на ноги и без которых сейчас так уныло. Самое главное – наши знаменитые старики держали высоко планку научных результатов, культуры общения и полемики.

Среди них – Михаил Владимирович Гзовский, с которым довелось познакомиться в 1967-1968 гг. В это время во ВНИИГеофизике Мингео СССР Н.А.Беляевский, возглавлявший отдел глубинного строения земной коры, организовал грандиозную работу по составлению «Атласа карт глубинного строения территории СССР». В комплект карт были включены, помимо геолого-геофизических карт и разрезов, также схемы современных движений, новейшей тектоники, вулканизма, сейсмичности, напряженного состояния территории СССР.

Я присутствовал при разговорах Николая Андреевича Беляевского с авторами, а затем помогал им исправлять ошибки картографов, собирал пояснительные тексты. В общем – обычная работа при картографировании. Все были заняты тем же. Реже собиралась редколлегия – В.В.Белоусов, А.В.Пейве, А.Л.Яншин, Г.П.Горшков, А.А.Борисов, Н.А.Беляевский и многие другие (М.К.Полшков, В.В.Федынский, как министерские начальники, не появлялись, им все докладывалось отдельно). Непродолжительные заседания личностей с противоположными взглядами заставляли Н.А.Беляевского нервничать. Он был моложе других, хотя он и все остальные казались мне тогда стариками.

Немолодым казался и Михаил Владимирович Гзовский (ему тогда было лет 47-48) – большой мужчина с крупными чертами лица, очень доброжелательный и общительный. Он сразу же

взялся за работу над своей картой, которая ему самому (и мне тоже) нравилась. В атласе карта называлась иначе, чем в публикациях: «Схема направлений действия главных напряжений и относительной величины максимальных касательных напряжений в земной коре на территории СССР, по данным о сейсмичности за последние 50 лет». Карту планировалось разместить в комплекте с картами Н.И.Николаева и Г.П.Горшкова. Мои интересы, естественно, были ближе к Георгию Петровичу, но там уже давно «хозяйничала» его неутомимая помощница, Г.А.Шенкарева – исполнитель сейсмологических карт и разрезов Г.П.Горшкова. Он тогда увлекался построением карт и разрезов в изолиниях удельной сейсмической энергии. Мне удалось «втиснуться» в эту работу со «своими» Карпатами и районом глубоких очагов Вранча, для которого также построил сейсмоэнергетический разрез.

На карте М.В.Гзовского резиновым («геологическим») клеем были наклеены стереографические диаграммы, изображающие ориентировку главных нормальных напряжений в очагах землетрясений, но они почему-то все время отклеивались и я собирал их с пола в конверт. (До сих пор хранится так и не изданная, как все остальные, карта и конверт с наклейками для нее.)

Когда приходил Михаил Владимирович, то расставлял эти кружки на свои места, боялся, что они окажутся не на месте. В таких совместных «переклейках» или в перерыве между этим занятием, а также редактированием и сокращением пояснительного текста было удобно спросить, о чем думает классик геологии. М.В.Гзовский оказался очень доброжелательным и откровенным собеседником. Он отвечал на все мои вопросы, но я чувствовал – некоторые из них его волнуют. Я полагал, что из его рук редакторы журналов выхватывают статьи, только пиши... Михаил Владимирович с нескрываемой горечью и к моему удивлению сказал, что самые лучшие его работы так и не могут во-время попасть в журналы. Трудно было поверить, ведь статьями М.В.Гзовского пестрели многие журналы. И в ответ на мой вопрос о многочисленных «двойниках» статей близкого содержания в разных журналах пошутил: повторение – мать учения.

В то время все увлекались предложенными М.В.Гзовским расчетами величины градиента новейших тектонических движений. С узкими, разной протяженности, зонами максимальных значений градиента скорости неотектонических движений принято было связывать высокий уровень сейсмической опасности. И это правило было записано в методических рекомендациях по сейсмическому районированию, которыми пользовались все региональные исполнители. К тому времени у меня был опыт таких расчетов для Восточных Карпат (для задачи сейсмического районирования Молдавии). Высокие значения градиента новейших вертикальных тектонических движений были характерны для всей предгорной части Карпат, а высокая сейсмичность (до 8–9 баллов) наблюдалась только в изгибе румынской части Восточных Карпат, где на глубине около 150 км находились очаги района Вранча. Как нам казалось, закономерности подкоревой сейсмичности этого района никак нельзя переносить на другие отрезки Карпатской дуги с мелкофокусной и очень слабой сейсмичностью. Вспомнил, что где-то у М.В.Гзовского видел схему сейсмического районирования упомянутого региона, на которой полоса 9-балльных землетрясений протягивалась от района Вранча вдоль дуги Карпат, вплоть до участка Советских Восточных Карпат. Припомнив все это, в одном из наших разговоров с М.В.Гзовским во ВНИИ-Геофизике сказал ему об ошибочности и даже серьезной опасности применения данных о градиенте новейших движений без анализа глубины и происхождения очагов землетрясений, примером чего служит район Вранча и т.п. (см. выше). М.В.Гзовский задумался и признал, что его решение было ошибочным. На официальной карте сейсмического районирования (СР-68) все было сделано иначе, чем в рабочих схемах.

От М.В.Гзовского было любопытно узнать, что разломы имеют «пропеллерообразную» форму, по простиранию зоны сжатия сменяются зонами растяжения, а последние удобны для проницаемости минеральных растворов (флюидов). В то время в Средней Азии М.В.Гзовским велись полевые наблюдения на Бирюзовом разломе. В.Д.Парфенов, его аспирант из МГУ, показал на маленькой модели из канифоли стадии образования разлома и условия формирования винтообразных разломов. Мне понравилось – все так просто, но в полевых условиях этого сразу и не увидишь, впрочем, как и сам разлом – в отпрепарированном виде он редко встречается. В поле тектонических напряжений сжатия, господствующих на Тянь-Шане, даже впадины рампового типа вдавлены соседними с ними подня-

тиями. Работая некоторое время по соседству с местами полевого пребывания М.В.Гзовского, вспомнил некоторые эпизоды нашей съемки и подумал, что предполевое моделирование было бы столь же полезным, как и предварительное дешифрирование аэрофотоснимков.

Наши разговоры с Михаилом Владимировичем закончились его предложением работать с ним в Институте физики Земли АН СССР. Сказал, что ему нужен помощник. Я ответил, что недавно пришел во ВНИИГеофизику, сразу после окончания аспирантуры при кафедре динамической геологии МГУ у Г.П.Горшкова. Не хотелось бы обидеть Георгия Петровича, с которым подружился в делах и с которым мы намеревались использовать геофизические данные для сейсмоструктурных построений. Кроме того, во ВНИИГеофизике вместе со мной работала Г.А.Шенкарева. М.В.Гзовский согласился (он очень уважал Г.П.Горшкова), но просил прийти в ИФЗ на семинар лаборатории, где выступит его сотрудник (которым оказался А.А.Никонов), и хотел бы знать мое мнение (не понял – о сотруднике или о сообщении, кажется, о первом). Помню семинар в комнате 106 на третьем этаже ИФЗ, пришли пять или шесть человек. Выступавший долго и серьезно объяснял что-то на плакате (поля точек были изображены в форме «яйца» или нескольких «яиц», расположенных между осями абсцисс и ординат). Этот график зависимости между показателями скорости и градиента скорости современных движений земной коры потом часто мелькал в интересных статьях Андрея Алексеевича Никонова.

К тому времени очередная работа по составлению новой карты сейсмического районирования была закончена. В регионах успели издать монографии, в издательстве «Наука» готовилась к печати общая книга «Сейсмическое районирование территории СССР» под редакцией С.В.Медведева – руководителя работ. Вторая глава (после С.В.Медведева) «Методические основы обзорного сейсмического районирования (на примере Средней Азии)» принадлежала В.И.Бунэ, Н.А.Введенской, М.В.Гзовскому. Этого, как мне кажется, достаточно, чтобы определить серьезный вклад М.В.Гзовского в проблему сейсмического районирования. Сказанным выше могу объяснить и эту заметку о М.В.Гзовском в сейсмическом районировании, вовсе не собираясь анализировать успехи и неудачи всех его построений. Уверен, однако, что подход М.В.Гзовского (да разве только его?) к решению упомянутой проблемы может оказаться не только весьма поучительным, но востребованным при современном дефиците новых идей.

М.В.ГЗОВСКИЙ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Работой, определившей подход М.В.Гзовского к проблеме сейсмического районирования, можно считать статью «Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности», опубликованную в двух номерах журнала «Известия АН СССР», серия геофизическая, за 1957 г. Больше таких исчерпывающих работ на эту тему ни у кого при жизни автора не появлялось.

Как отмечает М.В.Гзовский, задачей автора было рассмотрение геологических критериев сейсмичности лишь с тектонофизической точки зрения, позволяющей ставить вопрос о выяснении физического смысла геологических критериев сейсмичности. Далее он предлагает для обсуждения следующее определение критериев: *геологическими критериями сейсмичности определенной территории называются геологические признаки степени ее сейсмической опасности, которая характеризуется наиболее вероятной максимальной силой будущих сейсмических толчков и ожидаемой повторяемостью их во времени.*

М.В.Гзовский писал, что в своих исследованиях отталкивается от идей основоположников инструментальной и описательной сейсмологии и сейсмогеологии Б.Б.Голицына, И.В.Мушкетова и А.П.Орлова, которые четко связывали землетрясения с геологическими явлениями – тектоническими разрывами, возникающими в процессе длительного развития деформационных структурных элементов земной коры и оболочки. В этих статьях им воздается должное и Г.А.Гамбурцеву, который до 1955 г. возглавлял комплексное геолого-геофизическое направление в сейсмологии, вел борьбу против попыток изолировать сейсмологию от геологии.

Общие представления, лежащие в основе геологических критериев сейсмичности, изложены М.В.Гзовским таким образом, что их можно обобщать и сейчас.

1. В настоящее время признано, что непосредственной физической причиной землетрясений является возникновение новых или обновление старых тектонических разрывов. Коровые и мантийные очаги обязаны деформациям сколового типа. Поскольку физической причиной развития сколов является действие касательных напряжений, оказывается, что при прогнозе землетрясений большое внимание должно быть уделено выявлению областей, характеризующихся повышенными величинами максимальных касательных напряжений в земной коре и в подкоровой части земли. Такие области именуется *максимумами касательных напряжений*. Предлагаемая задача *выявления и оконтуривания максимумов касательных напряжений не совпадает с задачей обнаружения и трассирования сейсмически активных глубинных разрывов.*

М.В.Гзовский предупреждает также, что такая задача является более полной, нежели предложение Г.А.Гамбурцева по трассированию сейсмических швов.

2. Выявление максимумов касательных напряжений следует выполнять с использованием комплекса геологических и геофизических методов (по В.В.Белоусову и Г.А.Гамбурцеву).

3. Наиболее частые и сильные землетрясения свойственны местам: а) наибольшей структурной дифференцированности земной коры, б) наибольших структурных «уступов» и «уклонов», в) наибольшей интенсивности современного развития тектонических разрывов, г) наиболее молодой вулканической деятельности, д) наиболее дифференцированного рельефа тектонического происхождения, е) тектонической перестройки, и поперечных структурных элементов. Для всех этих мест характерны большие величины градиента скорости вертикальных движений земной коры за разные промежутки времени.

Физический смысл геологических критериев сейсмичности заключается в том, что все они являются признаками повышенной средней скорости деформирования коры, а значит и повышенных касательных напряжений (средних для значительных промежутков времени). Поэтому геологические явления, которые считаются критериями сейсмичности, и землетрясения обязаны общей причине – действию повышенных касательных напряжений.

4. Перечисленные геологические критерии должны использоваться совместно. Лишь по их совокупности с сейсмическими данными можно делать заключение о сейсмической опасности той или иной территории.

5. Неравномерность тектонических движений делает чрезвычайно сложной задачу прогноза силы землетрясения. Считая землетрясения связанными с тектоническими движениями, которые характеризуются многостепенной периодичностью, нельзя не ожидать сходной периодичности и в проявлениях сейсмичности. В разные промежутки времени один и тот же район должен характеризоваться различными кривыми

распределения вероятности землетрясений разной силы.

В будущем главную роль, по-видимому, будут играть геофизические наблюдения за режимом напряженного состояния, за процессом развития разрывов и за сейсмическим режимом в областях максимумов касательных напряжений, угрожающих обслуживаемым районам. При выборе систем наблюдений и при интерпретации результатов наблюдений потребуются детальные тектонофизические исследования, которые должны будут помочь предвидеть наиболее вероятные особенности дальнейших изменений максимумов напряжений.

К сказанному М.В.Гзовским 45 лет назад (статья была сдана в печать в 1955 г.) трудно что-либо добавить, хотя спорить можно.

Вот как комментирует Г.П.Горшков спустя почти 30 лет, в своей книге «Региональная сеймотектоника территории юга СССР» [1984, с. 39] позицию М.В.Гзовского: «Он видит разрывы, видит контрастные движения – отсюда первые шесть обобщений (см. выше (а-е) – Ю.Щ.). Но

увлеченный этой идеей, он не склонен замечать более серьезной в энергетическом отношении роли смещений гигантских блоков, массивов, структур земной коры в целом, т.е. тех процессов, которые обладают несравненно более высоким энергетическим потенциалом, чем разрывы; последние, скорее, потребляют энергию на свое образование, чем излучают ее. С учетом этой поправки приходится сильно снижать сейсмогенерирующие способности тектонических разрывов, по иному интерпретировать роль шовных зон и контрастных движений. Соответственно М.В.Гзовский решает и методические вопросы в отношении сейсмического районирования».

Такой была позиция Г.П.Горшкова в 80-х годах, когда он увлекся идеей сейсмоактивных объемов. А тогда, в 50-е годы, Георгию Петровичу удалось выполнить классические исследования по картированию сейсмически активных разломов территории СССР, Китая, Бирмы, Африки. Эти прекрасные исследования читаются и нынче с той же пользой и с таким же удовольствием, как статьи и книги М.В.Гзовского.

ТЕКТОНОФИЗИКА И СЕЙСМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В 1960 г. в Бюллетене Совета по сейсмологии, (№8. «Вопросы сейсмического районирования») была опубликована статья М.В.Гзовского по тектонофизике и сейсмическому районированию. В ней автор изложил свои представления по сеймотектонике, воздав должное В.В.Белоусову, Г.П.Горшкову, А.В.Горячеву, И.Е.Губину, И.В.Кирилловой, В.Н.Крестникову, Б.А.Петрушевскому, И.А.Резанову, А.А.Сорскому и другим ученым, занятым разработкой принципов и методов составления сеймотектонических (сейсмогеологических) карт.

М.В.Гзовский справедливо полагал, что сеймотектонические карты необходимы потому, что они затем превращаются в карты сейсмического районирования в результате учета распространения сейсмических волн от очагов землетрясений и выражения силы проявления землетрясений в баллах на дневной поверхности Земли. Существенным усовершенствованием карт сейсмического районирования автор считал отражение на некоторых региональных картах повторяемости землетрясений во времени, предложенное С.В.Медведевым.

Составление сеймотектонических карт состоит в том, что данные сейсмостатистики, выраженные в виде карт эпицентров и карт повторяемости землетрясений определенной энергии, должны интерполироваться в пространстве и

экстраполироваться на будущее по геологическим данным. Автор считал, что основным элементом сеймотектонических карт должно быть изображение зон с различной величиной верхнего предела энергии землетрясений, имеющих определенную глубину очагов. В пределах зон необходимо различать участки, выделенные по сейсмостатистике, и участки, указанные в результате экстраполяции и интерполяции по геологическим данным. Отдельным знаком изображается повторяемость землетрясений.

Пропустим рассуждения о тектонофизическом обосновании параметров сейсмического режима и вернемся к сеймотектонике.

М.В.Гзовский считал, что *тектонические карты*, предназначенные для сопоставления тектоники с сейсмичностью при составлении сеймотектонических карт, должны, кроме тектонической зональности, отчетливо выражать все особенности тектоники, которые необходимы для того, чтобы оценить :

– *интенсивность касательных напряжений*, действующих в земной коре (т.е. выделить зоны с повышенной средней величиной градиента скорости современных движений, с классификацией этих зон по истории движений, наметить места наибольшего развития современных разрывов и вулканизма и т.д.);

– возможные объемы очагов землетрясений (определить величину тектонических зон и связанных с ними разрывов);

– механические свойства материала в области очагов (выяснить породы и структуру на глубине, историю деформаций разных участков);

– тип деформации, сопровождающийся землетрясениями (установить типы и механизм складок и разрывов, современные тектонические движения и т.п.).

Принципы и методы составления таких карт, как сообщил М.В.Гзовский, он разрабатывал с В.Н.Крестниковым и Г.И.Рейснером на примерах Гармского района и других частей Средней Азии.

В 1968 г., как уже упоминалось выше, в известной книге «Сейсмическое районирование территории СССР» М.В.Гзовским вместе Н.А.Введенской и В.И.Бунэ был составлен раздел «Методические основы обзорного сейсмического районирования». В нем были суммированы и конкретизированы рекомендации М.В.Гзовского и его соавторов по применению метода (типа) сейсмического районирования с многократным сопоставлением сейсмологических и количественных тектонических данных (на примере Средней Азии).

Просмотрим рекомендации М.В.Гзовского по оценке собственной опасности зон по тектоническим данным. Критерии сейсмической опасности имеют теоретическое и физическое обоснование, доведенное до формы уравнений [Гзовский, 1957, 1960] и опираются на четыре группы данных.

Механизм современной деформации коры. Из всех возможных схем деформации коры в новейшем (и особенно в четвертичном) времени, вызываемых действием вертикальных и горизонтальных сил, наиболее соответствующей фактам оказывается схема, в которой главную роль играют вертикальные силы. Схема с крупными сдвиговыми смещениями еще не имеет достаточного обоснования. При выбранной схеме деформации коры наиболее напряженными и опасными в сейсмическом отношении считаются по-

лосы, внутри которых проходят крутопадающие глубинные зоны разрывов. Здесь же должны регистрироваться наибольшие значения градиента скорости вертикальных тектонических движений.

Величина градиента скорости новейших тектонических движений – скорость деформации коры. Величина градиента скорости вычислялась в ряде районов Средней Азии в качестве средней для последних 30–40 млн. лет и только для вертикальной составляющей, так как пока еще не производилось измерений горизонтальной составляющей.

История деформации коры. Индивидуальные особенности истории деформаций и структуры каждой зоны не находят выражения на карте градиента скорости, среднего для 30–40 млн. лет. Поэтому эту карту следует считать необходимой, но недостаточной для оценки сейсмической опасности.

Величина зон однородной деформации (в полосах длиной до 100–200 км). Увеличение размеров зон с постоянными условиями деформации является признаком усиления сейсмической опасности.

По комплексу критериев каждый участок отнесен к одной из четырех категорий сейсмической опасности. Участки, получившие одинаковую оценку, образуют в совокупности сеймотектоническую полосу определенной (I–IV) категории, которая впоследствии сопоставляется с соответствующей сейсмически выделенной зоной.

По этой схеме довелось работать в 60-х годах и автору этой статьи, когда завершался очередной этап составления карты общего сейсмического районирования (СР-68). Даже не очень посвященному в проблеме оценки сейсмической опасности было легко работать, потому что все было объяснено и, если угодно, формализовано. Оставалось и поле для творческой деятельности, но главное – региональные карты удобно было сбивать, что трудно было сделать уже десять лет спустя (СР-78), когда не было столь четких правил, которые описали М.В.Гзовский и его коллеги.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ОЧАГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Привлечение тектонофизических представлений позволило М.В.Гзовскому внести определенные дополнения в существующие оценки напряжений [Гзовский, 1970].

1. Сложная форма разрывов делает неправдоподобным предположение о полном снятии напряжений в пределах очага. Физически невоз-

можно, чтобы неизменные за пределами очага напряжения на его границе скачкообразно упали до нуля и были бы одинаково полностью сниженными по всему объему очага. Ясно, что граница очага условна. Она окружает область, в которой изменения напряжений (приведшие к землетрясению) становятся практически заметными.

У самой границы очага эти изменения должны быть малы, а затем усиливаться по мере углубления в очаг и приближения к разрыву.

Все это показывает, что расчеты, включающие предположение о полном снижении напряжений до нуля по всему объему очага и не учитывающие доли энергии, затраченной на пластические деформации и трение по разрывам, приводят к заведомо сильно заниженным оценкам первоначальной величины потенциальной энергии упругой деформации и касательной энергии в очаге. В случае простейшего плоского разрыва, принимая во внимание одну только неравномерность распределения напряжений в очаге после образования разрыва, следует допускать, что выделившаяся в виде сейсмических волн энергия может составлять не 100%, а только 10% от первоначального количества энергии в очаге. Это означает, что напряжения в очаге могут предполагаться втрое большими по сравнению с традиционными сейсмологическими оценками. Иными словами, в тектонически и сейсмически наиболее активных регионах верхний предел напряжений можно поднять не до 300 кг/см², как считалось, а до 900-1000 кг/см².

2. Известно, что тектонические разрывы возникают и в платформенных областях, и в областях горообразования, которые должны различаться по величине напряжений. Поэтому допускается, что, в соответствии с теорией длительной прочности, разрывы появляются при разной величине напряжений. Эта теория требует для разрушения горных пород определенного сочетания величины напряжений с длительностью их действия. В сейсмологии она еще не получила распространения, хотя и ближе к действительности, чем принятые идеи о некоторой постоянной прочности. Итоги расчетов, исходя из этого предположения, составили основу известной «Карты (схемы) относительной величины верхнего предела максимальных касательных напря-

жений в земной коре в СССР (по данным об энергии и повторяемости) и направление главных напряжений в очагах землетрясений».

3. Для тектонических движений характерна неравномерность во времени, близкая к многостепенной периодичности. Это приводит, в частности, к достоверно зарегистрированному уменьшению средней величины скорости пластической деформации горных пород с увеличением времени осреднения. Поэтому вызывающие разрушения длительно действующие напряжения следует рассматривать не как постоянные, а как сложно изменяющиеся во времени свою величину, знак и направление. Поскольку изменения напряжений, происходящие даже в течение нескольких дней, не создают заметных ускорений отдельных участков коры и не сопровождаются проявлением инерционных сил, действие тектонических напряжений нельзя называть динамическим. Они относятся к статическим.

Динамические напряжения земная кора испытывает при прохождении сейсмических волн. Эти напряжения невелики, однако, накладываясь на длительно действующие статические тектонические напряжения, они могут играть роль «последней капли, переполнившей сосуд», или «спускового крючка», и могут стать поводом для появления крупного разрыва и вызываемого им землетрясения. Эту роль могут играть и вариации напряжений, вызываемые приливами в твердой Земле, атмосферным давлением, осадками и другими нетектоническими причинами.

Развитие тектонического разрыва надо представлять себе как весьма длительный и сложный процесс, в котором необходимо различать много этапов и составляющих их стадий. Напряжения в окрестностях разрыва многократно изменяются. Возникая и разрастаясь из-за действия напряжений, разрыв, в свою очередь, видоизменяет поле напряжений.

ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Подведем итоги, хотя М.В. Гзовский сам прекрасно сделал это, подготовив и опубликовав многочисленные работы (в том числе [Гзовский, 1957, 1960, 1962, 1964, 1970; Гзовский и др., 1960а, б, 1968]), ставшие основой его знаменитого труда «Основы тектонофизики» [1975], изданного усилиями преданных ему учеников. Как отметил Г.П.Горшков [1984], М.В.Гзовский создал новое направление в тектонике, притом непосредственно относящееся к сейсмотектонике.

Он изложил физические основы теории тектонических процессов, рассмотрел с позиции тектонофизики геологические критерии сейсмичности и затронул вопросы о состоянии глубоких недр Земли, напряженном состоянии земной коры и энергии тектонических процессов. Оригинальные исследования М.В.Гзовского имеют большое значение для сейсмотектоники.

Из всего сказанного возникают вопросы.

Как случилось, что в работах по сейсмическому районированию мы недалеко ушли от времени и идей М.В.Гзовского?

Почему востребованность всех научных работок Михаила Владимировича Гзовского воз-

растает с каждым годом, на протяжении более четверти века?

Может быть, эти и многие другие вопросы и есть вечная Память об этом прекрасном Человеке и Ученом?

ЛИТЕРАТУРА

- Бунэ В.И., Введенская Н.А., Гзовский М.В.* Методические основы обзорного сейсмического районирования (на примере Средней Азии) // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968, С. 26-61.
- Гзовский М.В.* Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. Ч. 1, 2. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957. N 2. С. 141-160. N 3. С. 273-283.
- Гзовский М.В.* Тектонофизика и сейсмическое районирование // Бюл. Совета по сейсмологии N 8. Вопросы сейсмического районирования. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 67- 72.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гзовский М.В.* Тектонофизика и прогноз землетрясений. // Acta Techn. Acad. sci. Hung. Budapest, 1961. Vol. 37, fasc. 3/4., P. 435-456.
- Гзовский М.В.* Тектонофизическое сопоставление новейших тектонических движений с сейсмичностью, гравитационными аномалиями, магматизмом и глубинными процессами в пределах СССР. // Активизированные зоны земной коры, новейшие движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964. С. 58-77.
- Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений и очаги землетрясений // Земная кора сейсмоопасных зон: Верхняя мантия, М.: Наука, 1973. № 10. С. 38-55.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Леонов Н.Н., Резанов И.А., Рейснер Г.И.* Карта новейших тектонических движений Средней Азии. // Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960а. № 8. С. 1168-1172.
- Гзовский М.В., Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Рейснер Г.И.* Новые принципы сейсмического районирования на примере Центральной части Тянь-Шаня. Ч. 1, 2. // Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1960б. № 2, 3. С. 177-194. С. 353-379.
- Горшков Г.П.* Региональная сеймотектоника территории юга СССР. Альпийский пояс. М., Наука, 1984, 272 с.

ДИНАМИКА РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Г.А.Соболев

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

ВВЕДЕНИЕ

Возникновение и развитие разрывов в горных породах, включающие их динамическое распространение, генетически определяют возникновение землетрясений. В связи с этим классические работы М.В.Гзовского по моделированию и полемому изучению разрывов составляют существенную часть положений, лежащих в основе методик сейсморайонирования и прогноза землетрясений.

В русле основного содержания настоящей статьи, посвященной физическим закономерностям развития сейсмического процесса в пространстве и времени, остановимся на некоторых выводах из работ Михаила Владимировича, подробно рассмотренных в работе [Гзовский, 1975]. На с.158-160 приведенной работы М.В.Гзовский на основе деформирования образцов из глины выделяет следующие стадии формирования макроразрыва сдвигового типа: 1) пластическое сдвигание без разрушения; 2) образование кулисообразного ряда раскрывающихся трещин; 3) возникновение S-образной формы трещин; 4) изменение направления разрастания трещин вследствие деформирования промежутков; 5) соединение концов соседних трещин в результате разрушения промежутков между ними. Подчеркнем два из этих положений, имеющих первостепенное значение для понимания процесса подготовки землетрясения и возникновения предвестников: во-первых, относительное разрыхление очаговой зоны, что определяет изменение разнообразных физических свойств горных пород, во-вторых, разрушение промежутков, лежащие в основе причин генерации краткосрочных предвестников в теории ЛНТ, изложенной в работе [Мячкин и др., 1975].

Особое внимание М.В.Гзовский [1975, с.165-166, рис. 38] уделял эволюции напряженного состояния, в том числе концентрации напряжений на концах формирующихся разрывов. Ниже будет показано, что возникающая в процессе разрывообразования неоднородность и иерархичность напряженного состояния, с одной стороны, обеспечивают принципиальную возможность прогнозирования землетрясения, но, с другой стороны, существенно затрудняют решение задач высоконадежного прогноза места и магнитуды.

Далее на с. 262 М.В.Гзовский [1975] отмечает: "... мы считаем, что глубокие части земной коры рассечены густой сетью залеченных тектонических разрывов. Они имеются в любом участке, но обновляются и становятся сейсмогенетичными только в тех участках, которые испытывают повышенные касательные напряжения". Автор вводит, таким образом, понятие сейсмоактивных разрывов. Именно эволюция множества сейсмогенерирующих разрывов легла в основу так называемого концентрационного критерия сейсмогенных разрывов [Соболев, Завьялов, 1980; Куксенко, 1986], успешно используемого для определения критической стадии подготовки сильных землетрясений.

На с. 264-265 М.В.Гзовский [1975] подчеркивал: "Широко используемая при сейсмическом районировании гипотеза о постоянстве среднего сейсмического режима определенной территории нуждается в существенном дополнении в виде оговорки о том, что постоянство режима можно констатировать лишь для ограниченных промежутков времени. Длительность таких промежутков необходимо специально выявлять". Недостаточно строгое применение этого предупреждения привело к некоторым ошибкам при составлении карты сейсмического районирования СР-78, в которой количественным характеристикам современного сейсмического режима придавалось слишком большое значение. В то же время в соответствии с этим положением установлены стадии сейсмического цикла, лежащие в основе долгосрочного прогноза землетрясений [Федотов, 1968], и в результате статистической обработки найдены интервалы нестационарности режима, используемые при среднесрочном прогнозе землетрясений [Габриелов и др., 1986].

М.В.Гзовский одним из первых понял важное значение длительной прочности горных пород для тектонофизики. Его формула

$$\partial = \delta / 2.7 \sigma^s, \quad (1)$$

связывающая длительность действия касательных напряжений до возникновения разрыва ∂ с

величиной этих напряжений σ и прочностными свойствами пород δ и ζ , близка основному положению кинетической концепции прочности [Журков, 1968], определяющему время жизни $\tau_{кр}$ деформируемого твердого тела:

$$\hat{\sigma}_{кр} = \hat{\sigma}_0 \exp[(U_0 - \gamma\sigma)/kT], \quad (2)$$

где $\hat{\sigma}_0$ – коэффициент, определяющий величину тепловых колебаний атомов; U_0 – энергия активации процесса разрушения, γ – структурно чувствительный параметр; k – постоянная Больцмана; T – температура. Кинетическая концепция

прочности и понятие длительной прочности горных пород лежат в основе современного подхода к определению вероятности возникновения и времени возможного сейсмического события [Ризниченко, 1976].

Приведенные выше выдержки из работ М.В.Гзовского составляют только малую часть его исследований, результаты которых используются в сейсмологии. Мы ограничились ими потому, что далее в статье рассмотрена только одна проблема: выявление последовательных стадий развития очага землетрясения с целью прогноза этого типа природных катастроф.

ЛАБОРАТОРНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Рассмотрим динамику развития сейсмического процесса в его связи с разломообразованием. Это имеет основополагающее значение для понимания физики очагов землетрясений, обоснования работ по сейсмической опасности и прогнозу землетрясений.

Начнем с моделирования. Были выполнены серии опытов на блоках гранита, базальта, известняка, пиррофиллита и бетона, в состав которого входил кварцевый песок и гранитный или известняковый щебень. Блоки имели размеры от 10^2 до 10^8 см³ и деформировались в условиях одно-, двух- или трехосного сжатия со скоростями деформирования от 10^{-6} до 10^{-8} 1/с. Методики и результаты опытов подробно описаны в работах [Соболев, Кольцов, 1988; Соболев, 1993]. Остановимся здесь только на наиболее общих результатах, подтверждающихся в экспериментах разного типа.

На рис. 1 показаны результаты эксперимента по формированию макроразрыва в ситуации так называемой сейсмической брешы. Формирование разрыва сопровождается появлением концентрации напряжений на концах прежде существовавших разрывов. Эти области растут. Их слияние происходит на интервале предельных нагрузок, после чего образуется эшеланообразная система разрывов. Возникает сложная, неоднородная структура поля напряжений. На запредельной стадии деформирования разрыв окончательно формируется, становится более гладким, а структура поля напряжений упрощается.

Отметим следующий важный эффект. Изменение локальных деформаций в области будущего макроразрыва и вне ее различно. На стадии запредельного деформирования при падающей нагрузке F деформации, которые регистрируются тензометрами 1 и 2, установленными на трассе будущего макроразрыва, продолжают возрастать.

В то же время они возвращаются к исходному уровню в районе тензометров 3 и 4, расположенных дальше от центра разрыва. Материал разделяется на внутреннюю и внешнюю зоны с различными свойствами. Во внутренней зоне развивается неустойчивая деформация, а внешняя зона становится упругой, что подчеркивается линейным соотношением между падающими нагрузкой F и деформацией ϵ . Сдвиг максимумов локальных деформаций во времени от 4 к 1 свидетельствует о миграции границы между этими зонами, т.е. о постепенной локализации неустойчивой деформации во все более узкой области будущего макроразрыва.

Естественно, что при множественном образовании разрывов разного размера и ориентировки результирующее поле деформаций (и напряжений) существенно отличается от исходного, существовавшего на ранних этапах деформирования. Оно становится сложным, мозаичным, что демонстрирует рис. 2. Площадь грани между концами существующих разрывов покрыта системой тензометров, ориентированных вдоль и поперек вертикальной нагрузки и наклоненных к ней под углом 45° . Это давало возможность вычислять величину и ориентировку деформаций сжатия, растяжения и сдвига по площади грани.

На рис. 2 показано, как изменялся тензор плоской деформации $J = \epsilon_{гориз} + \epsilon_{верт}$ в отдельных элементах грани во времени, а также ориентировка максимальных деформаций сжатия перед динамическим распространением макроразрыва, соединившего концы прежде существовавших разрывов. Регистрировавшееся в начальной стадии опыта относительно однородное поле субвертикальных деформаций становилось мозаичным по мере возникновения небольших разрывов. При этом возникли перемежающиеся облас-

ти относительного сжатия (белые квадраты) и растяжения (поле точек).

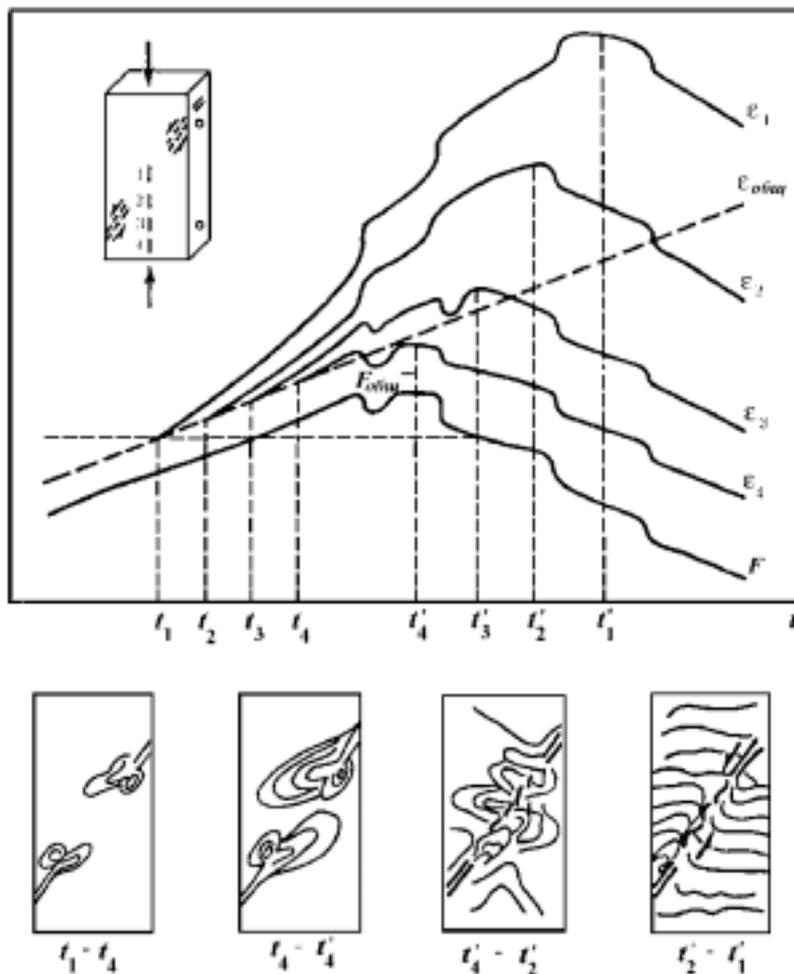


Рис. 1. Результаты регистрации локальных деформаций в сопоставлении с развитием макроразрыва.
1-4 – тензодатчики. На схемах внизу показаны изменения рельефа грани по данным лазерной интерферометрии

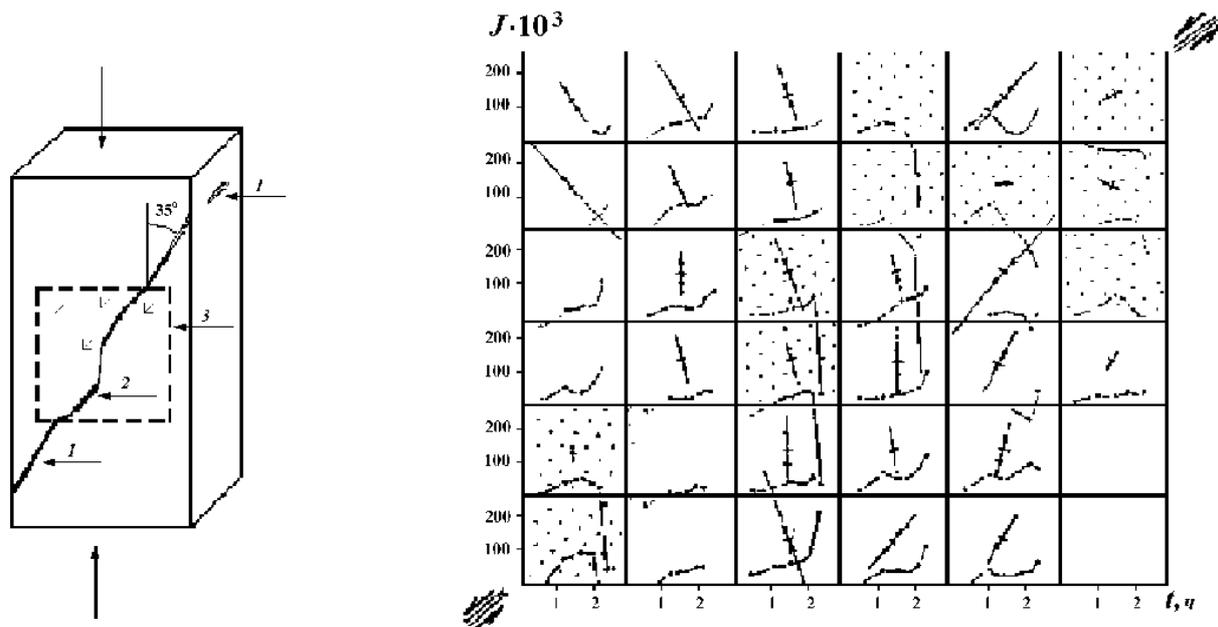


Рис. 2. Конструкция модели (а) и результаты регистрации 1-го инварианта тензора плоской деформации перед динамическим распространением макроразрыва (б).
1 – существующие разрывы; 2 – трасса макроразрыва; 3 – поверхность грани, покрытая тензодатчиками

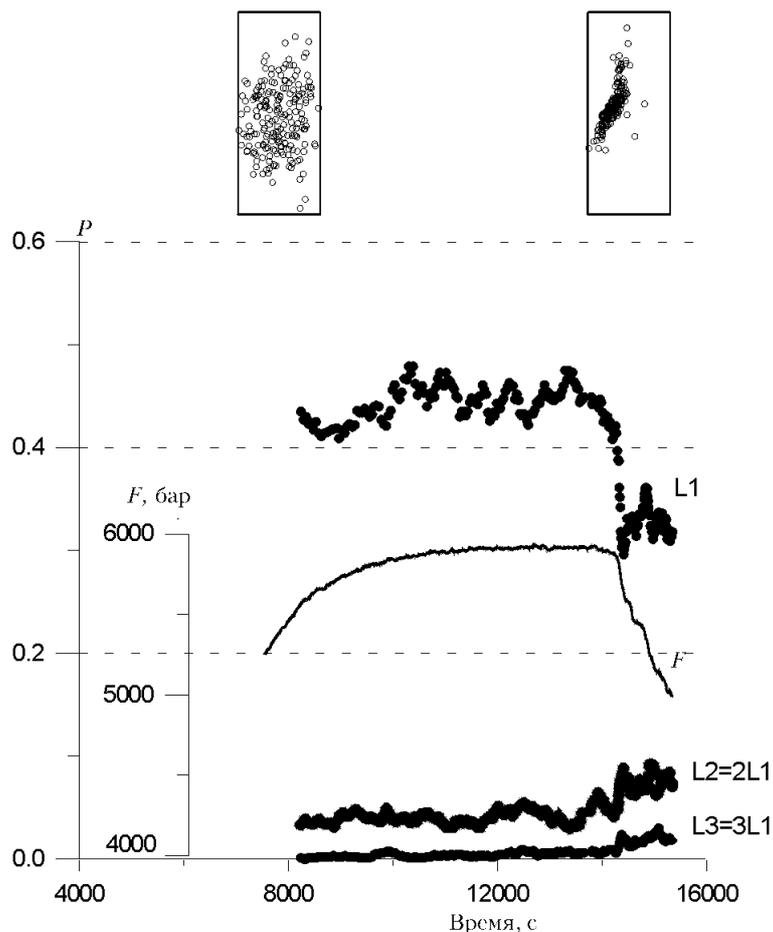


Рис. 3. Относительное изменение интенсивности акустических сигналов различных энергетических классов, соответствующих разным длинам трещин.

Рассмотрим особенности сейсмического излучения при развитии макроразрыва. Исследование акустической эмиссии при лабораторном деформировании образцов горных пород широко распространено как один из подходов к выяснению закономерностей сейсмичности. Акустическую эмиссию и естественную сейсмичность роднит общий физический базис – оба явления вызваны динамическим развитием разрывов в твердом веществе, хотя их размеры различаются на много порядков. На рис. 3 показано распределение гипоцентров акустических сигналов в образце гранита, подвергнутом деформированию в установке высокого давления. Методика эксперимента описана в работе [Ponomarev et al., 1997], а некоторые результаты – в работе [Соболев, Пономарев, 1999].

Из рис. 3 следует, что довольно равномерное распределение гипоцентров по объему образца на этапах возрастания нагрузки F сменяется в зоне будущего макроразрыва локализованным. Исходя из энергии зарегистрированных акустических сигналов E , можно оценить размер гене-

рирующих их трещин на основе соотношения $\lg R = \alpha \lg E + \beta$ [Ризниченко, 1976]. Увеличение энергии на порядок соответствует в первом приближении удвоению длины генерирующего сейсмическое излучение разрыва. Видно, что при формировании очага макроразрушения во время падения приложенной нагрузки F относительное количество трещин небольшого размера $L1$ уменьшается (затишье), в то время как для трещин большего размера $L2$ и $L3$ оно растет (активизация).

На рис. 4 показано, что ход акустической эмиссии внутри зоны формирующегося макроразрыва и вне ее противоположен. Внутри зоны она нарастает, а во внешней зоне падает. Это объясняется охарактеризованным выше (см. рис.1) эффектом разделения материала на внутреннюю область неустойчивой деформации (трещинообразования) и внешнюю – упругую.

Формирование макроразрыва происходит на том этапе нагружения, когда материал достигает метастабильного состояния. В этих условиях возникновение очередного разрыва с большей

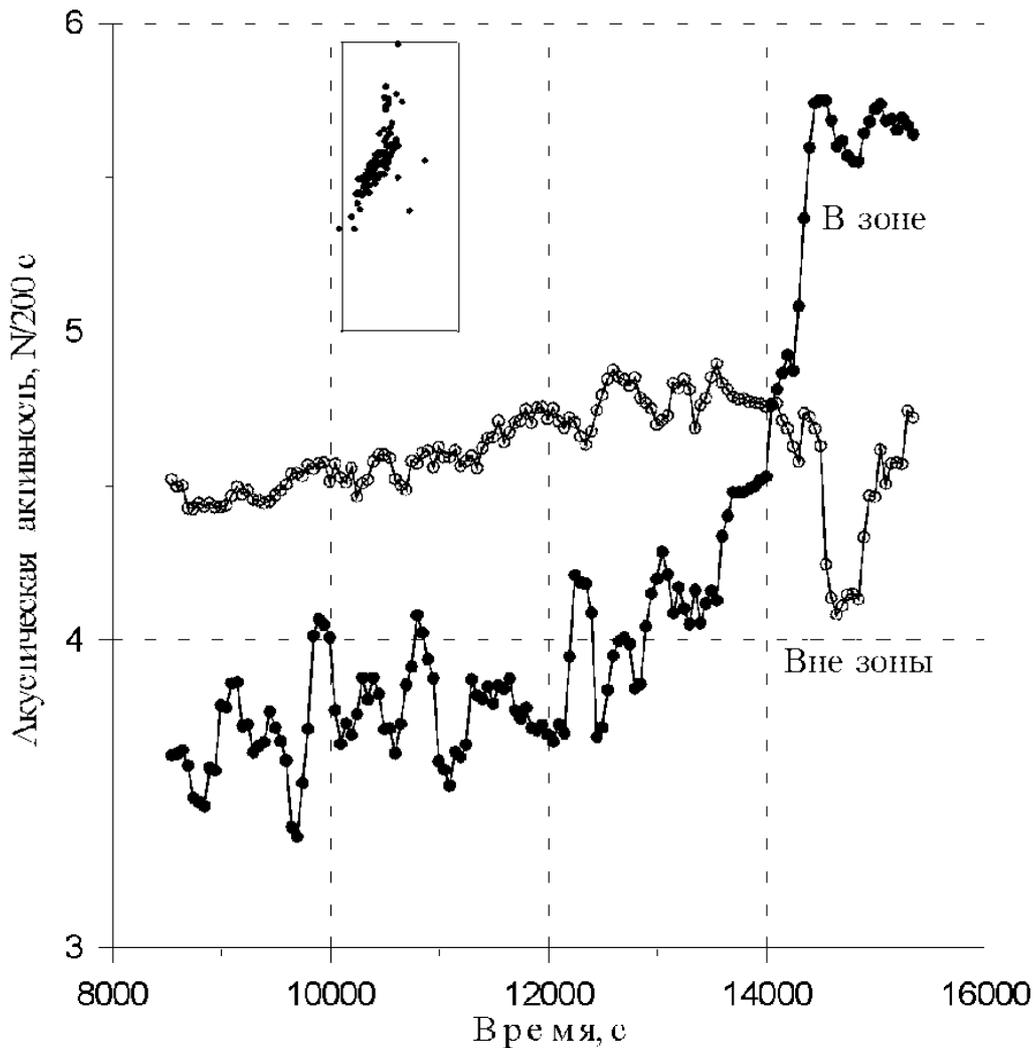


Рис. 4. Изменение интенсивности акустических сигналов всех энергетических классов внутри и вне зоны разрушения.

вероятностью вызывает образование новых или удлинение существующих разрывов, особенно в близлежащей области, следствием чего является повышенная вероятность возникновения кластеров акустических сигналов. Этот эффект исследовался следующим образом. Считалось, что кластер – это появление двух или более акустических сигналов, если местоположение их гипоцентров, разница во времени возникновения и энергия удовлетворяют условиям: 1) расстояние между гипоцентрами должно быть меньше критического, вычисляемого по формуле

$$R_{кр} = 3R + \varepsilon; \quad (3)$$

2) время между двумя событиями должно быть также меньше критического, вычисляемого по формуле

$$T_{кр} = a \cdot 10^{bK} - t_0 \quad (4)$$

Методики выбора коэффициентов в этих уравнениях изложены в работах [Соболев, Васильев, 1991; Соболев, Пономарев, 1999].

Рассмотрим последовательность возникновения и местоположение кластеров в ходе эксперимента. На рис. 5 показано распределение событий, инициирующих кластеры двух видов: состоящих из минимального числа акустических импульсов (двух) и более длинных. По оси ординат отложено их расстояние относительно плоскости макроразрыва. Здесь же показано распределение гипоцентров всех акустических сигналов. Появление цепочек «длинных» кластеров отмечается раньше времени падения нагрузки F , а их локализация указывает на место будущего макроразрыва.

Обобщая данные моделирования, подчеркнем, что при формировании макроразрыва, т.е. очага микроземлетрясения, четко проявляются

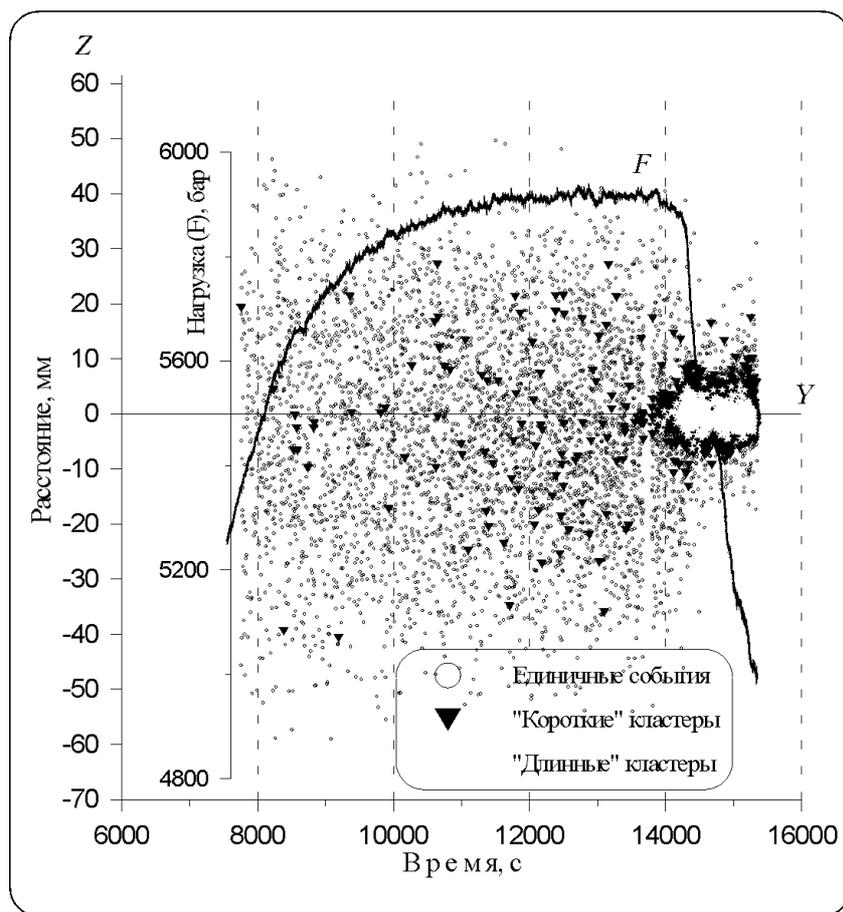


Рис. 5. Пространственно-временное распределение единичных акустических событий, коротких кластеров и длинных кластеров в плоскости YZ.

1 - единичные события; 2 - «короткие» кластеры; 3 - «длинные» кластеры

следующие стадии: сейсмическое затишье, локализация гипоцентров и увеличение сейсмической активности в зоне очага, кластеризация сейсмических событий. Все эти стадии неразрывно свя-

заны с соответствующими этапами образования разрывов от их объемного до локализованного распределения, укрупнения, кластеризации и формирования эшелонов разрывов.

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Покажем на одном примере, что свойства разломных зон, отличающиеся от вмещающей среды, в большой степени ответственны за формирование предвестников землетрясений. В районе г. Ашхабада были выполнены высокоточные повторяющиеся измерения полного вектора геомагнитного поля [Авагимов, 1991] на ряде профилей, идущих как по разломам, так и вкrest их простираения (рис. 6, а). 7 сентября 1978 г. к северо-востоку от г. Ашхабада произошло землетрясение с магнитудой $M=4.4$.

Перед ним были зарегистрированы аномалии геомагнитного поля по всем пикетам, расположенным в зонах разломов (рис. 6, б, в). Однако на пересекающем разлом профиле к югу от г. Ашхабада интенсивные аномалии отмечены

только на пикетах 148-150, расположенных в зоне разлома (рис. 6, з).

Параллельные измерения деформаций земной поверхности, электросопротивления, теллурических токов и уровня подземных вод в скважинах позволили прояснить природу аномалий. Они возникают в разломных зонах под влиянием интенсивных деформаций и трещинообразования, сопровождаемых изменением порового давления подземных вод.

Высокая тензочувствительность пород в разломных зонах определяет большие размеры ареалов проявления предвестников, на один – два порядка превышающих длину возникающих при землетрясении разрывов, что, конечно, усложняет прогноз места землетрясения.

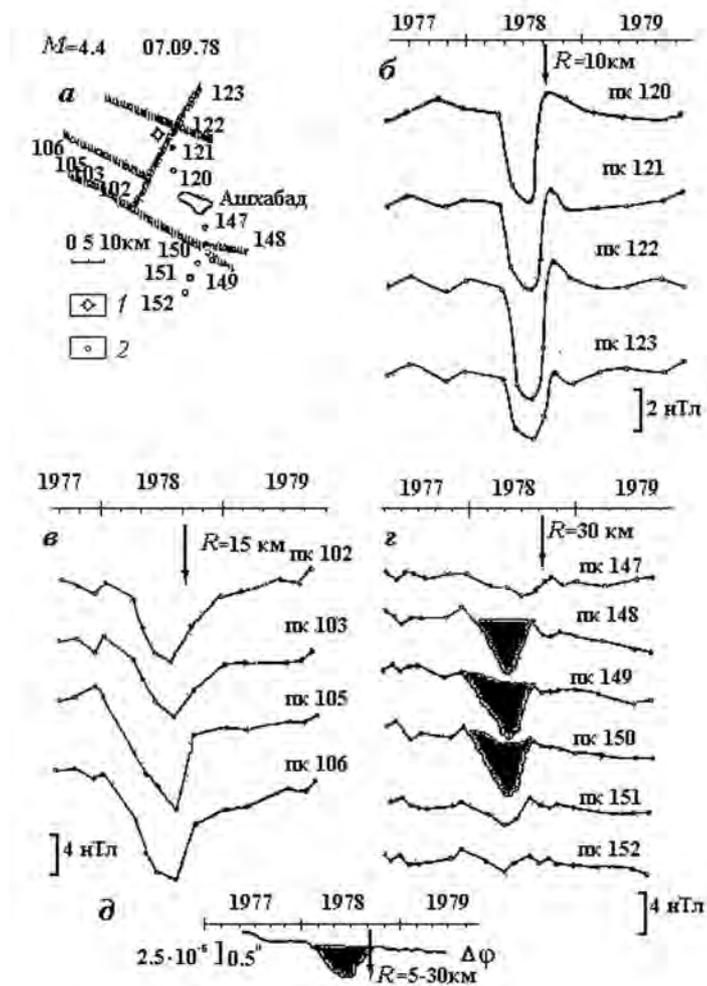


Рис. 6. Схема наблюдений геомагнитных предвестников землетрясений на Ашхабадском прогностическом полигоне (а) и примеры аномалий по трем профилям перед местным землетрясением (б, в, з), а также аномалия в наклоне земной поверхности перед тем же землетрясением (д).

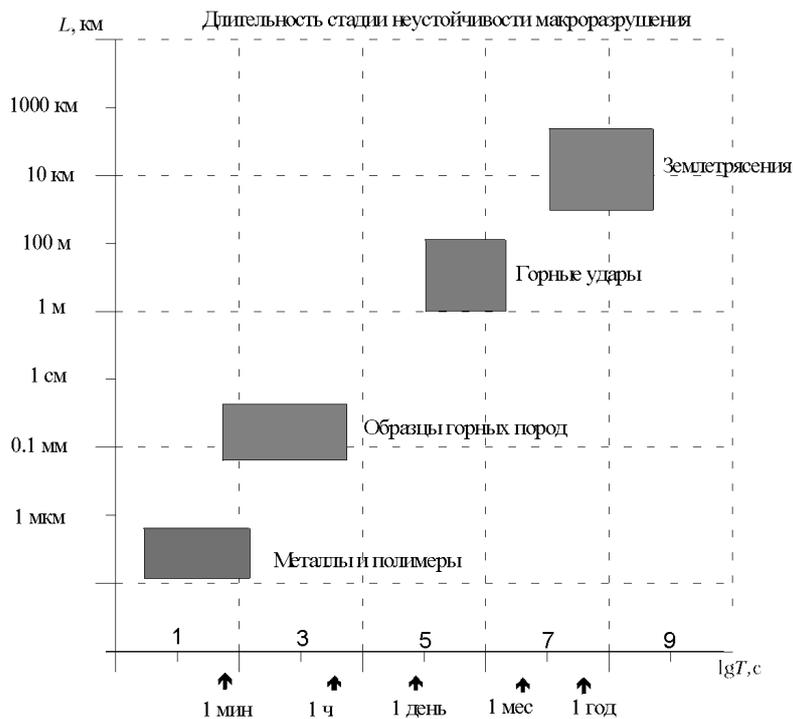


Рис. 7. Возрастание времени подготовки макроразрывов различной длины по данным лабораторного моделирования, наблюдений в шахтах и при землетрясениях.

Длительность подготовки макроразрыва, включающая стадии сейсмического затишья, локализации и кластеризации очагов и проявления разнообразных предвестников, увеличивается в зависимости от размера формирующихся разрывов, что демонстрирует рис. 7. Это могут быть секунды для разрывов длиной в доли миллиметров, минуты – для разрывов в несколько миллиметров, дни – для разрывов в десятки метров. Продолжая близлинейную зависимость времени $\lg T$ от размера L , можно полагать, что для землетрясений с разрывами в десятки километров длительность интервала неустойчивости очага будет измеряться месяцами и годами. Увеличение длительности связано с различной скоростью нагружения этих разномасштабных объектов.

Очаги большинства разрушительных землетрясений расположены на глубинах в первые десятки километров, и далеко не во всех случаях их можно связать с конкретными разломами, местоположение и геометрия которых на таких глубинах определяются неточно. Особенно это относится к разломным зонам под океанами. В этих случаях исследование названных стадий сейсмического режима позволяет выявлять очаг и следить за его развитием. Нами [Соболев, Тюпкин, 1996, 1998] были разработаны алгоритмы и программное обеспечение для выявления разных стадий сейсмического режима посредством анализа слабой сейсмичности.

Поиск стадий сейсмического затишья и последующей форшоковой активизации основан на алгоритме *RTL*. Он представляет собой произведение трех функций:

$$RTL = R \cdot T \cdot L,$$

где

$$\begin{aligned} R(x,y,z,t) &= [\sum \exp(-r_i/r_0)] - R_s, \\ T(x,y,z,t) &= [\sum \exp(-t_i/t_0)] - T_s, \\ L(x,y,z,t) &= [\sum \exp(\ell_i/r_i)^p] - L_s. \end{aligned} \quad (5)$$

Здесь x,y,z,t – координаты и время анализируемого сильного землетрясения; r_i, t_i – эпицентральные расстояния и времена текущих землетрясений энергетических классов $8.5 \leq K < 14$ относительно эпицентра и времени более сильного прогнозируемого землетрясения; ℓ_i – размер очага текущего землетрясения, вычисляемы по формуле $\lg \ell_i = 0.244 \lg K_i - 2.266$ [Ризниченко, 1976]; r_0, t_0 – коэффициенты, характеризующие функции влияния происшедшего текущего землетрясения в зависимости от его уда-

ленности от эпицентра сильного землетрясения (r_0) и удаленности по времени от момента сильного землетрясения (t_0); $p=1$. Поправки R_s, T_s, L_s исключают тренды соответствующих функций.

Одним из преимуществ алгоритма *RTL* при поиске аномалий сейсмического затишья и форшоковой активизации является его высокая чувствительность по отношению к вариациям многолетнего фона. Понижение значений соответствует стадии сейсмического затишья, а последующее восстановление к нулевому уровню фона характеризует стадию форшоковой активизации.

На рис. 8 представлены графики параметра *RTL* в единицах стандартного отклонения σ перед тремя сильными землетрясениями Камчатки. Для удобства сопоставления все графики даны на интервале продолжительностью 7 лет, хотя величина σ для каждого графика рассчитана на многолетнем интервале длительностью от 1 января 1962 г. до момента соответствующего сильного землетрясения.

Как следует из рис. 8, перед всеми рассмотренными землетрясениями выделялись стадии затишья и последующей активизации. Перед землетрясением 2 марта 1992 г. (№ 1) затишье началось за 2.2 года и продолжалось 1.7 года. Перед землетрясением 13 ноября 1993 г. (№ 2) эта стадия началась за 3 года и продолжалась 1.2 года. Перед землетрясением 5 декабря 1997 г. (№ 3) начало затишья отмечено за 3.7 года и его длительность оценивается в 1.7 года. Соответствующие стадии форшоковой активизации составляли для указанных трех землетрясений 0.5, 1.8 и 1.7 лет. Величины отклонений от фона во всех случаях в несколько раз превышали уровень многолетних значений σ . Подчеркнем, что показанные на рис. 8 графики *RTL* относятся к местоположению эпицентров соответствующих сильных землетрясений.

В работах [Соболев, Тюпкин, 1996, 1998] было представлено площадное распределение аномалий сейсмического затишья и форшоковой активизации перед землетрясениями 2 марта 1992 г. и 13 ноября 1993 г. Было отмечено, что линейные размеры аномалий затишья составляют около 100 км, а эпицентры сильных землетрясений находятся в краевых зонах аномалий. Аномалии форшоковой активизации локализованы вблизи эпицентров сильных землетрясений, а их линейные размеры для указанных двух сейсмических событий составляют около 50 км.

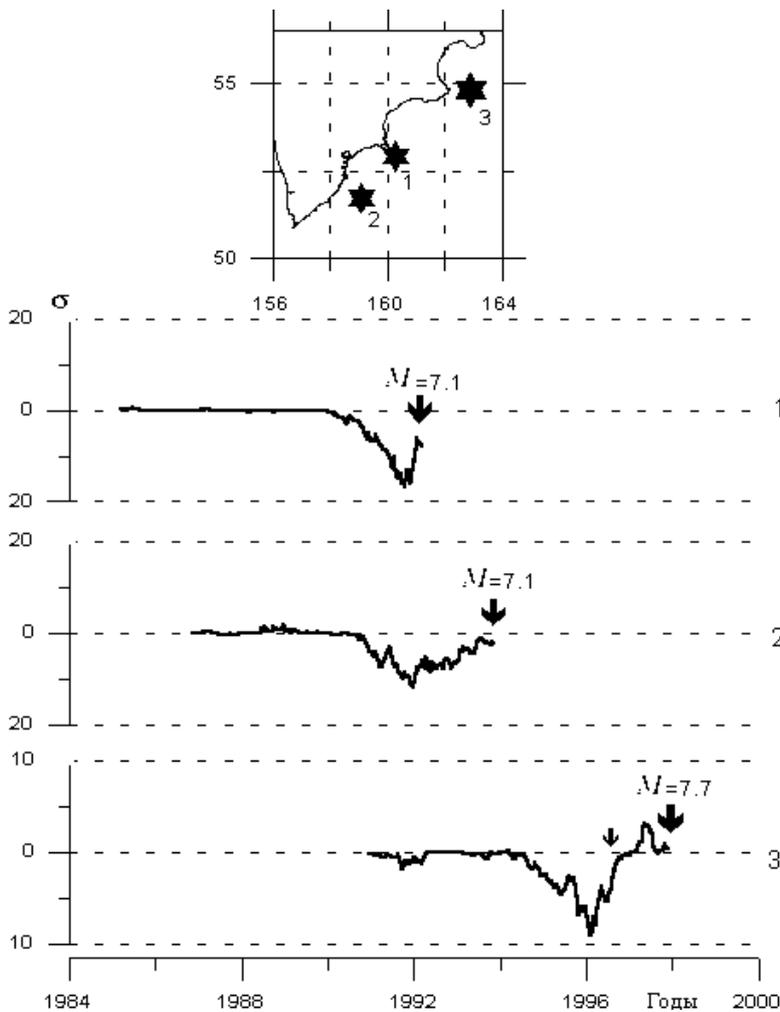


Рис. 8. Местоположение эпицентров трех сильных камчатских землетрясений 2 марта 1992 г., 13 ноября 1993 г. и 5 декабря 1997 г. (на врезке) и соответствующие им графики 1, 2, 3 параметра RTL в единицах стандартного отклонения от многолетнего фона в местах их эпицентров. Полая стрелка на графике 3 - время подачи прогностического сообщения в Экспертный совет по прогнозу землетрясений при МЧС России.

Продemonстрируем эти свойства для землетрясения 5 декабря 1997 г. с магнитудой $M=7.7$ [Соболев, 1999], отметив, что среднесрочный прогноз землетрясения был сделан с опережением в 16 месяцев (полая стрелка на рис. 8).

На рис. 9 представлено площадное расположение аномалии сейсмического затишья перед землетрясением 5 декабря 1997 г. на основе расчетов параметра RTL в ячейках географической сетки с шагом 15 км по широте и долготу. Для каждой ячейки искалось минимальное значение на интервале 1 год до перехода графика 3 на рис. 8 через минимум, т.е. с февраля 1995 г. по февраль 1996 г. Аномалия сейсмического затишья располагается на северо-востоке в районе Камчатского залива. Размеры аномалии определить сложно, так как она выходит за пределы представительного каталога для энергетических классов $K > 8.5$. Землетрясение 5 декабря 1997 г. случилось на расстоянии 110 км от ее центра.

Для построения карты форшоковой активизации был использован следующий алгоритм. Вычислялась разница ΔS между накопленной площадью сейсмогенных разрывов за последний перед сильным землетрясением год S_s и средним ежегодным многолетним значением S_{av} по площадкам $0.5 \times 0.5^\circ$ географической сетки. Площади разрывов оценивались в обоих случаях по формуле $S = \sum 10^{2/3(K_i - K_0)}$, где K_i - энергетический класс текущих событий и $K_0 = 8.5$.

На рис. 10 приведена карта параметра ΔS перед землетрясением 5 декабря 1997 г. Аномальная зона имеет размер порядка 50-100 км, а эпицентр сильного землетрясения практически совпадает с местоположением максимума. Интересно отметить, что одна из значимых аномалий на рис. 10 включает в себя сильнейший афтершок с магнитудой 6.6 землетрясения 5 декабря 1997 г.

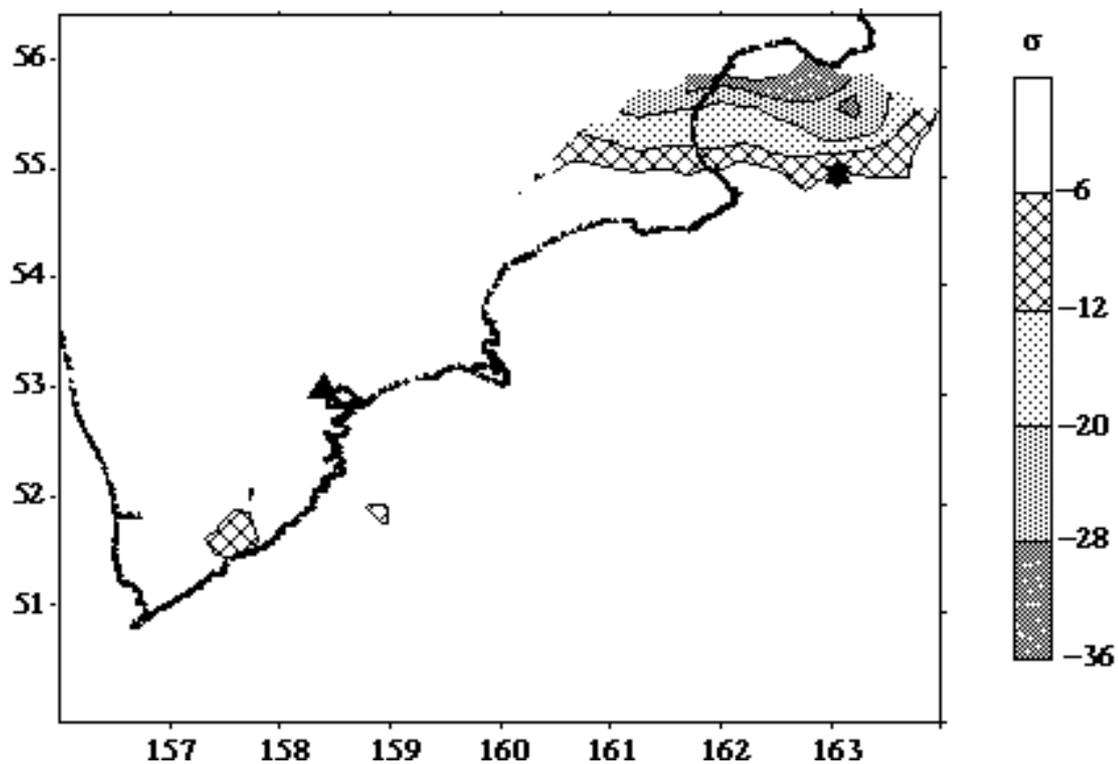


Рис. 9. Расположение аномалии сейсмического затишья перед землетрясением 5 декабря 1997 г. Шкала справа соответствует величине изолинии в долях стандартного отклонения от многолетнего фона. Звездочка - местоположение инструментального эпицентра. Треугольник на рис. 9, 10 - положение г. Петропавловска-Камчатского

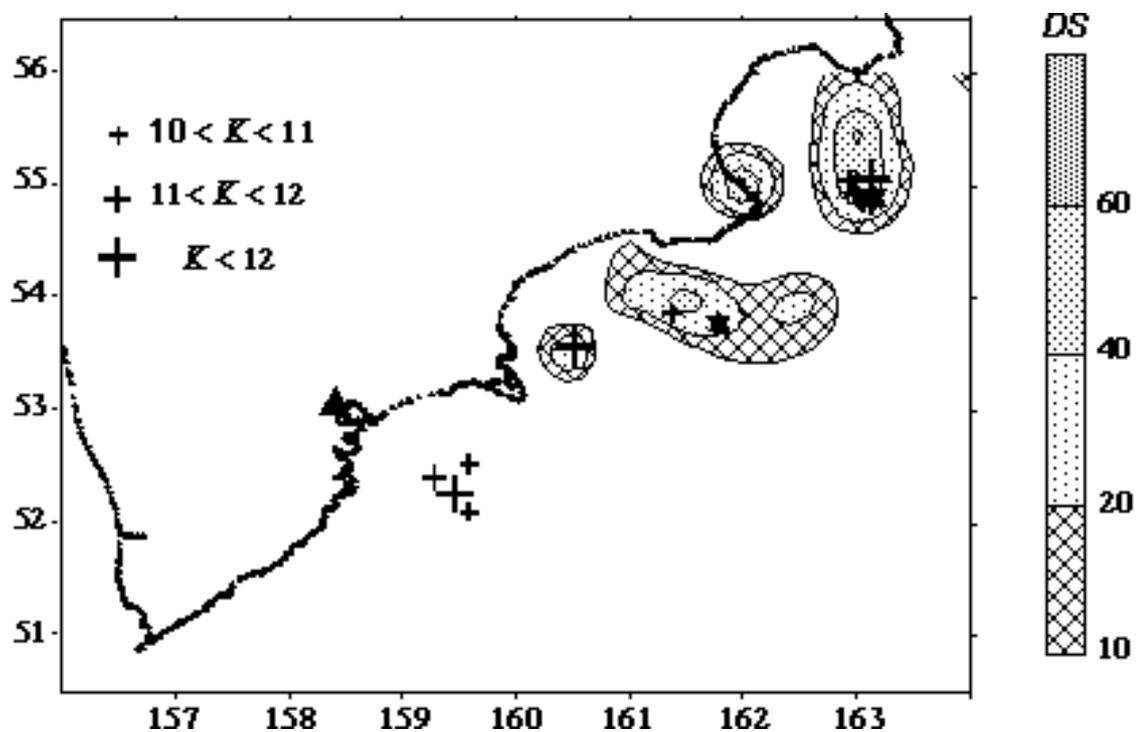


Рис. 10. Расположение аномалий накопленных площадей сейсмогенных разрывов за год до землетрясения 5 декабря 1997 г. Шкала справа соответствует величине изолинии в долях стандартного отклонения от многолетнего фона. Звездочка - местоположение инструментального эпицентра, звездочка меньшего размера - местоположение сильнейшего афтершока 5 декабря 1997 г. Крестиками отмечены эпицентры землетрясений разных энергетических классов K , инициировавшие кластеры и возникшие в течение года до сильного землетрясения

Проведенные нами лабораторные эксперименты свидетельствуют о том, что перед возникновением макроразрыва в его окрестности наблюдается увеличение кластеризации акустических событий. Для проверки этого положения при анализе сейсмичности Камчатки был использован тот же алгоритм, что и при обработке лабораторных данных. Как отмечалось, кластер – это появление двух или более землетрясений, если местоположение их гипоцентров, разница во времени появления и энергия удовлетворяют следующим условиям: 1) расстояние между гипоцентрами должно быть меньше критического, вычисляемого по формуле (3) (R , – размер сейсмогенного разрыва, вычисляемый по формуле $\lg R = 0.244 \lg K - 2.266$, ε – поправка за неточность определения гипоцентров, принятая равной 10 км). Коэффициент 3 соответствует концентрационному критерию разрушения, применяемому при анализе сейсмичности [Соболев, Завьялов, 1980]. Величина $R_{кр}$ в диапазоне землетрясений энергетических классов $8.5 \leq K_i < 14$

менялась от 12 до 52 км; 2) время между двумя событиями также должно было быть меньше критического, вычисляемого по формуле (4). Коэффициент b в формуле (4) выбран равным 0.5, что соответствует относительному уменьшению числа землетрясений более высоких энергий в соответствии с законом Гутенберга-Рихтера. Коэффициент a подобран эмпирически равным 0.01. Кроме соблюдения указанных условий по $R_{кр}$ и $T_{кр}$, к кластерам относились только те группы, в которых предыдущее землетрясение было меньше последующего.

На рис. 10 крестиками разных размеров обозначены эпицентры землетрясений энергетических классов $K > 10$, инициировавшие кластеры и возникшие в интервале 1 года до землетрясения 5 декабря 1997 г. В окрестности его эпицентра выявлены три кластера энергетических классов $K > 10$ и один кластер $K > 12$. Отметим, что группа кластеров 1997 г. возникла в центре Авачинского залива, где до настоящего времени сильного землетрясения не произошло.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При анализе сейсмического режима Камчатки с целью выявления разных стадий подготовки очага сильного землетрясения мы пришли к выводу, что выявить устойчивые закономерности здесь значительно сложнее, чем это удастся по данным изучения акустической эмиссии деформируемого образца горной породы.

Несмотря на самоподобие некоторых элементов строения и процессов в горных породах разного геометрического масштаба, таких как фрактальное строение, иерархия блоков, законы повторяемости событий разной энергии и др. [Садковский и др., 1982], большие по объему объекты наделены некоторыми новыми и сложными свойствами, влияющими на поведение этих объектов, в том числе при развитии процессов неустойчивости. Не ясно, например, насколько на поведение горных пород в глубинах Земли влияют остаточные напряжения, насыщенность

газами, рассолами, геохимические и термодинамические процессы.

Касаясь конкретно Камчатской сейсмоактивной зоны, следует отметить, что ее развитие происходило на протяжении многих геологических периодов, в то время как в лабораторном эксперименте зона макроразрыва формируется в ходе самого опыта. Далее, в структуре Камчатской зоны режимы мелкой сейсмичности до глубин порядка 20-40 км и более глубокой значительно отличаются [Соболев, Тюпкин, 1996], в то время как в образце фоновая акустическая активность распределена по объему более равномерно. Статистика числа землетрясений представительных классов беднее по сравнению с каталогом акустической активности, в связи с чем маловероятно выделение значимых аномалий в сейсмической активности на относительно коротких интервалах осреднения.

ВЫВОДЫ

Современные лабораторные и полевые исследования подтверждают ряд идей и заключений М.В.Гзовского, касающихся связи разломообразования и сейсмичности.

1. Формирование очага сильного землетрясения происходит путем постепенного укрупнения

разрывов с их одновременной локализацией в месте будущего макроразрыва.

2. Изменение поля напряжений в результате эволюции систем активных разрывов играет важную роль в понимании природы очагов землетрясений и свойств предвестников.

3. Исследованиями выявлена динамика развития очагов, которая обуславливает возникновение последовательных стадий сейсмического режима, таких как сейсмическое затишье, форшоковая активизация, локализация, миграция и

кластеризация сейсмичности.

4. Установленные и взаимосвязанные закономерности разломообразования и сейсмичности укрепляют детерминистический базис прогноза землетрясений и используются на практике.

ЛИТЕРАТУРА

- Авагимов А.А.* Динамика электромагнитных процессов в Копетдагском сейсмоактивном регионе: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. 44 с.
- Габриелов А.М. и др.* Долгосрочный прогноз землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, 1986. 125 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Журков С.Н.* Кинетическая концепция прочности // Вестн. АН СССР. 1968. Вып. 3. С. 46-52.
- Куксенко В.С.* Модель перехода от микро- к макроразрушению твердых тел // Физика прочности и пластичности. Л., 1986. С. 36-41.
- Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г.* Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 6-29.
- Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9-27.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* О свойствах дискретности горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 12. С. 3-18.
- Соболев Г.А., Завьялов А.Д.* О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // Докл. АН СССР. 1980. Т.252, № 1. С. 69-71.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
- Соболев Г.А., Кольцов А.В.* Крупномасштабное моделирование подготовки и предвестников землетрясений. М.: Наука, 1988. 203 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Акустическая эмиссия и стадии подготовки разрушения в лабораторном эксперименте // Вулканология и сейсмология. 1999. N 4/5. С. 50-62.
- Соболев Г.А., Васильев В.Ю.* Особенности группирования эпицентров слабых толчков перед сильными землетрясениями Кавказа // Изв. АН СССР. Физика земли. 1991. N 4. С.24-36.
- Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С.* Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1996. N 4. С. 64-74.
- Соболев Г.А.* Стадии подготовки сильных камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1999. N 4/5. С. 63-72.
- Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С.* Стадии подготовки, сейсмологические предвестники и прогноз землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1998. N 6. С. 17-26.
- Федотов С.А.* О сейсмическом цикле, возможности количественного сейсмического районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 121-150.
- Ponomarev A.V., Zavyalov A.D., Smirnov V.B., Lockner D.A.* Physical modelling of the formation and evolution of seismically active fault zones // Tectonophysics. 1997. Vol. 277. P.57-81.

ТИПИЗАЦИЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ДЛЯ ОЦЕНКИ ИХ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА

В.В. Степанов

ЦСГНЭО ГИДРОПРОЕКТ

ВВЕДЕНИЕ

Одним из направлений тектонофизики, развивавшихся Михаилом Владимировичем Гзовским и его последователями, была оценка сейсмической опасности, обусловленной характеристиками геологических структур. К этой области относятся его работы по оценке сейсмического потенциала геологических структур с использованием параметров новейших и современных движений, геометрических параметров разломов, моделирования полей напряжений геологических структур на оптически активных материалах. Особое значение проблема оценки сейсмической опасности приобрела в последние десятилетия в связи со строительством крупных, особо ответственных и экологически опасных промышленных объектов, при проектировании которых необходим учет сейсмических событий редкой повторяемости.

Как показала практика сейсмического районирования территории СССР, использовавшая наиболее передовые и современные методы долгосрочного прогнозирования интенсивности сейсмических воздействий, в период действия карты (около 10 лет) неоднократно происходили сейсмические события, превышавшие указанные на ней значения максимальной интенсивности на I-III балла. Причем, эти события происходили как в районах, считавшихся асейсмичными (зона 5 и менее баллов – Газлийские землетрясения, $I_0 = 9-10$) и слабо сейсмичными (зона 6 баллов – Нефтегорское землетрясение на Сахалине, $I_0 = 9$), так и в сейсмически активных районах. Так на Кавказе в семибальных районах, по карте СР-78, произошли девятибальные – Спитакское, Рачинское, Борисахское землетрясения. Аналогичные явления известны и в других странах мира.

Известно большое количество случаев, когда не ожидавшиеся сильные землетрясения возникали в непосредственной близости от крупных промышленных объектов после их возведения. Таким образом становится очевидным, что существующие методы долгосрочного прогноза землетрясений недостаточно надежны для их применения в практике оценки сейсмической опасности.

Постоянно возрастающее количество экологически опасных производств приводит мировое сообщество к необходимости постоянно повышать уровень безопасности этих производств, которая выражается в учете природных и, в том числе, сейсмических события все более редкой повторяемости. Так, в российских нормах предусмотрен учет сейсмических событий с вероятностью возникновения на площадке или вблизи площадки промышленного объекта, с $P=10^{-4}$. Теоретическое решение подобных задач, в рамках классической сейсмологии, в большинстве случаев не корректно. В тоже время это не означает, что невозможно практическое решение задачи по обеспечению требуемого уровня безопасности. К примеру, если строительство объекта ведется в пределах Европейской части России, где не известны землетрясения с интенсивностью более 7 баллов, возможно обеспечить необходимый уровень безопасности объекта доведением уровня его сейсмостойкости до 7 или 8 баллов. Подобные консервативными подходы, содержатся в Руководствах по безопасности атомных станций МАГАТЭ.

Основной причиной невозможности теоретически корректных решений прогнозных задач, в большинстве случаев, является недостаток сейсмостатистических данных при рассмотрении ограниченных территорий района строительства.

В целях максимального расширения сейсмостатистической базы данных для однотипных сейсмоструктурных структур из-за ограниченности рассматриваемых районов размещения промышленных объектов. В целях расширения сейсмологической базы данных в настоящей работе проведено исследование распределения сильных землетрясений ($M \geq 5.5$) по отношению к глобальным и региональным тектоническим структурам Земного Шара, как одно из возможных приближений к решению задачи о сейсмическом потенциале этих структур.

Под сейсмоструктурными структурами определенного типа понимаются структуры со сходным: геологическим строением и историей геологического развития, механизмом и скоро

стью современных деформаций, типом напряженного состояния, характеристиками сейсмоактивного слоя и параметрами сейсмического режима такими, как повторяемость и максимальный энергетический уровень землетрясений.

Максимальные землетрясения, зарегистрированные в сеймотектонических структурах определенного типа, рассматриваются в качестве максимально возможного сейсмического потенциала этих структур, и с позиции физических предпосылок способны проявиться в любое время, в любой их характерной структурной точке.

Выделение различных типов глобальных и региональных сеймотектонических структур проведено методом сопоставления тектонических структур с распределением землетрясений по площади и по глубине Земного шара.

Тектонической основой являются тектонические карты, карты новейшей тектоники и геодинамическая карта Земного шара и отдельных стран мира [Seismisiti, 1982; Карта, 1984; Тектоническая карта, 1984; Геодинамическая карта, 1987; Map 1992].

В качестве сейсмологической базы данных использованы выборки сильных землетрясений из электронных каталогов землетрясений различных стран мира Мирового Центра Данных

"Твердая кора" РАН (табл. 3), [Новый, 1975; *Pacheco*, 1992; Гарвард, 1998; Каталоги, 1999; *Годзиковская*, 1999], а также опубликованные каталоги и данные о сильнейших землетрясениях мира [*Вознесенский*, 1962; *Рихтер*, 1963; *Ambroseys*, 1970; *Lee*, 1976; Сейсмическое, 1980; *Борисов*, 1982; *Никонов*, 1982; Землетрясения, 1985; *Годзиковская*, 1991; *Молнар*, 1995; *Зобин*, 1997; *Папалашвили*, 1997].

В данной работе значения максимальных зарегистрированных землетрясений земного шара приведены в значениях магнитуд исходных каталогов и в пересчитанных значениях M_s (табл. 1, 3), а для территории Кавказа (табл. 2 и 4) в значениях MLH , близких к M_s . На рис. 1 и 2, M_{max} сеймотектонических структур даны для инструментального периода, как наиболее надежные. В тексте, данные инструментального периода даны без скобок, а до инструментального периода в скобках, как менее надежные.

В методологическом отношении в работе проведена типизация сеймотектонических структур на двух масштабных уровнях: глобальном (рис. 1) и региональном (рис. 2). Выделение внутрирегиональных сеймотектонических структур проведено на примере Кавказа.

СООТНОШЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

В данной работе землетрясения рассматриваются как быстрые сдвиговые тектонические смещения в очагах землетрясений. Сеймотектонические деформации той или иной области, определяются совокупностью этих смещений, и рассматриваются в качестве составной части общих тектонических деформаций, ведущих к формированию рассматриваемой структуры или некоторого ее элемента [*Степанов*, 1979].

Приступая к сеймотектоническому районированию, важно выяснить, какую часть сейсмические деформации составляют в общей тектонической деформации, для определения величины вклада рассматриваемого процесса в формировании геоструктур.

В общем виде тектонические деформации (E_t) можно разделить на пластические деформации преобладающего вязкого течения в мантии и интрузивного внедрения в земную кору ($E_{пл}$); складчатые деформации земной коры ($E_{скл}$); межблоковые разрывные медленные деформации за счет медленных сдвиговых смещений типа ползучести (E_p); быстрые сдвиговые деформации, сопровождающиеся сейсмическими упругими колебаниями горных пород (E_c).

В соответствии с представлениями классической механики за величину деформации принимается отношение величины удлинения или укорочения слоя (ΔL) к его первичной длине (L). Соответственно удлинение слоя (ε_1) характеризуется положительными, а укорочение слоя (ε_3) отрицательными значениями, что выражается следующим неравенством $\varepsilon_1 \geq \varepsilon_2 \geq \varepsilon_3$. При условии неизменности первичного объема $\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 = 0$. Соотношение величин главных деформаций удобно представлять коэффициентом Лоде-Надаи: $\mu_\varepsilon = 2 \frac{\varepsilon_2 - \varepsilon_3}{\varepsilon_1 - \varepsilon_3} - 1$. Тогда, для

случаев складчатости продольного сжатия по геологическим данным могут быть оценены укорочения земной коры с помощью следующего уравнения:

$$E_{скл} = \varepsilon_s = \frac{L_s - L_g}{L_s},$$

где, L_s – длина складчатого горизонта земной коры, измеренная по геологическому разрезу, L_g – горизонтальная проекция этого слоя. В случае

разрывных смещений измеряемого горизонта эти смещения также могут быть замерены по линии смещения слоя.

Объемные тектонические деформации, обусловленные перемещениями по сдвиговым разрывам, как геологическим (E_p) так и сейсмическим (E_c), описываются уравнениями дислокационной теории пластичности [Батдорф, Будянский, 1962] и соответственно могут быть оценены по геологическим или сейсмологическим данным:

$$E_p(E_c) = \varepsilon_{ij} = \frac{1}{2\Delta V} \sum_{k=1}^N aS(n_i^k b_j^k + n_j^k b_i^k),$$

где ε_{ij} – тензор разрывных деформаций; a – амплитуда смещения по разрыву, см; S – площадь сместителя, см²; μ – модуль сдвига, для земной коры принимаемый равным $3 \cdot 10^{11}$ дин·см²; $aS\mu = M_0$ – сейсмический момент очага землетрясения, определяемый по сейсмологическим данным или из эмпирических соотношений с магнитудой землетрясения; n_i – направляющие косинусы нормали к плоскости разрыва; b – направляющие косинусы вектора смещения в плоскости разрыва; $i, j = 1, 2, 3$ или x, y, z ; $k = 1, 2, 3 \dots N$.

Соответственно в данном уравнении:

$$\varepsilon_{xx} = \frac{aS}{2\Delta V} n_x b_x;$$

$$\gamma_{xy} = \frac{aS}{2\Delta V} (n_x b_y + n_y b_x);$$

$$\varepsilon_{yy} = \frac{aS}{2\Delta V} n_y b_y;$$

$$\gamma_{xz} = \frac{aS}{2\Delta V} (n_x b_z + n_z b_x);$$

$$\varepsilon_{zz} = \frac{aS}{2\Delta V} n_z b_z;$$

$$\gamma_{yz} = \frac{aS}{2\Delta V} (n_y b_z + n_z b_y);$$

$$n_x b_x = \cos Yn \cos An \cos Yb \cos Ab;$$

$$n_y b_y = \cos Yn \sin An \cos Yb \sin Ab;$$

$$n_z b_z = \sin Yn \sin Yb;$$

$$(n_x b_y + n_y b_x) = \cos Yn \cos An \cos Yb \sin Ab +$$

$$+ \cos Yn \sin An \cos Yb \cos Ab;$$

$$(n_x b_z + n_z b_x) = \cos Yn \cos An \sin Yb +$$

$$+ \sin Yn \cos Yb \cos Ab;$$

$$(n_y b_z + n_z b_y) = \cos Yn \sin An \sin Yb +$$

$$+ \sin Yn \cos Yb \sin Ab .$$

Здесь Y – углы падения нормали и вектора отсчитываются от горизонтали; A – азимуты падения нормали и вектора смещения по разлому, отсчитываются от северного конца меридиана по часовой стрелке.

$$\varepsilon_x = \varepsilon_x^1 + \varepsilon_x^2 + \varepsilon_x^3 + \dots + \varepsilon_x^N$$

.....

.....

$$\gamma_{xy} = \gamma_{xy}^1 + \gamma_{xy}^2 + \gamma_{xy}^3 + \dots + \gamma_{xy}^N$$

.....

.....

Значения главных деформаций $\varepsilon_{1,2,3}$, определяются как корни кубического уравнения:

$$\varepsilon^3 + I_1 \varepsilon^2 + I_2 \varepsilon - I_3 = 0,$$

где I_1, I_2, I_3 – инварианты тензора деформаций

$$I_1 = \varepsilon_x + \varepsilon_y + \varepsilon_z,$$

$$I_2 = \varepsilon_x \varepsilon_y + \varepsilon_x \varepsilon_z + \varepsilon_y \varepsilon_z - \frac{1}{4}(\gamma_{xy}^2 + \gamma_{xz}^2 + \gamma_{yz}^2),$$

$$I_3 = \varepsilon_x \varepsilon_y \varepsilon_z + \frac{1}{4} \gamma_{xy} \gamma_{xz} \gamma_{yz} - \frac{1}{4}(\varepsilon_x \gamma_{yz}^2 + \varepsilon_y \gamma_{xz}^2 + \varepsilon_z \gamma_{xy}^2).$$

Направляющие косинусы (m_i) главных осей деформаций определяются по формулам:

$$m_x = \mp \frac{D_1}{\sqrt{D_1^2 + D_2^2 + D_3^2}};$$

$$m_y = \mp \frac{D_2}{\sqrt{D_1^2 + D_2^2 + D_3^2}};$$

$$m_z = \mp \frac{D_3}{\sqrt{D_1^2 + D_2^2 + D_3^2}};$$

$$D_1 = 4(\varepsilon_y - \varepsilon_{1,2,3})(\varepsilon_z - \varepsilon_{1,2,3}) - \gamma_{yz}^2;$$

$$D_2 = \gamma_{yz} \gamma_{xz} - 2\gamma_{xy}(\varepsilon_z - \varepsilon_{1,2,3});$$

$$D_3 = \gamma_{xy} \gamma_{yz} - 2\gamma_{xz}(\varepsilon_y - \varepsilon_{1,2,3}).$$

Оценки складчатых, разрывных и сейсмических деформаций укорочения земной коры проведены автором для Внешней зоны Памира, которая расположена между альпийскими орогеническими поднятиями Памира и Тянь-Шаня [Степанов, 1979]. Складчатые деформации укорочения земной коры за альпийский этап тектогенеза (десятки миллионов лет), по субмеридиональному профилю составляют $1-7 \cdot 10^1$.

Разрывные деформации укорочения, обусловленные перемещениями по совокупности геологически установленных разломов за тот же пери

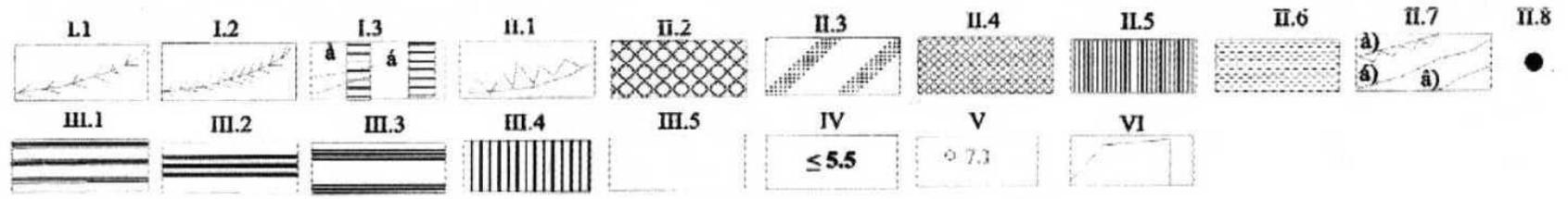
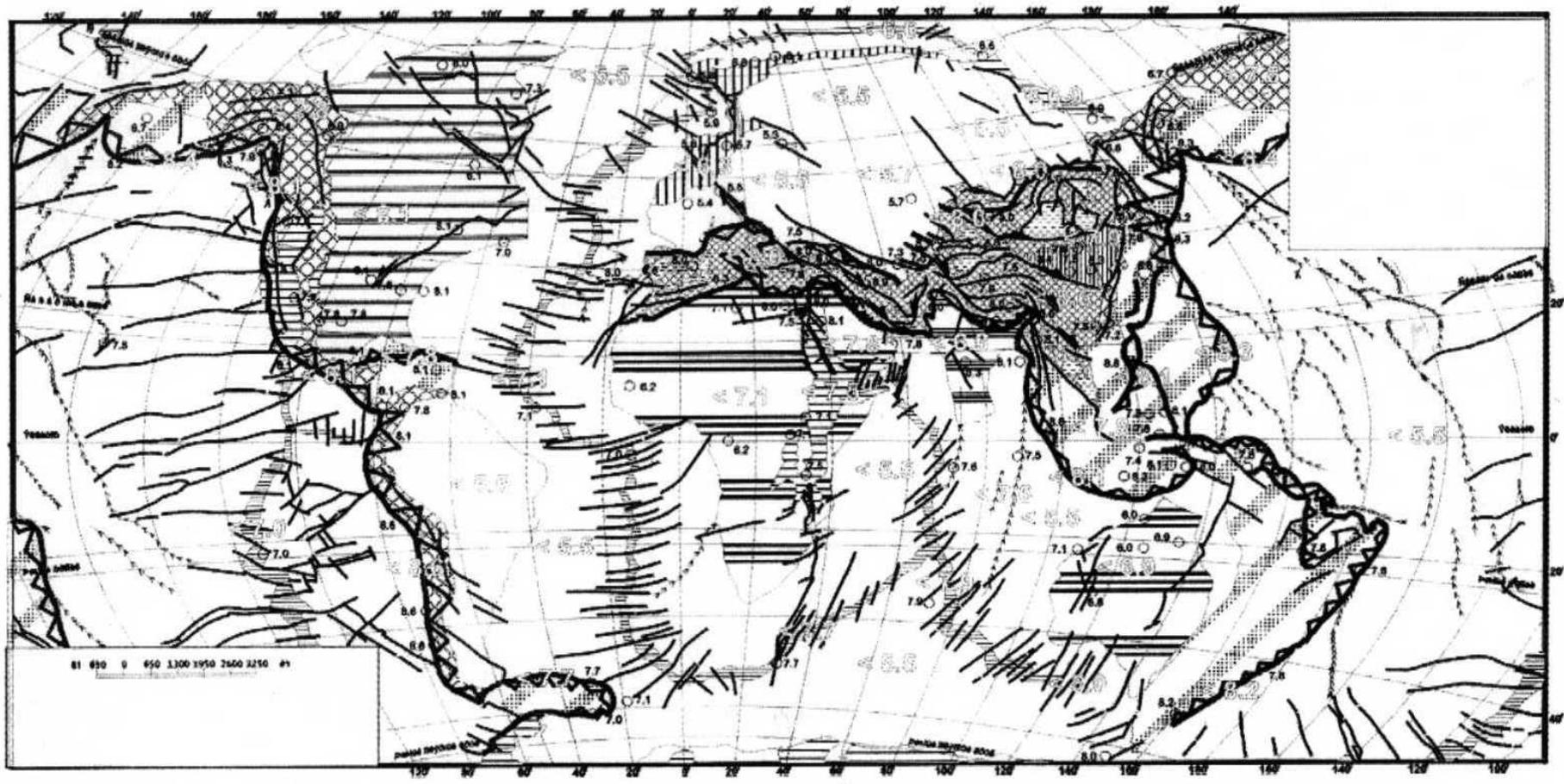


Рис. 1. Сейсмотектоническая модель Земли

Условные обозначения

Глобальные и региональные сейсмотектонические структуры*

А. Структуры новообразования земной коры преимущественно постоянной сейсмической активности

I - Глобальная система структур растяжения, образованных глубинным диапиризмом, спредингом и новообразованием океанической земной коры постоянной верхнекоревой сейсмической активности.

I.1. Океанические хребты с редкими сильными землетрясениями.

I.2. Океанические вулканические хребты с редкими сильными землетрясениями.

I.3. Глобальная система а) океанических, б) континентальных рифтов и трансформных разломов, с устойчивой верхнекоревой сейсмической активностью.

II. Глобальная система структур сжатия, образованных сдавливанием, утолщением и новообразованием континентальной земной коры постоянной коровой и мантийной сейсмической активности.

Тихоокеанский пояс преимущественной глубинной и в меньшей степени верхне-коревой сейсмической активности

II.1. Глубинные (до 700 км) сейсмофокальные зоны погружающихся окраин Тихоокеанской океанической литосферной плиты, устойчивой и высокой мантийной и слабой коровой сейсмической активности.

II.2. Системы структур альпийской складчатости и орогенеза, низкой и умеренной (затухающей) верхне-коровой и верхнемантийной сейсмической активности.

II.3. Геосинклинальные системы, прилегающих к Тихоокеанской плите окраин соседних литосферных плит, низкой верхне-коровой сейсмической активности и редких сильных землетрясений.

Южно - Евразийский пояс

II.4. Системы структур альпийской – складчатости, активизации гетерогенных структур и орогенеза, высокой верхне-коровой, с фрагментами глубинной, сейсмической активности.

II.5. Активизированная Китайская платформа с регулярными сильными верхне-коровыми землетрясениями.

II.6. Не активизированные асейсмичные фрагменты континентальных и океанических древних и молодых платформ.

II.7. Система сейсмически активных а) глубинных (до 350 км) сейсмофокальных зон, б) окраинных (Южно- и Северо-Евразийских), в) трансрегиональных и региональных разломов, неоднородной коровой и мантийной сейсмической активности и регулярных сильных землетрясений (стрелками указаны предполагаемые региональные сдвиги) высокой коровой (в отдельных случаях мантийной) сейсмической активности.

II.7. Глубинные (до 350 км) очаговые зоны (Вранчская и Гиндукушская – предполагаемые останцы палеосейсмофокальных зон) постоянной устойчивой сейсмической активности и регулярных сильных землетрясений

В. Структуры консолидированной земной коры океанических и континентальных древних и молодых платформ низкой сейсмической активности и редких сильных коровых землетрясений

III.1. Северо Американские древние и молодые платформы с редкими сильными землетрясениями.

III.2. Африканская и Австралийские платформы с редкими сильными землетрясениями.

III.3. Индийская докембрийская платформа с редкими сильными землетрясениями

III.4. Сейсмически активная окраина Евразийской плиты

III.5. Океанические и континентальные платформы с редкими землетрясениями с $M_{\max} \leq 5.7$.

IV. Значение магнитуды наиболее сильного землетрясения зарегистрированного в пределах региональной сейсмотектонической структуры (табл. 1, 3).

V. Эпицентры отдельных наиболее сильных землетрясений сейсмотектонических структур

VI Границы континентальных платформ, проведенные по подошве континентального склона.

*Сейсмотектонические структуры – тектонические структуры со сходным геологическим строением, историей геологического развития и параметрами сейсмического режима.

**Сильные землетрясения – землетрясения с $M_s > 3.9$.

од, характеризуются также субмеридиональной ориентацией оси максимального укорочения и составляют $2 \cdot 10^{-1}$.

Сейсмические деформации определялись по данным о механизмах очагов наиболее сильных землетрясений с магнитудами $7 \geq M \geq 5.5$ для более обширной области Памиро – Тянь-Шаня, за десятилетний период. Полученные субмеридиональные укорочения земной коры составили $6-7 \cdot 10^{-8}$ в год, что в пересчете на 10 млн. лет составляет $7 \cdot 10^{-1}$ и с учетом точности периода альпийских деформаций, близки по значениям к сумме складчатых и разрывных деформаций. Таким образом, на основе проведенных оценок можно предполагать, что основные типы тектонических деформаций сейсмоактивного

слоя литосферы сопровождаются землетрясениями и соответственно интенсивность сейсмического процесса является индикатором интенсивности современных тектонических деформаций. Соизмеримость величин современных сейсмических деформаций с величинами тектонических деформаций альпийского этапа тектогенеза свидетельствует о столь же интенсивном продолжении процесса альпийских деформаций в современную эпоху. Соответственно можно предполагать, что общий стиль современных деформаций унаследован от альпийских и изучение сейсмического процесса позволит уточнить и детализировать характер и общую направленность альпийских деформаций на современном этапе тектонического развития.

ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Распределение землетрясений на Земном шаре устойчиво во времени и крайне неравномерно по площади. Подавляющее их количество, включая и наиболее сильные из зарегистрированных на планете событий, локализовано в линейных зонах, разделяющих земную кору на литосферные плиты, в пределах которых наблюдаются в основном единичные редкие землетрясения различной, иногда очень высокой сейсмической энергии. В тектоническом отношении сейсмически активные межплитовые пояса относятся к зонам альпийского тектогенеза в пределах которых идет процесс современного новообразования земной коры.

Обобщая данные тектонических карт и сейсмологические данные (рис. 1, табл. 1), можно выделить два основных класса и четырех основных типов сеймотектонических структур:

А. СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ НОВООБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Образуют систему сейсмически активных линейных поясов Земного шара, объединяющих глобальные и региональные сеймотектонические структуры.

А.1. Глобальная система сеймотектонических структур растяжения и новообразования океанической земной коры.

К данным структурам относится глобальная система океанических и континентальных рифтов, которые формируются в процессе новообразования океанической земной коры. В виде обобщенной модели данный процесс представляется обусловленным конвективным всплыванием к поверхности Земли разогретого глубин-

Класс А. Сеймотектонические структуры новообразования земной коры с устойчивой и постоянной сейсмической активностью:

Тип А.1 - структуры растяжения и новообразования океанической земной коры и верхней мантии;

Тип А.2 - структуры сжатия и новообразования континентальной земной коры и верхней мантии;

Класс В. Структуры консолидированной и стабилизированной земной коры древних и молодых океанических и континентальных платформ асейсмичные, непостоянной, низкой или затухающей сейсмической активности и редких сильных землетрясений.

Тип В.1 - активизированные окраины платформ;

Тип В.2 - внутренние части платформ.

ного мантийного материала, что приводит к образованию океанических хребтов, а последующее внедрение мантийных диапиров в земную кору, к образованию вулканических океанических хребтов. Сопровождается растяжением сводов растущих поднятий и формированием осевых рифтовых долин, с последующим раздвиганием (спредингом) земной коры по системе рифтов и трансформных разломов и формированием новой океанической коры по оси рифтовых долин. Собственно океанические и, в том числе, вулканические хребты характеризуется редкими сильными землетрясениями с $M_{\max} \leq 7.6$ (7.8), (табл. 1), обусловленными внедрением мантийного материала.

Глобальная система срединно-океанических хребтов, рифтов и трансформных разломов характеризуется неглубоким залеганием сейсмоактивного слоя, постоянной устойчивой сейсмической активностью и регулярными сильными землетрясениями с магнитудами $M_{\max} \leq 8.0$.

В пределах системы рифтов постоянная сейсмическая активность локализована в узких современных рифтовых долинах и развита только в верхних горизонтах земной коры до глубин около 5-10 км. Собственно в рифтовых долинах происходит большое количество слабых и умеренных ($M=4.5-5.5$) землетрясений.

Наиболее сильные землетрясения приурочены к пересечениям рифтовых долин с трансформными разломами или собственно к последним. Пространственно наиболее сильные землетрясения с $M_{\max} \leq 7-8.0$ зарегистрированы в южном полушарии, тогда как в северном полушарии их значения не превышают $M_{\max} \leq 6.9$ (рис. 1).

К континентальным рифтам, входящим в глобальную рифтовую систему, относятся континентальные продолжения океанических рифтов. Это рифты восточной окраины Африканской платформы, продолжающиеся на севере рифтовой системой Красного и Мертвого морей. В пределах этих структур зарегистрированы землетрясения с $M_{\max} \leq 7.5$ (8.3).

Арктическая рифтовая система, по-видимому, продолжается на континенте в пределах мезозойско-кайнозойского северо-востока Евразии по системе Момских рифтов, где с ними связаны землетрясения с $M_{\max} \leq 6.9$. На востоке эта рифтовая зона, по-видимому, ограничена палеосейсмофокальной зоной, прослеживаемой вдоль палеогенового вулканического пояса Аляскинско-Охотоморского побережья, которая характеризуется затухающей сейсмической активностью невысоких по энергии коровых и мантийных землетрясений (Годзиковская, Ландер, 1991).

Восточно-Тихоокеанская рифтовая система продолжается на континенте вдоль западного побережья Северной Америки, где с ней связаны регулярные сильные землетрясения с $M_{\max} \leq 7.8$.

Особое положение в системе рифтов занимает Байкальский рифт, который, по-видимому, представляет собой S-образную сдвиго-раздвиговую структуру, сформировавшуюся на границе древней Восточно-Сибирской платформы с Монголо-Охотским складчато-орогеническим поясом за счет выжимания и сдвига последнего в восточном направлении относительно соседней платформы. Байкальский рифт характеризуется постоянной и высокой верхнекоровой сейсмической активностью. Наиболее сильные землетря-

сения, приуроченные к этой сдвиго-раздвиговой системе характеризуются $M_{\max} \leq 8.0$. Высокий уровень зарегистрированных здесь землетрясений объясняется не столько рифтогенной природой, сколько их приуроченностью к северной тектонической границе Южно-Евразийского складчато-орогенического пояса. В пределах же собственно рифтовой зоны наблюдается постоянная устойчивая сейсмическая активность на уровне неглубоких слабых землетрясений и микроземлетрясений.

А.П. Глобальная система сеймотектонических структур новообразования континентальной земной коры.

К данному типу относятся коллизионные сеймотектонические структуры сжатия, сдвигания, утолщения и новообразования континентальной земной коры. Это зоны альпийской: складчатости, орогенеза и активизации гетерогенных структур, образующие два основных складчато-орогенических пояса: Тихоокеанский пояс и Южно-Евразийский пояс (рис. 1). Данный тип структур характеризуется сдвиганием и общим утолщением земной коры в процессе тектогенеза, с образованием гор на поверхности и корней гор на глубине. В отличие от подъема мантийного материала в областях рифтогенеза, ведущим механизмом образования данных структур является погружение окраин литосферных плит, сопровождающееся поддвижением глубинных погружающихся горизонтов и надвиганием пограничных окраин соседних плит в процессе субгоризонтального сжатия и укорочения земной коры с одновременным утолщением (удлинением) земной коры по вертикали.

В состав структур данного типа входят сеймотектонические структуры наибольшей сейсмической активности и наиболее высокой энергии сильнейших землетрясений Мира. Они характеризуются длительной историей геологического развития и находятся в разных стадиях - начала, максимума и завершения тектонической и, соответственно, сейсмической активизации.

А.П.1. Глобальная кольцевая система сеймотектонических структур Тихоокеанского пояса.

Сеймотектонические структуры Тихоокеанского пояса образуют структурно-тектонический комплекс пограничных структур, формирующихся в глобальной глубинной шовной тектонической зоне по границам Тихоокеанской литосферной плиты. Комплекс структур включает в качестве обязательного элемента фронтальную глубинную (до 700 км) сейсмофокальную зону

тектонического контакта литосферных плит, в сочетании с геосинклинальными и складчатыми системами, развитыми в его висячем крыле и находящимися в различных стадиях своего развития.

На границе с Алеутской дугой и по западной границе Тихоокеанской литосферной плиты пограничные структуры пояса на контакте с сейсмофокальной зоной, во фронте висячего крыла, представлены современными геосинклиналями, которые в свою очередь обрамляются, в начале, структурами завершенной альпийской, а затем мезозойской складчатости, в тылу геосинклиналей. По границе с Американскими континентальными плитами во фронте висячего крыла, в непосредственном контакте с сейсмофокальной зоной, расположены структуры завершенной альпийской складчатости.

Таким образом, окраинные структуры Тихоокеанской плиты различаются по своему строению.

Комплекс западных окраинных геосинклиналей можно рассматривать как начальную фазу процесса новообразования континентальной земной коры, а комплекс восточных структур, как ее завершающую фазу.

Сейсмофокальная зона рассматривается, как погружающийся под соседние плиты, край Тихоокеанской литосферной плиты. В сейсмическом отношении, это полого или наклонно погруженный от поверхности до глубин 550-700 км сейсмоактивный слой мощностью около 100 км с постоянной высокой сейсмической активностью и регулярными наиболее сильными землетрясениями с $M_{\max}=8.6$ (8.8). В сейсмофокальных зонах, подковообразно опоясывающих Тихоокеанскую литосферную плиту, происходит до 95 % всех землетрясений Земли.

Распределение сейсмической активности в висячем крыле хорошо согласуется с приведенной выше схемой.

Так система: "сейсмофокальная зона - геосинклиналь", находящаяся в начальной стадии развития, характеризуется максимальной сейсмической активностью в пределах собственно сейсмофокальной зоны и слабоактивна в пределах островных дуг и задуговых бассейнов. Для тех геосинклиналей, в пределах которых идет процесс складкообразования (Яванская, Филиппинская) характерны редкие сильные коровые землетрясения с $M_{\max} \leq 7.8$ (8.1). В системе альпийских складчатых структур Америки сейсмически активны, как собственно глубинная сейсмофокальная зона с $M_{\max} \leq 8.0-8.6$, так и верхние горизонты альпийского горно-складчатого сооружения.

Во всей геологической истории постоянно происходило разрастание Евразийской континентальной плиты на восток за счет последовательной консолидации окраин Тихоокеанской плиты. В связи с этим в тыловых альпийских структурах Евразийской части Тихоокеанского пояса выделяются палеовулканические пояса и палеосейсмофокальные зоны затухающей сейсмической активности с редкими сильными землетрясениями с $M_{\max} \leq 7.8$ (8.1), а следующий за ним пояс мезозойского северо-востока Евразии характеризуются еще более низким уровнем затухающей сейсмической активности с $M_{\max} \leq 5.5$ (6.5).

А.П.2. Сеймотектонические структуры Южно-Евразийского пояса

Сеймотектонические структуры горно-складчатого Южно-Евразийского пояса оконтуривают с юга Евразийскую литосферную плиту. На востоке пояс сливается с Тихоокеанским поясом. Сейсмически активные области, прослеживаемые по южной границе России, включая структуры Северного Кавказа, которые будут рассмотрены ниже, относятся к этому поясу.

Южно-Евразийский пояс объединяет структуры альпийской складчатости и орогенеза, а также разновозрастные гетерогенные структуры, активизированные на альпийском этапе тектогенеза и в современную эпоху. В его состав входят, как собственно эпигеосинклинальные структуры альпийской консолидации, так и активизированные окраины молодых и древних платформ Евразии.

Пояс характеризуется постоянной сейсмической активностью, в основном верхних горизонтов земной коры (10-25 км) и высоким уровнем максимальных зарегистрированных землетрясений. В тоже время, поле сейсмичности в его пределах весьма неоднородно по плотности очагов и энергии зарегистрированных землетрясений, а отдельные, длительно погружающиеся структуры - региональные глубокие впадины, впадины внутренних морей с корой океанического, переходного и континентального типа, практически асейсмичны. С отдельными структурами древних и молодых платформ, входящими в состав пояса, связана эпизодическая сейсмическая активность и редкие сильные землетрясения.

Наибольшая сейсмическая активность, как по частоте проявления землетрясений, так и по уровню M_{\max} характерна для пограничных структур пояса, расположенных на его внешних границах с соседними платформами, либо на границах внутренних гетерогенных региональных структур.

По характеру строения, возрасту консолидации земной коры, типу альпийских деформаций и характеру проявления сейсмичности Южно-Евразийский пояс можно разделить на Альпийский пояс (от Атлантики до Памира) и Срединно-Азиатский пояс (от Памира до Тихого океана).

Для Альпийского пояса характерны максимальные землетрясения с $M_{\max} \leq 8.0$ (8.3), а для Срединно-Азиатского с $M_{\max} \leq 8.6$ (табл. 1, 3).

Альпийский складчатый пояс расположен между континентальными платформами и характеризуется симметричным строением. Внутри пояса расположены асейсмичные останцы океанических плит внутренних морей - Каспийского, Черного и Средиземного, оконтуренные линейными сейсмоактивными альпийскими горно-складчатыми сооружениями, а по границам внешних пограничных континентальных плит развиты краевые прогибы с погружением фундамента на окраинах платформ до глубин 10-13 км.

Альпийский пояс на всем своем протяжении с запад на восток ограничен продольными зонами разломов – Северо-Альпийского и Южно-Альпийского.

Окраины, как внутренних микроплит с корой океанического и переходного типа, так и внешних континентальных плит, погружаются и, по-видимому, поддвигаются под альпийские складчатые структуры Альпийского пояса, и эти тектонические контакты являются наиболее сейсмически активными. В отдельных случаях, здесь наблюдаются отчетливо выраженные сейсмофокальные зоны (Средиземноморская зона глубоких землетрясений – с глубиной очагов до 300 км) высокой сейсмической активности и регулярных сильных землетрясений с $M_{\max} \leq 8.0$ (8.3), а в других менее выраженные, как например, на границе Восточного Кавказа с Терско-Каспийским прогибом, где установлены глубокие землетрясения низкой энергии, с $H=80-120$ км [Годзиковская, 1999].

В основном, для структур Альпийского пояса характерна верхнекоревая сейсмическая активность с глубинами очагов от 10 до 25 км.

В пределах Альпийского Пояса наиболее сильные землетрясения с $M_{\max} \leq 8.0$ (8.3) отмечены:

на крайнем западе пояса при его выходе в Атлантику;

в центральной части пояса на Анатолийском разломе;

на юге Каспия в зоне Северо-Альпийского разлома (Красноводское землетрясение 1896 г., с $M=7.9-8.2$);

в водораздельной части Восточного Эльбурса ($M=7.9$);

на границе с Оманским заливом в зоне Южно-Альпийского разлома ($M=7.8$). Таким образом, наиболее сильные землетрясения в пределах пояса достигают значений $M_s=8.0$.

Срединно-Азиатский пояс. Основной особенностью пояса является вовлечение в альпийскую активизацию и переработку обширных по площади Восточно-Евразийских гетерогенных платформ с ранее консолидированной континентальной земной корой. Во внутренних частях пояса сохранились не переработанные фрагменты этих платформ, что выражается в резкой неоднородности сейсмического поля. Наиболее сейсмически активны пограничные разломы, шовные зоны фрагментов древних и молодых платформ и разделяющие или осложняющие их тектонически активные разломы.

Северная тектоническая граница пояса прослеживается на западе в виде кулисообразных сейсмически активных разломов, обрамляющих с севера горно-складчатые сооружения Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Зайсана, которые переходят на востоке в Байкальскую S-образную систему разломов. С этими разломами связаны землетрясения с $M_{\max} \leq 8.0$. К востоку тектоническая выраженность и сейсмическая активность зоны снижается. Максимальные установленные здесь землетрясения не превышают $M=5.5$.

Отсутствие единой северной тектонической границы, подобной Северо-Альпийскому или Южно-Альпийскому разломам, по-видимому, обусловлено с одной стороны наложенным характером процесса тектонической активизации, а с другой стороны, относительно недавним началом этого процесса в рассматриваемой области. Следует отметить, что несмотря на отсутствие единой локализованной тектонической границы, в сейсмическом поле граница пояса прослеживается весьма отчетливо, как по плотности эпицентров, так и по линейному расположению сильнейших землетрясений.

С юга пояс граничит с древней Индийской платформой, северный край которой погружен с образованием краевого прогиба и поддвиганием последней под Гималайское горно-складчатое сооружение. Южная граница пояса характеризуется высокой сейсмической активностью и прослеживается в виде единой высокосейсмичной системы Предгималайских надвигов с $M_{\max} \leq 8.0$.

На востоке в ядре пояса располагается древняя Китайская платформа в пределах которой выделяются сейсмически активные разломы с которыми связаны регулярные сильные земле-

трясения с $M_{\max}=7.9$ (8.3).

В пределах всего Срединно-Азиатского пояса сильные землетрясения с $M_{\max}=7.5-8.0$ распределены достаточно равномерно, а уровень максимальных по энергии коровых землетрясений сопоставим с землетрясениями Тихоокеанских сейсмофокальных зон.

Глобальные системы Южно-Евразийских и Северо-Евразийских разломов и сейсмически активные разломы внутренних частей пояса.

Окраинные и региональные разломы Южно-Евразийского пояса, являющиеся границами тектонических структур, представляют собой наиболее сейсмически активные структуры. При этом уровень сейсмической активности и уровень энергии связанных с ними землетрясений в подавляющем большинстве случаев определяется рангом разлома и общей протяженностью тектонической границы. С севера и с юга пояс ограничен глобальными системами Южно-Евразийских и Северо-Евразийских разломов. С этими разломами связаны многочисленные землетрясения с установленными максимальными значениями магнитуд $M_{\max}=8.0$. По сейсмически активным разломам, расположенным внутри пояса землетрясения с $M_{\max}=8.0$ единичны. На восточной границе Южно-Евразийского пояса

(восточная граница Китайской платформы) и Тихоокеанского пояса, по разлому Тан-Лу зарегистрированы наиболее сильные инструментально зарегистрированные землетрясения с $M_{\max}=7.9$. Следует отметить, что в отдельных случаях землетрясения максимальных энергий происходят и в зонах региональных разломов более низкого ранга.

Локальные глубинные очаговые зоны.

В пределах Альпийского и Срединно-Азиатского поясов выделяются локальные очаговые зоны, высокой и постоянной сейсмической активности, являющиеся источниками регулярных сильных землетрясений – Гиндукушская (ГН) и Вранчская (ВР) с глубинами очагов 150-300 км, которые могут рассматриваться, как реликтовые останцы альпийских палеосейсмофокальных зон. Во всех случаях зонам глубоких землетрясений и очаговым зонам свойственна постоянная когерентная сейсмическая активность и регулярные сильные землетрясения. Для локальных очаговых зон в отличие от других сейсмических областей характерен устойчивый во времени и локализованный в пространстве регулярный сейсмический режим, обусловленный их структурной приуроченностью. С этим зонами связаны наиболее сильные землетрясения с $M_{\max}=7.7$ (Гиндукуш), 7.4 (Вранч).

В. СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ С НИЗКИМ УРОВНЕМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И РЕДКИМИ СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Обширные территории литосферных плит с консолидированной и стабилизированной земной корой молодых и древних платформ, характеризуются общей низкой сейсмической активностью и редкими, рассеянными по площади землетрясениями различной энергии, вплоть до наиболее сильных. Сейсмичность платформ и в первую очередь континентальных представляет наибольший интерес в связи с обширностью занимаемых ими площадей, заселенностью и промышленной освоенностью этих равнинных территорий.

При общей низкой сейсмической активности платформы разделяются по уровню наиболее сильных землетрясений в следующей последовательности.

Наиболее сильные землетрясения с $M_{\max}=7.9$ (8.3) отмечались на Китайской древней платформе. В предлагаемой модели это объясняется ее активизацией в составе гетерогенных структур Южно-Евразийского пояса.

В.1 Активизированные окраины континентальных платформ

Наиболее сильные единичные землетрясения

в пределах платформ происходят на их окраинах, на стыке с соседними платформами и сейсмически активными поясами. Сильные землетрясения Северной Америки с $M_{\max}=7.0$ (8.1), Австралии с $M_{\max}=7.1$ приурочены к окраинным участкам платформы и к ее континентальному склону. На атлантической и средиземноморской окраине Африки известны землетрясения с $M_{\max}=6.2-7.1$.

Единичные сильные землетрясения характерны для окраин платформ, прилегающих к сейсмически активным структурам (табл. 1,2).

Высокая сейсмическая активность на уровне слабых и микроземлетрясений отмечается для северо-западной окраины Евразийской литосферной плиты, включая Фенноскандию, о-в Шпицберген и ее северный континентальный склон. Максимальные зарегистрированные здесь землетрясения характеризуются уровнем $M_{\max}=5.7-6.3$. Коровые и верхнемантийные землетрясения прослеживаются по границе Фенноскандии с Атлантикой.

В пределах молодых платформ северо-востока Евразии, испытавших орогеническое поднятие в палеогене, отмечается рассеянная

сейсмичность на уровне слабых землетрясений. На Чукотке, в приграничной зоне с Тихоокеанским Поясом зарегистрировано несколько сильных землетрясений с $M_{\max}=6.3-6.7$.

По южной окраине Евразийской литосферной плиты в районе Туранской плиты и Казахстана сильные землетрясения с $M_{\max}=7.1$ приурочены к диагональным трансрегиональным разломам, протягивающимся из Южно-Евразийского пояса.

На северо-восточной окраине Индийской платформы зарегистрировано землетрясение с $M_{\max}=7.2$ на границе с Южно-Евразийским поясом.

Таким образом, отмечается достаточно отчетливая приуроченность сильных землетрясений к окраинным участкам молодых и древних континентальных платформ.

В.2 Внутренние части платформ

Единичные сильные землетрясения характерны для внутренних частей древних и молодых платформ: для Северо-Американской с $M_{\max}=7.0$ (8.1), Аравийской с $M_{\max}=7.8$, Австралийской с $M_{\max}=6.9$, Индийской с $M_{\max}=6.3$, Евразийских платформ с $M_{\max}\leq 5.5-5.7$. Для остальных океанических древних и молодых платформ энергетический уровень единичных землетрясений $M_{\max}\leq 5.5$.

Во внутренних участках платформ сильные землетрясения приурочены к древним тектоническим структурам. В первую очередь это тектонические границы платформ длительного исторического развития (границы докембрийских Северо-Американской и Восточно-Европейских платформ), внутренние структуры древних рифтов и отдельные разломы (рис. 1., табл. 1, 3)

Из проведенного анализа сейсмического режима и распределения наиболее сильных землетрясений в пределах глобальных и региональных сейсмотектонических структур можно сделать следующие общие выводы:

1. Современная геологическая эпоха является этапом активного тектогенеза, развивающегося по трем основным направлениям:

а) первичного новообразования океанической земной коры в глобальной системе линейных структур растяжения в процессе их последовательного развития: океанических хребтов – океанических вулканических хребтов – океани-

ческих и континентальных рифтов, с верхнекоревой сейсмотектонической активностью и регулярными сильными землетрясениями с $M_{\max}\leq 8.0$ (8.3);

б) первичного новообразования континентальной земной коры в глобальных системах структур сжатия Тихоокеанского Пояса за счет переработки океанической земной коры на окраинах Тихоокеанской литосферной плиты в субдукционно-геосинклинальном процессе, с наиболее высокой сейсмотектонической активностью, проявляющейся в глубинных сейсмофокальных зонах (субдукции) с регулярными сильными землетрясениями с $M_{\max}\leq 8.6$ (8.8);

с) первичного и вторичного новообразования континентальной земной коры в глобальной системе структур сжатия Южно-Евразийского пояса, за счет поддвижения окраин прилегающих платформ и внутренних океанических микроплит, формирования внутренних надвигово-подвиговых структур, сдвигания и утолщения гетерогенных континентальных структур с верхнекоревой (в основном) сейсмотектонической активностью и регулярными сильными землетрясениями с $M\leq 8.6$;

2. Для обширных структур консолидированной земной коры океанических и континентальных древних и молодых платформ характерны эпизодические сейсмотектонические деформации, сопровождающиеся редкими сильными землетрясениями с $M\leq 7.2$ (8.1), приуроченные в основном к окраинам континентальных платформ, трансрегиональным разломам и в единичных случаях к их внутренним структурам. На этом фоне выделяется Фенноскандийская провинция постоянной умеренной сейсмической активности с $M_{\max}\leq 6.3$, расположенная на северо-западной окраине Евразийской плиты. Наибольшая активность, как по количеству событий, так и по силе землетрясений приурочена здесь к древней тектонической границе Евразийской и Атлантической плит, расположенной в непосредственной близости от зоны спрединга Срединно-Атлантического хребта. Активность Фенноскандийского щита, проявляющаяся на уровне слабых и микроземлетрясений обусловлена, по видимому, постепенно затухающим процессом постгляциоизостатического поднятия рассматриваемой территории.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ВНУТРИРЕГИОНАЛЬНЫЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ (НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗА)

Распределение землетрясений внутри глобальных сейсмически активных поясов и региональ-

ных геоструктур неравномерно. Внутри активных поясов могут располагаться как асейсмич-

ные структуры и блоки, так и высоко сейсмически активные. В связи с этим, при решении задач оценки сейсмической опасности проводится последовательная детализация сеймотектонических структур в масштабе региона. В настоящей работе выделение внутрирегиональных сеймотектонических структур рассмотрено на примере кавказского региона (рис. 2).

Рассматриваемый регион включает две региональные сеймотектонические структуры – Скифской плиты, относящейся к южной окраине Евразийских древних и молодых платформ, и Кавказского горно-складчатого сооружения Альпийского пояса, являющегося западной ветвью более обширного Южно-Евразийского пояса.

Евразийские древние и молодые платформы

Юго-западная окраина Скифской плиты

Юго-западная окраина Скифской эпигерцинской плиты, является южным окончанием Евразийской литосферной плиты для которой, как было отмечено выше, характерна низкая сейсмическая активность ($M_{\max} \leq 5.5-5.7$) и редкие сильные землетрясения.

В геологическом времени, происходило постоянное наращивание Евразийской плиты за счет последовательной консолидации земной коры на ее южной окраине. Образование эпигерцинской Скифской плиты (I, рис. 2) в конце триасового времени, явилось одним из этапов этого процесса.

В кайнозое, в период формирования альпийского горно-складчатого сооружения Большого Кавказа, южная окраина Скифской плиты испытала интенсивное погружение. В результате к настоящему времени здесь сформировалась система краевых прогибов фундамента – Индоло-Кубанского на западе и Терско-Каспийского на востоке, разделенных Ставропольским поднятием.

Индоло-Кубанский прогиб

В пределах Индоло-Кубанского прогиба (Табл. 2, I.1) фундамент погружен до 10-11 км. Прогиб заполнен толщей терригенных осадков. Уровень сейсмической активности прогиба низкий. Здесь известно несколько землетрясений с максимальной магнитудой около 4.0, а наиболее сильное землетрясение с $M_{\max} = 5.4$ связано с разломом фундамента, который ограничивает прогиб с севера. На восточном продолжении прогиба выделяется Адыгейский (I.2, рис. 2) выступ фундамента с $M_{\max} \leq 4.6$, отделяющий его от Восточно-Кубанского прогиба (I.3, рис. 2), расположенного восточнее и являющегося естественным продолжением Индоло-Кубанского прогиба.

Ставропольское поднятие фундамента (Табл. 2, I.4) характеризуется отметками от -3.5 до -2 км. Отмечается относительно повышенная сейсмическая активность поднятия по сравнению с соседними структурами на уровне слабых землетрясений с $M=3.0-4.5$. Здесь также отмечается редкая повторяемость сильных землетрясений, а максимальная зарегистрированная магнитуда землетрясений составляет $M_{\max} = 4.5-4.8$. В районе г. Ставрополь здесь зафиксированы высокие скорости современных восходящих движений земной поверхности и активное оврагообразование, свидетельствующие о современной тектонической активизации в пределах структуры.

Терско-Каспийский прогиб фундамента (Табл. 2, I.5) ограничивает структуры Большого Кавказа с северо-востока. Фундамент в пределах прогиба погружен на глубину до 10-12 км, осложнен продольными разломами и выполнен толщей терригенных осадочных отложений. В сейсмическом и сеймотектоническом отношении прогиб разделяется на две части: платформенную северную с единичными землетрясениями с $M_{\max} \leq 4.6$, и сейсмически активную южную. Южная зона характеризуется высокой и постоянной сейсмической активностью, соизмеримой с активностью альпийских структур, и выделяется нами, в качестве самостоятельной сеймотектонической структуры, как Внешняя зона складчатости Большого Кавказа.

Внешняя зона складчатости Большого Кавказа (I.5.A, Табл. 2). Расположена на границе с наиболее сейсмоактивными структурами Дагестанского клина Большого Кавказа и представлена системой линейных позднеальпийских, тектонически – и сейсмически активных Терско-Сунженских складок осадочного чехла, разрывных структур фундамента, прослеживаемых в осадочном чехле. С ними связаны сильные коровые землетрясения с $M_{\max} = 6.0-6.4$ и регулярные слабые верхнемантийные землетрясения, с глубиной очагов 80-120 км.

Наибольшая активность в рассматриваемой зоне наблюдаются на стыке Терско-Каспийского прогиба и структур Дагестанского клина по тектоническим разломам, которые входят в систему Северо-Альпийских разломов (NA на рис. 2). Здесь зарегистрировано наибольшее количество сильных землетрясений, наибольшие магнитуды происшедших землетрясений ($M_{\max} = 6.8$) и наибольшие глубины очагов землетрясений. Самые южные очаги глубоких землетрясений, смещены к югу от граничных альпийских разломов осадочного чехла и фундамента, что позволяет предполагать поддвижение фундамента Терско-

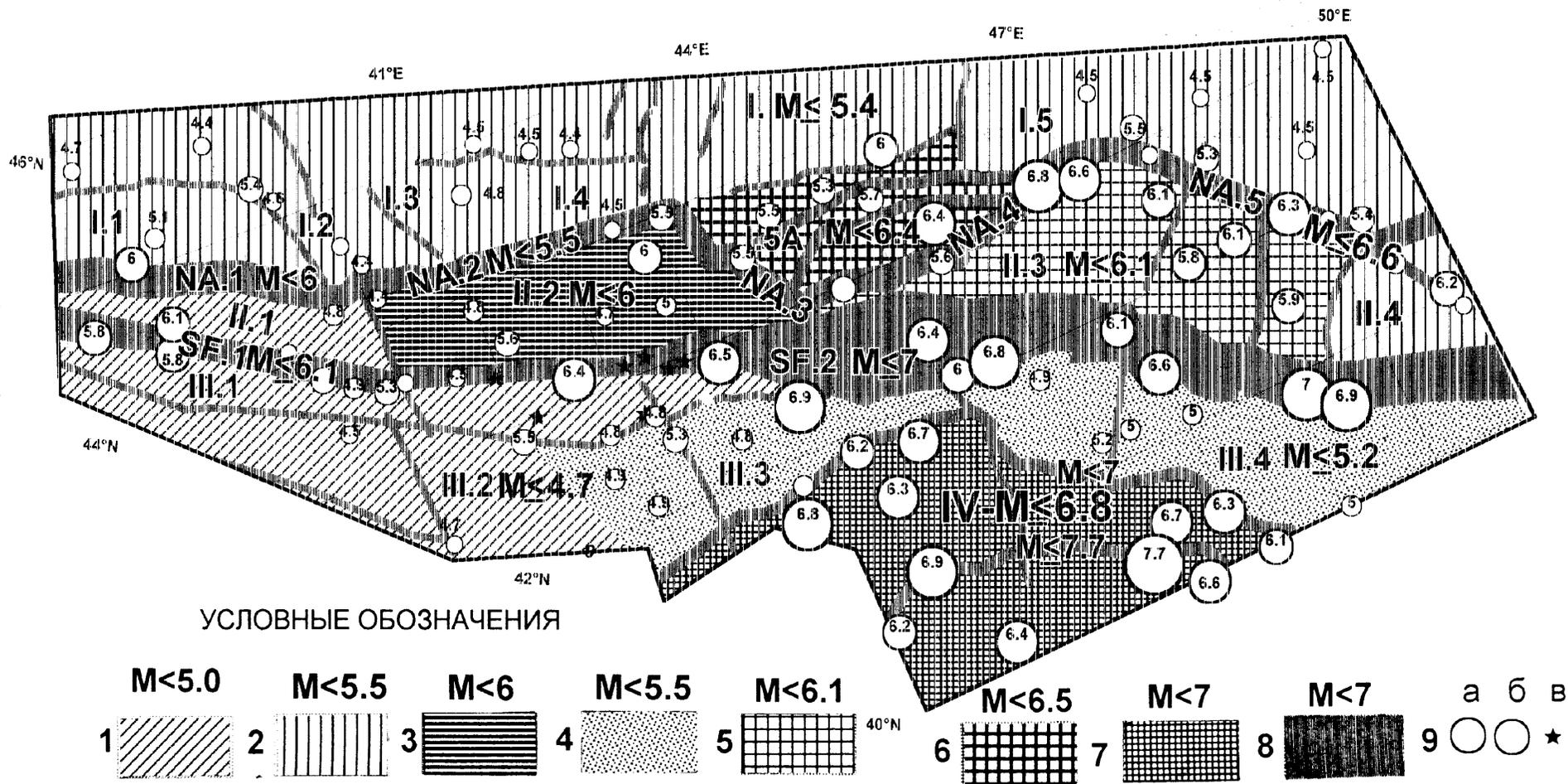


Рис. 2. Сейсмотектоническая карта Кавказа.

Условные обозначения:

1-7 – Площадные сейсмотектонические структуры и максимальные значения магнитуд зарегистрированных в их пределах землетрясений (табл. 2, 4); 8 – линейные сейсмотектонические структуры-зоны сейсмически активных разломов, и максимальные значения зарегистрированных в их пределах землетрясений (табл. 2, 4); 9 – эпицентры отдельных наиболее сильных палеоземлетрясений (а), исторических (б), инструментальных (в) землетрясений, зарегистрированных в пределах сейсмотектонических структур из каталога (табл. 4).

Каспийского прогиба Скифской плиты под структуры Восточного Кавказа. При этом формирование Терско-Сунженских складок рассматривается как результат скупивания осадочного чехла над зоной поддвига.

Южно Евразийский пояс

Альпийское горно-складчатое сооружение Кавказа

Входит в состав Альпийского пояса с которым, как было показано выше, связаны землетрясения с $M_{\max} \leq 8.0$. Контактуют со Скифской плитой по системе Северо-Альпийских разломов. Собственно горно-складчатое сооружение Кавказа подразделяется на три основные внутрирегиональные сеймотектонические структуры: антиклинорий Большого Кавказа на севере, Рионско-Куринский межгорный прогиб и антиклинорий Малого Кавказа на юге.

Антиклинорий Большого Кавказа (Табл. 2, II)

Антиклинорий Большого Кавказа является северной краевой пограничной структурой Альпийского Пояса и ограничен с севера разломами, входящими в систему Северо-Альпийских разломов, а с юга Зоной надвигов южного склона Большого Кавказа, по которой он граничит с Куринско-Рионским прогибом.

В пределах антиклинория выделяются сеймотектонические структуры, различающиеся, как по уровню сейсмической активности, так и по уровню максимальных зарегистрированных в их пределах землетрясений.

Система предкавказских Северо-Альпийских разломов (Табл. 2, II.NA)

Данная система разломов входит в глобальную систему Северо-Евразийских разломов. С зоной этих разломов в пределах Большого Кавказа связаны наиболее сильные землетрясения с $M_{\max} = 6.0$ в пределах западного и центрального Кавказа, и $M_{\max} = 6.8$ на Восточном Кавказе. На их восточном продолжении в пределах Среднего Каспия сохраняется тот же уровень магнитуд Северо-Альпийских разломов с $M_{\max} = 6.4-6.5$. В районе Красноводска на границе со структурами Копет-Дага в зоне разломов наблюдалось Красноводское землетрясение с $M_{\max}=8.1$ (1895 г).

Зона надвигов южного склона Большого Кавказа (Табл. 2, II.SF)

Зона надвигов южного склона Большого Кавказа характеризуется наибольшей сейсмической активностью и максимальной энергией землетрясений в пределах антиклинория. Зона разломов имеет значительную ширину и представляет собой систему близпараллельных эшелонированных разломов. На севере зона ограничена

Главным Кавказским надвигом, а на юге системой разломов фундамента, отделяющих Большой Кавказ от межгорного прогиба. Внутренняя часть зоны осложнена густой сетью продольных и полого секущих разломов, обнажающихся на поверхности. К этой зоне приурочены сильнейшие, как исторические, так и инструментально зарегистрированные землетрясения с $M_{\max}=6.9$ (7.0), включая Рачинские и Борисахские землетрясения последнего десятилетия. В районе г. Сочи зона полого пересекает береговую линию и прослеживается далее на запад в акватории Черного моря в виде сейсмоактивной Северо-Черноморской зоны, вплоть до южного побережья Крыма. Здесь с этой зоной связано Ялтинское землетрясение 1927 г. с $M_{\max}=6.8$. Западная, Туапсе-Ялтинская (II.SF.1, рис. 2) подзона значительно ниже по сейсмической активности восточной, Шемахинско-Сочинской (II.SF.2, рис. 2) подзоны, а максимальные зарегистрированные в их пределах землетрясения составляют, соответственно, $M=(6.1)$ и $M=6.9$ (7.0).

Структуры северного склона Большого Кавказа (Табл. 2, IIN)

Сеймотектонические структуры северного склона Большого Кавказа, в тектоническом отношении являются складчато-блоковыми площадными структурами земной коры (доменами), разделенными глубинными разломами. Блоки резко различаются по уровню сейсмической активности и энергии наиболее сильных землетрясений. Выделяемые здесь тектонические структуры Западного Кавказа и Северо-Кавказской моноклинали, при всей несхожести геологического строения и новейшей тектонической активности, характеризуются общей низкой сейсмической активностью, редкими сильными землетрясениями, разительно отличаются от сейсмически активных структур Восточного Кавказа и представляют собой систему поперечных ступенчатых структурных блоков, разделенных поперечными разломами.

Западно-Кавказская зона (Табл. 2, IIN.1) низкой коровой сейсмической активности и редких сильных землетрясений.

Представляет собой западную, наименее поднятую ступень горно-складчатого сооружения Большого Кавказа, отделенную от расположенной восточнее Северо-Кавказской моноклинали, поперечной флексурно-разрывной зоной. В пределах западной ступени поверхность консолидированного фундамента располагается на отметках от -8 до -12 км. В пределах Западного Кавказа землетрясения с $M_{\max}=(5.8-6.1)$ в пределах точности определений эпицентров, приурочены

к ограничивающим зону, поперечным и продольным разломам. Внутри зоны единичные землетрясения, расположенные на ее окраинах, не превышают значений $M=4.8$. В связи с этим структуры Западного Кавказа отнесены к зоне с $M_{\max} \leq 5.0$

Северо-Кавказская моноклираль (Табл. 2, II.N2) низкой коровой сейсмической активности и редких сильных землетрясений

Расположена в центральной части Северного Кавказа. Является наиболее поднятой альпийской структурой Большого Кавказа, как в современном рельефе, так и по поверхности фундамента. Одновременно она является наиболее интенсивным новейшим поднятием (до +3 км). В тоже время, уровень сейсмической активности в ее пределах довольно низкий. Здесь наблюдаются регулярные слабые и единичные сильные землетрясения с $M_{\max}=6.0$ (Кисловодск, 1930 г.).

Восточно-Кавказская зона (Табл. 2, II.N3, рис.2) высокой коровой и верхне-мантийной сейсмической активности

С севера отделены от Терско-Каспийского прогиба системой предкавказских Северо-Альпийских разломов, по которым происходит надвигание кавказских структур на север и подвигание Скифской плиты на юг. Одновременно здесь происходит плановый разворот структур Терско-Каспийского прогиба и Кавказа с субширотного на юго-восточный. От интенсивного новейшего поднятия Северо-Кавказской моноклинали структуры Восточного Кавказа отделены Нальчик-Минераловодской флексуно-разрывной диагональной шарнирной зоной по которой консолидированный фундамент в восточном крыле опущен до -10-12 км, а в западном поднят на +3 км. В результате сочетания сложных по кинематике плановых и глубинных деформаций на стыке платформенных и альпийских структур, здесь сформировалась сложная структура Дагестанского клина Восточного Кавказа, осложненная большим количеством продольных и поперечных разломов. Для Восточного Кавказа характерна наиболее высокая сейсмическая активность и высокая повторяемость землетрясений по сравнению с соседними структурами северного склона Большого Кавказа, а максимальные установленные землетрясения характеризуются магнитудами $M_{\max}=(5.8-6.1)$.

Зона прикаспийского периклиналиного замыкания антиклинория Большого Кавказа (Табл. 2, II.N.4), умеренной сейсмической активности

Зона выделяется на крайнем востоке Большого Кавказа, отделена от зоны Восточного Кавказа поперечной системой разломов и представляет собой пониженную структурную ступень Боль-

шого Кавказа, как в рельефе, так и по поверхности консолидированного фундамента, характеризуется большой мощностью осадочных отложений и интенсивным проявлением грязевого вулканизма. В сейсмическом отношении зона характеризуется постоянной устойчивой сейсмической активностью, с максимальной энергией землетрясений $M_{\max} \leq 4.9$.

Рионско-Куринский межгорный прогиб (Табл. 2, III)

Прогиб по поверхности консолидированного фундамента является продолжением и естественным соединением Черноморского и Южно-Каспийского глубоководных прогибов земной коры, которые не затронуты альпийскими движениями и практически асейсмичны в своих центральных частях. Куринско-Рионский прогиб характеризуется высокой и постоянной сейсмической активностью на уровне умеренных и слабых землетрясений. Максимальные наблюдаемые здесь магнитуды землетрясений не превышают $M_{\max}=5.2$. В структурном отношении прогиб осложнен продольными и поперечными разломами фундамента разделяющими его на блоки (III.1-4, рис. 2, табл. 2)

Антиклинорий Малого Кавказа (Табл. 2, IV)

Антиклинорий Малого Кавказа отделен от Куринско-Рионского прогиба системой разломов с которыми связаны землетрясения с $M_{\max}=6.2-6.3$. Южнее, центральная часть Малого Кавказа ограничена от его внешней зоны системой разломов в пределах которой произошло наиболее сильное из известных на Кавказе исторических землетрясений с $M_{\max}=(7.7)$ и инструментально зарегистрированное Спитакского землетрясение с $M_{\max}=6.9$. Непосредственно структуры Малого Кавказа характеризуются постоянной высокой сейсмической активностью, и регулярными сильными землетрясениями магнитуды которых превышают $M=6.0$.

Южнее Малого Кавказа, в пределах Турции и Ирана отмечается региональная линейная зона альпийской складчатости и региональных разломов с $M_{\max} = 8.0$. Таким образом зоны возникновения землетрясений с магнитудой $M_{\max}=8.0$ расположены в центральной части Альпийского Пояса к югу от рассматриваемого Кавказского региона, а энергия максимальных землетрясений закономерно уменьшается с юга на север.

Общей закономерностью в распределении наиболее сильных землетрясений Кавказа является их приуроченность к зонам пересечения продольных альпийских структур Кавказа с поперечными поднятиями по поверхности консолидированного фундамента - Транскавказским и

Шемахинским. Последние, по-видимому, образовались в палеозое и в настоящее время являются концентраторами современных тектонических напряжений. Транскавказское поднятие прослеживается через западные наиболее поднятые структуры Малого Кавказа, Джавахетское нагорье Куринско-Рионского прогиба и Северо-Кавказскую моноклиналию Большого Кавказа. В этой зоне расположены: историческое землетрясение с $M=7.7$ и Спитакское землетрясение Малого Кавказа, сейсмически активное Джавахетское нагорье, Рачинское и Борисахское землетрясения в Зоне надвигов южного склона Боль-

шого Кавказа. Шемахинское поднятие по поверхности консолидированного фундамента испытало значительную переработку за счет герцинских и альпийских деформаций, южная часть зоны тектонически смещена в восточном направлении.

В этой поперечной зоне поднятий располагается наиболее сейсмически активная Восточно-Кавказская зона Северного склона Большого Кавказа, Шемахинская очаговая зона Зоны надвигов южного склона Большого Кавказа, а на ее продолжении в пределах Малого Кавказа отмечается регулярные землетрясения с $M \geq 6$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как следует из проведенных исследований, во многих случаях, для оценки сейсмического потенциала той или иной структуры необходим последовательный анализ ее положения в глобальной и региональной сеймотектонической структуре. На основе проведенного анализа проявления сильных землетрясений в пределах различных тектонических структур составлена сеймотектоническая модель Земли и сеймотектоническая карта Кавказа, на базе которых проведена классификация глобальных и региональных сеймотектонических структур, представленная в табл. 1 и 2.

Проявления землетрясений на определенной площади носят случайный характер и относятся к непрогнозируемым или трудно прогнозируемым явлениям.

Ретроспективный анализ сейсмологических данных свидетельствует о том, что многие из выделенных сейсмогенерирующих структур являются с большой долей вероятности зонами не реализовавшихся сильных землетрясений.

Проведенная классификация сеймотектонических структур позволяет на начальных этапах работ по оценке сейсмической опасности определить тип и ранг региональной структуры в которой расположен объект исследований и определить уровень максимальных наблюдавшихся в данных структурах землетрясений.

Типизация сеймотектонических структур позволяет получить широкий спектр оценок потен-

циального землетрясения – на уровне глобальной, региональной или локальной структуры. В зависимости от уровня безопасности или уровня приемлемого риска, закладываемого в основу безопасности проектируемого промышленного объекта, в качестве расчетного может приниматься параметр того или иного уровня. Так, для конкретного объекта Северного Кавказа, в качестве расчетного землетрясения, может приниматься M_{\max} – локальной структуры, либо региональной зоны, M_{\max} Кавказского региона, либо M_{\max} Альпийского пояса, в зависимости от необходимой гарантии безопасности объекта. Производя расчеты риска на каждый уровень воздействий, в каждом конкретном случае может быть найдено оптимальное сочетание экономической целесообразности, реального уровня безопасности и приемлемого риска.

Автор выражает глубокую признательность директору ЦРГГИ "Геон", академику АЕН РФ Л.Н. Солодилову и директору ЦСГНЭО, академику АЕН РФ А.И.Савичу за постановку и поддержку сеймотектонической тематики, А.А.Годзиковской, сотрудникам МЦД "Твердая кора" РАН за большую помощь в подготовке исходных сейсмологических данных, моим коллегам Н.А.Серебряковой, Н.Ю. Либиной, В.М.Бесстрашнову за техническую помощь в подготовке графических материалов, без поддержки и помощи которых работа не могла быть выполнена автором в обозримом будущем.

Таблица 1. Классификация глобальных и региональных сеймотектонических структур по типу сейсмического режима и максимальным магнитудам (M_s) происшедших в их пределах землетрясений до 1900 г. (M^{1st}) и после 1900 г. (M^{1n})

№	Тип глобальной и региональной сеймотектонической структуры и характеристика сейсмического режима	$M^{1st} > M^{1n}$	M^{1n}
А	СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ НОВООБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ПОСТОЯННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ:	8.8	8.6
А.1	Глобальная система структур растяжения верхних горизонтов земной коры, образованных глубинным диапиризмом, спредингом и новообразованием океанической земной коры:	8.3	8.0
А.1.1	Система океанических (включая вулканические) хребтов, низкой сейсмической активности с редкими сильными землетрясениями.	7.8	7.6
А.1.2	Глобальная система срединно-океанических хребтов, рифтов и трансформных разломов с постоянной устойчивой сейсмической активностью верхних горизонтов земной коры и регулярными сильными землетрясениями.		8.0
А.1.3	Система континентальных рифтов с постоянной устойчивой сейсмической активностью и регулярными сильными землетрясениями.	8.3	7.5
А.2	Глобальная система структур сжатия, сдвигания, утолщения и новообразования континентальной земной коры:	8.8	8.6
А.2.1	Глобальная кольцевая система структур Тихоокеанского пояса	8.8	8.6
А.2.1.1	Фронтальная, глобальная кольцевая система глубинных (до 750 км) сейсмофокальных (субдукционных) зон, погружающихся окраин Тихоокеанской литосферной плиты, наиболее высокой, постоянной сейсмической активности и максимальных землетрясений:	8.8	8.6
А.2.1.1.1	Алеутская		8.4
А.2.1.1.2	Западной окраины тихоокеанской литосферной плиты		8.3
А.2.1.1.3	Филиппинская	8.8	8.1
А.2.1.1.4	Яванская	8.6	8.1
А.2.1.1.5	Восточной окраины тихоокеанской литосферной плиты		8.6
А.2.1.1.5.a	Сигмоидальные межконтинентальные:		7.8
	Карибская	8.1	7.8
	Скоша		7.7
А.2.1.2	Система (коллизийных) структур альпийской складчатости и альпийского орогенеза с устойчивой (позднеальпийские), умеренной и затухающей (раннеальпийские) верхнекоревой сейсмической активностью	8.1	7.8
А.2.1.3	Система современных геосинклиналей низкой и умеренной сейсмической активностью и редкими сильными землетрясениями.		7.8
А.2.2	Южно-Евразийский пояс гетерогенных структур альпийской - складчатости, орогенеза, дифференцированной сейсмической активности (на стадии активизации)	8.8	8.6
А.2.2.F	Глобальная система окраинных Южно-Евразийских, Северо-Евразийских разломов дифференцированной сейсмической активности и регулярных сильных землетрясений	8.1	8.6-8.0
А.2.2.1	Срединно-Азиатский пояс гетерогенных структур альпийской активизации, дифференцированной сейсмической активности и регулярных сильных землетрясений		8.6

№	Тип глобальной и региональной сеймотектонической структуры и характеристика сейсмического режима	$M^{1st} > M^{1n}$	M^{1n}
А.П.2.1.1	Окраинные (включая Байкальские), трансрегиональные и региональные разломы постоянной сейсмической активности с регулярными сильными верхне-коровыми землетрясениями		8.0
А.П.2.1.2	Активизированная Китайская платформа, умеренной и низкой верхне-коровой сейсмической активности с регулярными сильными землетрясениями	8.3	7.9
А.П.2.1.3	Гиндукушская очаговая зона глубоких (до 350 км) землетрясений, высокой и устойчивой сейсмической активности		7.8
А.П.2.1.4	Асейсмичные не переработанные и не активизированные фрагменты древних и молодых платформ		<5.0
А.П.2.2	Альпийский складчатый пояс, устойчивой верхне-коровой сейсмической активности и регулярных сильных землетрясений с фрагментами глубинных зон	8.3	8.0
А.П.2.2.1	Глубинные (до 350 км) сейсмофокальные зоны (Средиземноморье), высокой и устойчивой сейсмической активности.	8.3	8.0
	Вранчская очаговая зона глубоких землетрясений (вероятный фрагмент палеосейсмофокальной зоны)		7.5
А.П.2.3	Асейсмичные глубокие (до 25 км) прогибы земной коры длительного исторического развития, фрагменты не переработанных и не активизированных океанических платформ		<5.0
В	СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ, ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ НИЗКОЙ ВЕРХНЕ-КОРОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И РЕДКИХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ:	8.1	7.3
В.1	Активизированные окраины платформ, с низкой сейсмической активностью и редкими сильными землетрясениями:	8.1	7.0
В.1.1	Северо-Американских платформ- на океанической окраине	8.1	7.0
В.1.2	Аравийской платформы-на границе с соседними высокосейсмичными структурами	8.1	
В.1.3	Индийской платформы- на границе с Южно-Евразийским Поясом	8.1	7.2
В.1.4	Южно-Евразийских платформ-на границе с Южно-Евразийским Поясом		7.1
В.1.5	Австралийских платформ- на океанической окраине		7.1
В.1.6	Африканской платформы- на границе со структурами Атлантики и Средиземноморья		7.1
В.1.7	Северо-Евразийских платформ- на северной океанической окраине		6.7
В.1.8	Фенноскандийская сеймотектоническая провинция Евразии (на границе с Атлантикой) устойчивой, вероятно, постгляциоизостатической, (затухающей) сейсмической активности на уровне слабых и микро-землетрясений с редкими сильными землетрясениями		6.3
В.П	Внутренние части платформ, с низкой сейсмической активностью и редкими единичными сильными землетрясениями.	8.1	7.0
В.П.1	Северо-Американской платформы	8.1	7.0
В.П.2	Аравийских платформ	7.8	
В.П.4	Австралийских платформ		6.9
В.П.5	Евразийских платформ		5.7
В.П.6	Индийской платформы		6.3
В.П.7	Океанических и континентальных платформ		<5.5
В.П.8	Асейсмичные глубокие (до 20 и более км) прогибы консолидированной земной коры длительного исторического развития		<5.0

Таблица 2. Классификация региональных сеймотектонических структур Кавказа

№	Типы структур и характеристика их сейсмической активности	Ms max
	Евразийские древние и молодые платформы низкой верхне-коровой сейсмической активности и редких сильных землетрясений.	≤6.4
I.	<i>Юго-западная активизированная окраина Скифской плиты дифференцированной сейсмической активности</i>	≤6.4
I.1	Индоло-Кубанский прогиб фундамента низкой сейсмической активности и редких сильных землетрясений	≤5.4
I.2	Адыгейский выступ фундамента низкой сейсмической активности и редких сильных землетрясений	≤4.6
I.3	Восточно Кубанский прогиб фундамента низкой сейсмической активности.	
I.4	Ставропольское поднятие фундамента умеренной сейсмической активности и регулярных сильных землетрясений	≤4.8
I.5	Терско-Каспийский прогиб фундамента общей низкой сейсмической активности	≤4.6
I.5.A	Внешняя (Терско-Сунженская) зона складчатости Большого Кавказа высокой коровой и слабой верхне-мантийной сейсмической активности	≤6.4
	Южно-Евразийский Пояс постоянной сейсмической активности.	≤7.7
	Альпийское горно-складчатое сооружение Кавказа дифференцированной, преимущественно верхне-коровой сейсмической активности.	
II	<i>Антиклинорий Большого Кавказа неоднородной сейсмической активности</i>	≤ 7.0
II.NA	<i>Система Северо-Альпийских разломов неоднородной сейсмической активности</i>	≤6.8
II.NA.1	Ахтырский разлом фундамента низкой сейсмической активности и редких сильных землетрясений	≤6.0
II.NA.2	Черкесский разлом фундамента низкой сейсмической активности и редких сильных землетрясений	≤4.5
II.NA.3	Нальчик-Минераловодская флексурно-разрывная зона высокой сейсмической активности на уровне слабых и микро-землетрясений	≤5.5
II.NA.4	Владикавказская зона разломов высокой сейсмической активности и регулярных сильных землетрясений	≤6.8
II.NA.5	Махачкалинская зона разломов высокой корово-мантийной сейсмической активности и регулярных сильных землетрясений	≤6.6
II.NA.6	Структуры северного склона Большого Кавказа	≤6.0
II.N1	Западно-Кавказская зона низкой коровой сейсмической активности и редких сильных землетрясений	≤5.1
II.N2	Северо-Кавказская моноклираль низкой верхне-коровой сейсмической активности и единичных сильных землетрясений	≤6.0
II.N3	Восточно-Кавказская зона высокой коровой и низкой верхне-мантийной сейсмической активности	≤5.9
II.N4	Зона Прикаспийского периклинального замыкания антиклинория Большого Кавказа умеренной верхне-коровой сейсмической активности.	≤5.0
II.SF	<i>Зона надвигов южного склона Большого Кавказа высокой коровой сейсмической активности и регулярных сильных землетрясений.</i>	≤7.0
SF.1	Туапсе-Ялтинская флексурно-разрывная зона редких верхне-коровых землетрясений	≤6.1
SF.2	Шемахинско-Сочинская зона разломов постоянной высокой верхне-коровой сейсмической активности	≤7.0
III	<i>Куринско-Рионский межгорный прогиб земной коры постоянной дифференцированной верхне-коровой сейсмической активности.</i>	≤5.5
III.1	Дзирульско-Северо Черноморская ступень Большого Кавказа постоянной высокой верхне-коровой сейсмической активности	≤5.5
III.2	Восточно-Черноморская впадина переходной и океанической земной коры низкой сейсмической активности,	≤5.0
III.3	Рионский прогиб устойчивой верхнекоровой сейсмической активности	≤5.0
III.4	Куринский прогиб устойчивой верхнекоровой сейсмической активности	≤5.2
IV	Малый Кавказ постоянной и высокой коровой сейсмической активности.	≤7.7

Таблица 3. Каталог наиболее сильных землетрясений глобальных и региональных сейсмоструктур

А. СТРУКТУРЫ НОВООБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОСТОЯННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

1. СТРУКТУРЫ НОВООБРАЗОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВЕРХНЕКОРОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Океанические (включая вулканические) хребты (1.1.)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
FE	1868	4	2	18.7	-155.2	0	8.0	Mr	7.8
PS	1983	11	30	-6.85	72.11	10	7.6	Ms	7.6
PS	1928	3	9	-2.66	88.83	29	7.5	Ms	7.5

Система океанических рифтов и трансформных разломов (1.2.)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
GRV	1998	3	25	-62.8	149.5	10	8.0	Ms	8.0
PS	1960	5	21	-37.1	72.9	0	7.9	Ms	7.9
PS	1942	11	10	-49.5	30.6	0	7.7	Ms	7.7
EPB	1988	3	6	56.9	-143.2	10	7.6	Ms	7.6
GRV	1984	1	11	8.2	-38.8	10	7.1	Ms	7.1
GRV	1977	8	26	-59.4	-20.5	0	7.1	Ms	7.1
GRV	1996	5	9	-22.1	-113.4	10	7.0	Ms	7.0
GRV	1992	8	28	-1.0	-13.6	10	7.0	Ms	7.0
ECUS	1899	4	16	40.2	-125.2	0	7.0	Mw	6.9
SSR	1909	4	10	78.0	128.0	21	6.8	MLH	6.6

Система континентальных рифтов (1.3.)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
FE	1170	6	29	34.6	36.2	0	8.5	Mr	8.3
FE	859	4	8	36.0	36.5	0	8.5	Mr	8.3
FE	1201	5	20	33.7	35.3	0	8.3	Mr	8.1
FE	1114	3	12	37.5	37.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	1063	8	0	34.5	36.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	1870	6	24	30.0	33.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1157	8	12	34.9	36.2	0	8.0	Mr	7.8
FE	1070	2	25	32.0	34.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1759	10	7	33.0	35.5	0	8.0	Mr	7.8
PS	1910	12	13	-8	31	0	7.5	Ms	7.5
GRV	1995	11	22	28.8	34.8	10	7.3	Ms	7.3
PDE	1990	5	20	5.12	32.15	14	7.1	Ms	7.1
PDE	1966	3	20	0.7	29.8	24	6.2	mb	7.1
SSR	1970	5	18	64	146	16	7.1	MLH	6.9
PDE	1969	3	31	27.7	34.0	0	6.8	Ms	6.8

СТРУКТУРЫ НОВООБРАЗОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ (А.П.) ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС ПРЕИМУЩЕСТВЕННО МАНТИЙНОЙ И ВЕРХНЕКОРОВОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ (А.П.1)

Фронтальная глобальная система глубинных (до 700 км) сейсмофокальных зон (СФЗ) (А.П.1.1)

а) Алеутская СФЗ (А.П.1.1.1)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
PS	1964	3	28	61.1	-147.6	30	8.4	Ms	8.4
PS	1965	2	4	51.3	178.6	35	8.2	Ms	8.2
SSR	1792	8	22	54	162	41	8.4	MLH	8.2
PS	1957	3	9	51.63	-175.41	0	8.1	Ms	8.1
PS	1938	11	10	55.48	-158.37	0	8.1	Ms	8.1
FE	1788	7	11	54.0	-160.0	0	8.3	Mr	8.1

б) СФЗ западной окраины Тихоокеанской плиты (А.П.1.1.2)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
PS	1933	3	2	39.25	144.5	30	8.3	Ms	8.3
SSR	1923	2	3	53.0	161.0	41	8.5	MLH	8.3
PS	1989	5	23	-52.34	160.57	50	8.2	Ms	8.2
PS	1969	8	11	43.6	147.2	30	8.2	Ms	8.2
PS	1952	11	4	52.75	159.5	0	8.2	Ms	8.2
SSR	1915	5	1	48.4	155.5	30	8.3	MLH	8.1
FE	1896	6	15	39.4	144.4	0	8.3	Mr	8.1
FE	1843	4	25	41.7	144.8	0	8.3	Mr	8.1
FE	1737	10	17	51.5	158.0	0	8.25	Mr	8.1
FE	1841	5	17	52.5	159.5	0	8.25	Mr	8.1
PS	1938	2	1	-5.05	131.5	40	8.0	Ms	8.0
PS	1923	9	1	35.4	139.2	16	8.0	Ms	8.0
PS	1918	9	7	45.5	151.5	0	8.0	Ms	8.0
FE	1894	3	22	42.5	146.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1881	11	24	-22.0	-174.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1878	2	11	-19.0	168.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1873	2	0	-5.5	146.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1857	4	17	-5.5	147.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1855	1	23	-41.4	175.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1737	11	4	55.5	163.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1677	4	13	38.7	144.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1611	12	2	37.7	144.3	0	8.0	Mr	7.8
FE	1605	1	31	34.3	140.4	0	8.0	Mr	7.8

в) Филиппинская СФЗ (А.П.1.1.3)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
FE	1645	11	30	16.0	120.0	0	9.0	Mr	8.8
FE	1854	12	23	34.1	137.8	0	8.75	Mr	8.6
PS	1924	4	14	6.5	126.5	0	8.1	Ms	8.1
FE	1891	10	28	35.6	136.6	0	8.25	Mr	8.1
FE	1854	12	24	33.2	135.6	0	8.25	Mr	8.1
FE	1707	10	28	33.2	135.9	0	8.25	Mr	8.1
FE	1703	12	31	34.7	139.8	0	8.25	Mr	8.1
PS	1948	1	24	10.5	122.0	0	8.0	Ms	8.0
PS	1946	12	20	33.1	135.8	30	8.0	Ms	8.0
FE	1852	9	16	14.0	120.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1863	6	3	14.5	121.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1880	7	18	15.0	121.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1619	11	30	17.0	121.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1627	9	0	19.0	122.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1621	12	0	11.0	122.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1787	5	13	11.0	123.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1608	12	3	11.0	125.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1889	9	16	1.0	126.3	0	8.0	Mr	7.8

г) Яванская СФЗ (А.П.1.1.4)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
FE	1861	2	16	1.0	97.5	0	8.8	Mr	8.6
FE	1818	11	8	-7.0	117.0	0	8.5	Mr	8.3
PS	1977	8	19	-11.09	118.46	23	8.1	Ms	8.1
FE	1881	12	31	17.0	90.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	1852	11	26	-5.3	129.5	0	8.3	Mr	8.1
FE	1833	11	24	-2.5	100.5	0	8.3	Mr	8.1
FE	1797	2	10	0.0	99.0	0	8.0	Mr	7.8

д) СФЗ восточной окраины Тихоокеанской плиты (А.П.1.1.5)
и окраинные шовные зоны Северо-Американской плиты

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
PERU	1942	8	24	-15	-76	0	8.6	UK	8.6
FE	1868	8	13	-17.0	-72.5	0	8.75	Mr	8.6
FE	1751	5	24	-37.0	-73.0	0	8.75	Mr	8.6
FE	1737	11	24	-43.0	-74.0	0	8.75	Mr	8.6
FE	1687	10	20	-13.5	-76.5	0	8.75	Mr	8.6
FE	1647	5	13	-34.0	-74.0	0	8.75	Mr	8.6
FE	1604	11	23	-17.0	-72.0	0	8.75	Mr	8.6
PS	1960	0	0	-38.2	-73.5	32	8.5	Ms	8.5
SSR	1923	2	3	53	161	41	8.5	MLH	8.3
FE	1746	10	28	-12.0	-77.0	0	8.5	Mr	8.3
PS	1985	9	19	18.14	-102.71	17	8.1	Ms	8.1
PS	1922	11	11	-28.5	-70.0	0	8.1	Ms	8.1
PS	1906	1	31	1	-81.3	0	8.1	Ms	8.1
FE	1882	9	7	8.0	-79.0	0	8.25	Mr	8.1
FE	1877	5	9	-21.5	-70.5	0	8.25	Mr	8.1
FE	1872	3	26	36.5	-118	0	8.3	Mr	8.1
FE	1871	10	5	-20.0	-70.0	0	8.25	Mr	8.1
FE	1857	1	0	35.0	-119.0	0	8.25	Mr	8.1
FE	1845	4	7	17.5	-101.5	0	8.25	Mr	8.1
FE	1837	11	7	-42.5	-74.3	0	8.25	Mr	8.1
FE	1835	2	20	-37.0	-73.0	0	8.25	Mr	8.1
FE	1827	11	16	2.7	-76.1	0	8.25	Mr	8.1
FE	1819	4	3	-27.0	-71.5	0	8.25	Mr	8.1
FE	1730	7	8	-32.5	-71.5	0	8.25	Mr	8.1
FE	1678	6	17	-9.0	-79.0	0	8.25	Mr	8.1
PS	1932	6	3	19.8	-104.0	16	8.0	Ms	8.0
ECUS	1906	4	18	37.8	-122.8	0	8.3	Mw	7.9
ECUS	1857	1	9	35.2	-119.6	0	8.3	Mw	7.9
PS	1952	7	21	35	-119	0	7.8	Ms	7.8
FE	1880	8	15	-31.0	-71.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1878	1	23	-20.5	-70.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1872	3	27	17.0	-96.7	0	8.0	Mr	7.8
FE	1871	3	25	-36.0	-72.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1868	8	16	0.5	-77.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1861	3	20	-32.8	-68.8	0	8.0	Mr	7.8
FE	1812	12	21	34.0	-120.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1787	3	27	16.5	-98.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1754	9	1	16.5	-100.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1732	2	25	16.5	-100.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1657	3	15	-37.0	-73.0	0	8.0	Mr	7.8
PS	1906	4	18	38	-123	13	7.7	Ms	7.7
ECUS	1872	3	26	36.3	-118.2	0	8.0	Mw	7.7

е) Сигмоидальные межконтинентальные СФЗ (А.П.1.1.5):
Карибская СФЗ

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
FE	1867	11	18	18.0	-65.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	1856	8	4	16.5	-86.0	0	8.25	Mr	8.1
FE	1843	2	8	17.0	-62.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	1842	5	7	20.0	-72.2	0	8.3	Mr	8.1
FE	1690	4	5	17.0	-62.0	0	8.3	Mr	8.1
PS	1946	8	4	19.25	-69	0	7.8	Ms	7.8
FE	1887	9	23	19.5	-73.8	0	8.0	Mr	7.8
FE	1839	1	11	14.8	-61.2	0	8.0	Mr	7.8
FE	1766	6	12	19.8	-75.8	0	8.0	Mr	7.8
FE	1751	11	21	18.5	-72.5	0	8.0	Mr	7.8
PS	1974	10	8	17.37	-62	47	7.3	Ms	7.3

СФЗ Скоша

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Mmax	Тип М	Ms
PS	1949	12	17	-53.9	-68.7	0	7.7	Ms	7.7
PS	1929	6	27	-54	-29.5	0	7.5	Ms	7.5
GRV	1991	12	27	-56.032	-25.266	10	7.1	Ms	7.1
GRV	1987	1	30	-60.063	-26.916	47.6	7.0	Ms	7.0

Системы структур альпийской складчатости и орогенеза верхнекоровой сейсмической активности (А.П.1.2)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Mmax	Тип М	Ms
FE	1888	1	9	11.5	-62.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	1887	5	3	30.3	-109.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1837	11	22	16.5	-100.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1820	5	4	16.5	-99.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1812	3	26	8.5	-71	0	8.0	Mr	7.8
FE	1766	10	21	10.5	-64.2	0	8.0	Mr	7.8
GRV	1995	5	27	52.56	142.8	33	7.6	Ms	7.6
PDE	1992	6	28	34.2	-116.4	10	7.6	Ms	7.6
EPB	1959	8	18	44.8	-111	0	7.1	ML	7.6
ECUS	1954	12	16	39.2	-118.1	0	7.8	Mw	7.6
EPB	1915	10	3	40.5	-117.5	0	7.7	MI	7.5
PDE	1983	10	28	44.06	-113.8	10	7.3	Ms	7.3
SSR	1971	9	5	46.47	141.1	17	7.5	MLH	7.3
PS	1958	4	7	66	-156.6	0	7.3	Ms	7.3
PS	1918	2	13	24	117	0	7.2	Ms	7.2
EPB	1872	12	15	48.6	-121.4	0	7.4	MI	7.2
ECUS	1980	11	8	40.9	-124.8	0	7.2	Mw	7.1
ECUS	1968	4	9	33.1	-115.9	0	7.1	Mw	7.0
ECUS	1949	4	13	47.2	-122.7	0	7.1	Mw	7.0
ECUS	1940	5	19	32.7	-115.3	0	7.1	Mw	7.0
ECUS	1934	12	31	31.9	-114.8	0	7.1	Mw	7.0
ECUS	1979	10	15	32.7	-115.2	0	7.0	Mw	6.9
PDE	1985	12	23	62.22	-124.2	6	6.9	Ms	6.9
SSR	1947	11	4	43.8	140.7	30	7.1	MLH	6.9
SSR	1991	3	8	60.09	167.2	35	7.0	MLH	6.8
SSR	1928	2	21	66.5	-173	18	6.9	MLH	6.7
SSR	1924	3	15	49.3	142	18	6.8	MLH	6.6
SSR	1951	4	14	61.3	137.4	30	6.5	MLH	6.3
SSR	1988	10	13	61.8	169.6	26	6.1	MLH	6.0

Современные геосинклинальные системы верхнекоровой сейсмической активности (А.П.1.3)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Mmax	Тип М	Ms
PS	1918	8	15	5.7	123.5	0	7.8	Ms	7.8
GRV	1993	7	12	42.8	139.2	17	7.6	Ms	7.6
PS	1938	5	19	-1.0	120	0	7.4	Ms	7.4
PDE	1969	2	23	-3.1	118.8	13	6.9	Ms	6.9
GRV	1994	10	8	-1.258	127.9	16.6	6.8	Ms	6.8
PDE	1991	2	21	58.43	-175.4	4	6.7	Ms	6.7

ЮЖНО-ЕВРАЗИЙСКИЙ ПОЯС КОРОВОЙ, С ФРАГМЕНТАМИ ГЛУБИННОЙ, СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ (А.П.2)

Срединно-Азиатский Пояс преимущественной верхнекоровой сейсмической активности (А.П.2.1)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Mmax	Тип М	Ms
PS	1950	8	15	28.7	96.6	30	8.6	Ms	8.6
PS	1920	12	16	36.6	105.4	0	8.4	Ms	8.4
PS	1934	1	15	26.5	86.5	20	8.1	Ms	8.1
SSR	1889	7	11	43.2	78.7	40	8.3	Mr	8.1
FE	1839	3	23	22.0	96.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	1761	4	2	19.0	93.0	0	8.3	Mr	8.1
SSR	1911	1	3	42.9	76.9	25	8.2	MLH	8.0
PS	1957	12	4	45.2	99.2	25	8.0	Ms	8.0
PS	1951	11	18	30.5	91	0	8.0	Ms	8.0
GRV	1997	8	11	35.07	87.32	33	7.9	Ms	7.9
SSR	1902	8	22	39.8	76.2	40	8.1	MLH	7.9
FE	1869	1	10	26.0	92.7	0	8.0	Mr	7.8
FE	1858	8	24	19.5	94.4	0	8.0	Mr	7.8
LEE	1833	9	6	25.2	103	0	8.0	MI	7.8
FE	1806	6	1	28.2	92.8	0	8.0	Mr	7.8
FE	1786	6	1	29.7	102.1	0	8.0	Mr	7.8
PS	1927	5	22	30.05	102.37	0	7.7	Ms	7.7
SSR	1761	12	9	50	90	31	7.7	MLH	7.7
GRV	1985	8	23	39.4	75.3	0	7.6	Ms	7.6
SSR	1967	1	5	48.1	102.9	25	7.8	MLH	7.6
PS	1946	9	12	23.5	96	0	7.6	Ms	7.6
SSR	1946	11	2	41.9	72	25	7.8	MLH	7.6
PS	1912	5	23	21	97	0	7.6	Ms	7.6
PDE	1970	1	4	24.1	102.5	31	7.5	Ms	7.5
PS	1937	1	7	35.5	98	0	7.5	Ms	7.5
PS	1932	12	25	39.25	96.5	0	7.5	Ms	7.5
SSR	1931	8	10	46.5	90.5	40	7.7	MLH	7.5
PS	1935	5	30	29.5	66.7	20	7.4	Ms	7.4
SSR	818	0	0	36.8	66.2	50	7.5	MLH	7.3
GRV	1997	2	27	30.0	68.2	0	7.3	Ms	7.3
PDE	1988	8	6	25.1	95.1	90	7.3	Ms	7.3

а) Байкальская краевая шовная рифтовая система верхнекоровой сейсмической активности (А.П.2.1.1)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Mmax	Тип М	Ms
SSR	1905	7	23	49.3	96.2	25	8.2	MLH	8.0
SSR	1725	2	1	56.5	118.5	50	8.2	MLH	8.0
PC	1957	6	27	56.5	116.6	20	7.6	Ms	7.6
SSR	1862	1	12	52.3	106.7	20	7.5	MLH	7.3
SSR	1829	3	7	51.4	104.1	20	7.5	MLH	7.3

б) Активизированная Китайская платформа верхнекоровой сейсмической активности (А.П.2.1.2)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Mmax	Тип М	Ms
LEE	1668	7	25	35.3	118.6	0	8.5	MI	8.3
PDE	1976	7	27	39.57	117.98	23	7.9	Ms	7.9
LEE	1739	1	3	38.9	106.5	0	8.0	MI	7.8
LEE	1695	5	18	36	111.5	0	8.0	MI	7.8
LEE	1679	9	2	40	117	0	8.0	MI	7.8
LEE	1556	1	23	34.5	109.7	0	8.0	MI	7.8
LEE	1303	9	17	36.3	111.7	0	8.0	MI	7.8
PDE	1975	2	4	40.64	122.58	33	7.4	Ms	7.4
PDE	1969	7	18	38.3	119.45	33	7.3	Ms	7.3

в) Гиндукушская очаговая зона глубоких (до 350 км) землетрясений (А.П.2.1.3)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
LEE	1909	7	7	36.5	69.0	230	8.0	MI	7.8
SSR	1965	3	14	36.62	70.77	215	7.7	MLH	7.5
SSR	1911	7	4	36.5	70.5	160	7.6	MLH	7.4
SSR	1937	11	14	35	73	200	7.3	MLH	7.1

АЛЬПИЙСКИЙ ПОЯС ВЕРХНЕКОРОВОЙ, С ФРАГМЕНТАМИ ГЛУБИННОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ (А.П.2)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
FE	1755	11	1	37.0	-10.0	0	9.0	Mr	8.8
FE	1816	2	2	35.0	-10.0	0	8.5	Mr	8.3
FE	1531	1	26	37.0	-12.5	0	8.5	Mr	8.3
FE	819	6	0	36.4	65.4	0	8.5	Mr	8.3
PDE	1969	2	28	36.01	-10.57	22	8.0	Ms	8.0
SSR	1895	7	8	39.5	53.7	60	8.2	MLH	8.0
FE	1878	3	2	33.8	70.7	0	8.25	Mr	8.0
FE	1761	3	31	36.0	-15.0	0	8.25	Mr	8.0
FE	1668	1	4	40.9	48.2	0	8.25	Mr	8.0
FE	1668	8	17	41.0	35.0	0	8.25	Mr	8.0
FE	1428	2	2	42.4	2.2	0	8.25	Mr	8.0
FE	1114	11	0	37.2	40.0	0	8.25	Mr	8.0
FE	958	2	23	36	51	0	8.25	Mr	8.0
FE	856	12	22	36.2	54.3	0	8.25	Mr	8.0
PDE	1975	5	26	35.9	-17.6	0	7.9	Ms	7.9
PS	1946	11	27	24.5	63.0	0	7.8	Ms	7.8
FE	1722	12	27	36.5	-9.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1721	4	26	37.9	46.7	0	8.0	Mr	7.8
FE	1641	2	5	37.9	46.1	0	8.0	Mr	7.8
FE	1608	4	20	36.4	50.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	358	8	24	40.8	29.9	0	8.0	Mr	7.8
FE	-340	0	0	35.5	51.8	0	8.0	Mr	7.8
PDE	1990	6	20	36.96	49.41	18	7.7	Ms	7.7
PS	1956	7	9	36.7	25.8	0	7.7	Ms	7.7
MED	1912	8	9	40.6	27.2	0	7.7	Ms	7.7
PS	1939	12	26	39.5	38.5	17	7.6	Ms	7.6
MED	1905	9	8	38.8	16.1	0	7.6	Ms	7.6
MED	1904	4	4	41.8	23.1	0	7.6	Ms	7.6
PS	1968	2	19	39.4	24.9	7	7.5	Ms	7.5
Shbl	1780	1	8	38.2	46.0	18	7.7	MLH	7.5
Shbl	1139	9	30	40.3	46.2	23	7.7	MLH	7.5

Вранчская очаговая зона глубоких (до 350 км) землетрясений (А.П.2.1)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
SSR	1977	3	4	45.78	26.8	110	7.7	MLH	7.5
SSR	1802	10	26	45.7	26.6	150	7.4	MLH	7.2
SSR	1940	11	10	45.8	26.8	150	7.3	MLH	7.1
SSR	1230	5	10	45.7	26.6	150	7.1	MLH	6.9

Средиземноморские глубинные (до 300 км) сейсмофокальные зоны
(А.П.2.2)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Mmax	Тип М	Ms
FE	1303	8	8	36.3	27.3	0	8.5	Mr	8.3
FE	365	7	21	35.0	25.0	0	8.5	Mr	8.3
FE	262	0	0	36.0	28.0	0	8.5	Mr	8.3
FE	-1410	0	0	36.5	25.5	0	8.5	Mr	8.3
FE	-1900	0	0	35.0	26.0	0	8.5	Mr	8.3
FE	-3000	0	0	38.0	20.0	0	8.5	Mr	8.3
FE	1886	8	27	37.0	21.4	0	8.3	Mr	8.1
FE	1863	4	22	36.5	28.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	1856	10	12	35.5	26.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	1408	12	30	35.5	35.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	1144	5	19	36.0	28.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	796	4	17	35.0	25.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	342	0	0	34.7	32.2	0	8.3	Mr	8.1
FE	76	0	0	34.5	33.0	0	8.3	Mr	8.1
MED	1926	6	26	36.5	27.5	100	8.0	Ms	8.0
MED	1903	8	11	36.0	23.0	100	8.0	Ms	8.0
FE	1847	3	28	35.5	25.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1846	3	28	36.0	25.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1810	2	16	35.5	25.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1810	11	10	35.5	25.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1494	7	1	35.5	25.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	1481	5	3	36.0	28.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	554	8	15	36.5	27.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	344	4	11	36.0	28.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	17	10	0	38.4	27.2	0	8.0	Mr	7.8
FE	-26	0	0	34.5	32.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	-1600	0	0	35.0	25.0	0	8.0	Mr	7.8

**В. СТРУКТУРЫ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ОКЕАНИЧЕСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ
ПЛАТФОРМ НИЗКОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И РЕДКИХ
СИЛЬНЫХ ВЕРХНЕКОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

Северо-Американские древние и молодые платформы (В.1.1, П.1)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Mmax	Тип М	Ms
ECUS	1812	2	7	36.4	-89.5	0	8.7	Mw	8.1
FE	1732	9	16	45.5	-73.6	0	8.0	Mr	8.1
FE	1663	2	5	47.6	-70.1	0	8.3	Mr	8.1
FE	1638	6	11	46.5	-72.5	0	8.0	Mr	8.1
ECUS	1811	12	16	35.9	-89.7	0	8.6	Mw	8.0
FE	1816	7	22	16.0	-92.0	0	8.0	Mr	7.8
EPB	1886	8	31	32.9	-80	0	7.7	MI	7.5
EPB	1925	3	1	47.8	-69.8	0	7.0	Ms	7.0
EPB	1727	11	9	42.8	-70.8	0	7.0	MI	6.8
ECUS	1870	10	20	47.4	-70.5	0	6.5	Mw	6.4
PDE	1989	12	25	60.0	-73.4	5	6.3	Ms	6.1
EPB	1935	11	1	46.7	-79.0	0	6.2	ML	6.1
ECUS	1895	10	31	37.1	-89.2	0	6.2	Mw	6.0
Океанические окраины платформ									
FE	1822	11	11	33.5	-71.8	0	8.3	Mr	8.1
EPB	1933	11	20	73	-70.7	0	7.3	Ms	7.3
PS	1929	11	18	44.0	-56.0	0	7.0	Ms	7.0
ECUS	1886	1	19	32.9	-79.8	0	6.9	Mw	6.8
EPB	1755	11	18	41.5	-67	0	7.0	MI	6.8
PDE	1972	12	27	76.7	-107.0	33	6.0	Ms	6.0
ECUS	1775	11	18	42.8	-70.5	0	6.1	Mw	5.9
GRV	1978	3	24	29.8	-67.4	20	5.8	Ms	5.8

Аравийская платформа (В.1.2, П.2)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
FE	1058	12	8	33.7	45.5	0	8.0	Mr	7.8
FE	873	9	0	27.5	39.0	0	8.0	Mr	7.8
Окраины платформы на границе с соседними сейсмоактивными структурами									
FE	1588	1	4	28.5	36.0	0	8.3	Mr	8.1
FE	1068	3	18	27.5	38.5	0	8.3	Mr	8.1

Австралийская платформа (В.1.5, П.4)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
PDE	1988	1	22	-19.83	133.88	5	6.9	Ms	6.9
PDE	1975	10	3	-22.13	126.72	33	6.0	Ms	6.0
Океанические окраины платформы.									
PS	1906	11	19	-22	109	0	7.1	Ms	7.1
PDE	1968	10	14	-31.5	116.9	1	6.8	Ms	6.8
GRV	1997	10	8	-16.0	124.3	10	6.0	Ms	6.0

Окраины Африканской платформы (В.1.6)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
MED	1935	4	19	31.0	15.2	0	7.1	Ms	7.1
MED	1955	9	12	32.2	29.6	0	6.6	Ms	6.6
PDE	1969	9	29	-32.9	19.6	33	6.3	Ms	6.3
PDE	1983	12	22	11.8	-13.5	11	6.2	Ms	6.2
PDE	1974	9	23	-0.2	12.9	33	6.2	Ms	6.2

Индийская платформа (В.1.3, П.6)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
HRV	1993	9	29	18.0	76.4	6	6.3	Ms	6.3
Краевые прогибы Индийской платформы									
FE	1819	6	16	23.6	69.6	0	8.3	Mr	8.1
FE	1832	1	21	37.0	71.0	0	8.0	Mr	7.8
FE	1737	10	11	22.6	88.4	0	8.0	Mr	7.8
PS	1918	7	8	24.5	91	0	7.4	Ms	7.2

Евразийские древние и молодые платформы (В.1.4, П.5)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
SSR	1904	2	13	56.4	73.0	32	5.8	MLH	5.7
SSR	1926	9	19	57.3	67.0	40	5.4	MLH	5.3
SSR	1626	5	14	66.0	35.5	30	5.4	MLH	5.3
Активизированные окраины Евразийских платформ									
SSR	1976	5	17	40.4	63.4	25	7.3	MLH	7.1
PS	1984	3	19	40.3	63.3	14	7.0	Ms	7.0
SSR	1928	2	21	66.5	-173	18	6.9	MLH	6.7
FENN	1759	12	22	57.70	11.10	0	5.6	UK	5.5
FENN	1931	6	7	54.10	1.50	0	5.5	UK	5.4

Фенноскандийская сеймотектоническая провинция Евразии (В.1.8)

Источник	Год	Мес	День	φ	λ	Глуб	Ммах	Тип М	Ms
SSR	1908	10	14	82.00	30.00	21	6.6	MLH	6.3
SSR	1948	2	18	83.00	40.00	21	6.3	MLH	6.1
FENN	1929	6	10	70.90	9.20	0	6.1	UK	5.9
FENN	1998	3	21	80.26	1.90	0	5.9	UK	5.8
FENN	1819	8	31	66.40	14.40	0	5.8	UK	5.7
FENN	1992	9	9	76.20	7.26	24	5.7	UK	5.6
FENN	1967	11	23	80.20	-0.70	16	5.7	UK	5.6
FENN	1866	3	9	65.20	6.00	0	5.7	UK	5.6
FENN	1992	7	20	78.63	5.49	10	5.6	UK	5.5
FENN	1988	12	13	71.13	-7.69	10	5.6	UK	5.5
FENN	1972	11	25	80.28	-2.05	0	5.6	UK	5.5
FENN	1970	10	26	79.80	2.90	0	5.6	UK	5.5
FENN	1967	10	18	79.81	2.90	0	5.6	UK	5.5
FENN	1959	1	29	70.90	7.40	0	5.6	UK	5.5
FENN	1971	5	31	72.21	1.09	0	5.5	UK	5.4

ПРИМЕЧАНИЯ

УК-тип магнитуды не указан в первичном источнике.

MI-магнитуда по макросейсмическим данным.

M_r-унифицированная магнитуда (исторических) землетрясений по Ч.Рихтеру, или рассчитанная на ее основе А.В.Чипизубовым (1995) по макросейсмическим данным, аналог MI.

M_s-пересчет в магнитуду M_s (последняя графа каталога) произведен на основе обобщенных эмпирических зависимостей ЦСГНЭО (А.В.Сувилова, Н.Бурдина)

Глубина очага: а) указана в каталоге равной нулю (0) для тех случаев, когда она не определена в первичном источнике, б) указана по первичному источнику равной 33 км, что, как правило, соответствует положению очага в земной коре.

Источники, указанные в каталоге, представляют выборки из следующих электронных каталогов МЦД РАН.

- ЕС Catalogue of earthquakes of the 13-member European Community plus Austria and Switzerland, 479 B.C. - 1983. The earthquake found in this catalogue have intensities greater than or equal to IV. The data was compiled by J.M. Gils and after his death, the data were revised by Dr. Gunter Leydecker of the Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, Stilleweg 2, D-3000 Hanover 51, Federal Republic of Germany. The National Catalogue source for each earthquake is shown under the Contributed Magnitudes header. The following codes identify the National Catalogue: (AUS = Austria), (BEL = Belgium), (SWITZ = Switzerland), (GER = Federal Republic of Germany), (SPAIN = Spain), (FRANC = France), (GRBRT = Great Britain), (GREEK = Greece), (IREL =Ireland), (ITALY = Italy), (NETH = Netherlands), (PORT = Portugal).
- PC Pacheco J.F., Sykes L.R. Seismic moment catalogue of large shallow earthquakes, 1900 to 1989 (M_s≥7.0). Bull. Seism. Soc. Am., 1992, 82, 1306-1344.
- Lee W.H.K., Wu F.T., Jacobson C.A., Catalogue of historical earthquakes in China compiled from recent Chinese publications. Bull. Seismol. Soc. Amer., 1976, 66, 2003-2016.
- PDE PDE
- FENN Fennoscandian Earthquake Catalogue, 1375 - 1991, compiled from diskettes prepared at the Institute of Seismology, University of Helsinki, Finland (Ahjos and Uski, 1992). The source reference for each earthquake is listed under the Contributed Magnitude header. The source codes are: (AJH = Ahjos, Finland), (AMB = Ambraseys, Norway), (ANA = Ananin and Panasenکو, Soviet Union), (BER = Bergen, Norway), (BKH = Norsar, North Sea), (BAT = Bath, Sweden), (COP = Copenhagen, Denmark), (DOS = Doss NW Soviet Union), (DSI = Nikonov and Sildvee [referring to Doss], NW Soviet Union), (ERW = Wahlstrim [referring to Erdmann], Sweden), (EKS = Ekstrim, Finland), (FOA = Slunga, et al., Sweden), (GRE = Gregersen, Denmark), (GUW = Wahlstrim [referring to Gumaelius], Sweden), (HJE = Hjelmе, Denmark), (HEL =Helsinki, Finland), (HOL = Holmqvist, Holmqvist and Wahlstrim, Sweden), (IGS = Institute of Geological Sciences, Edinburgh, UK, North Sea), (ISC = International Seismological Center), (IVO = Saari, Finland), (KAR = Karjalainen, Finland), (KAT = Kataja, Finland), (KIM =Kim, et al., Sweden), (KJE = Kjellen, Sweden), (KJW =Wahlstrim, Sweden), (KOL = Kolderup, Sweden), (KON =Kongsberg Seismographic Station, Norway), (KOR = Korhonen, Finland), (KSI = Nikonov and Sildvee, NW Soviet Union), (KVA = Kvale, Norway), (LEH = Lehmann, Denmark), (LIW = Wahlstrim [referring to Nordenstrim], Sweden), (MOS = World Data Center B, Moscow, NW Soviet Union), (MUW = Muir Wood and Woo, Norway), (MUI = Muir Wood et al., Norway), (NAO = Norsar, Norway), (NOW = Wahlstrim [referring to Nordensrim], Sweden), (NSW = Wahlstrim [referring to Nya Sldertalie Tidning], Sweden), (OPT = Optun, Norway), (PAN = Panasenکو, NW Soviet Union),(PEN = Penttila, Finland), (POR = Porkka [see Penttila], Finland), (REB = Bath [referring to Renqvist], Sweden and Finland), (REN = Renqvist, Finland), (SEL = Sellevol et al., Norway), (SIL = Nikonov and Sildvee, NW Soviet Union), (SIW = Wahlstrim [referring to Sidenbladh], Sweden), (SK = Siren and Korollef [see Penttila], Finland), (SLU = Slunga, Sweden), (SVW = Wahlstrim [referring to Svedmark], Sweden), (TOW = Wahlstrim [referring to Tirnebohm], Sweden), (UPP = Uppsala, Sweden), (USGS = U.S.Geological Survey), (VES = Vesanen [see Penttila], Finland), (WAH = Wahlstrim and Ahjos, Sweden and Finland).

- SSR Catalogue of earthquakes occurring in the U.S.S.R., 1122 - 1989 Kondorskaya and Shebalin, 1982). The catalogue contains data from the revised "New Catalog of Strong Earthquakes in the Territory of the USSR from Ancient Times through 1977". The IPE in the magnitude authority column identifies this catalog. The remaining part of the catalogue is taken from the Annual Book, "Earthquakes in the USSR". The authority column identifies the source catalogue for each seismic region: (AL = Altai and Sayany); (AT = Antarctica); (AR = Arctic and Chukotka); (BL=Baltic); (BK = Baikal); (CA = Caucasus); (CM = Crimea and Lower Kuban); (CP = Carpathians); (KM = Kamchatka and Komandors); (KL = Kuril Islands); (MA = Central Asia and Kazakhstan); (NT = Northern Tian-Shan); (NE = Northeast of the USSR); (PR = Primor'e and Amur); (SK = Sakhalin); (TR = Turkmenia (Kopetdag); and (YA = Yakutia). Kondorskaya, N.V., and Shebalin, N.V., Editors, 1982 (Russian Edition, 1975): New catalogue of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977 (corrected and updated according to second edition), Report SE-31, World Data Center-A for Solid Earth Geophysics, Boulder, CO, 608 p.
- GRV Гарвардский каталог землетрясений, 1976-1998 г.г. Internet: <ftp://saf.harvard.edu>
- ECUS EARTHQUAKES IN THE CONTERMINOUS UNITED STATES; Susan K.Goter, Gail P.Thelin, and Richard J.Pike, 1992 M 1: 3 500 000
- EUR Catalogue of European earthquakes, 2100 B.C. - 1982. This catalogue is made up of 7 different sub-catalogs. Each contributing sub-catalogue is indicated in the authority column by one of the following abreviations: (KR = Kirenes, Norway), (TI = Trieste, Italy; Observatorio Geofisico Sperimentale), (ZR = Zurich, Switzerland; supplied by D.Mayer-Rosa ETH-Hongerberg), (FR = Federal Republic of Germany; Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohstoffe, Hanover; Seismologisches Zentral observatorium, Grafenberg), (FE = Fennoscandia; Bath, 1956;Panasenko, 1977), (UP = Uppsala, Sweden; 15 events 1957 - 1959; precise source unknown), and (BN = supplied by B. Massinon, Laboratoire de Detection et de Geophysique, France). File supplied by NOAA (Rinehart and others, 1985). Panasenko, G.D., 1977, Fennoscandian earthquakes in 1951-1970 (Catalog: Soviet Geophysical Committee of the Academy of the USSR, Moscow, 111p.Rinehart, Wilbur, Meyers, Herbert, and von Hake, Carl A., 1985, Summary of earthquake data base, Key to Geophysical Records Documentation No. 21, U.S. Department of Commerce, National Geophysical Data center, Boulder, CO, October 1985.
- EPB Catalogue of Canadian earthquakes, 1568 - 1992, compiled by the Earth Physics Branch (EPB) of Canada, now the Geological Survey of Canada. Also includes earthquakes occurring outside of the Canadian border. Only the prime hypocenters (those selected by EPB/GSC as the best solutions for their earthquakes) are entered into the data base. In some instances (indicated in the authority column), these prime hypocenters may have been computed by an institution other than the EPB/GSC. Hypocenters of felt events and/or events of known magnitudes greater than 0.0 are listed.
- DNAG Catalogue of North American earthquakes, 1534-1985, compiled for the Decade of North American Geology (Engdahl and Rinehart, 1991). The catalogue covers the conterminous United States, Alaska (including the Aleutian Islands), Canada, Greenland, Iceland, and Middle America.Engdahl, E.R., and Rinehart, W.A., 1991, Seismicity map of North America, in Slemmons, D.B., Engdahl, E.R., Zoback, M.D., and Blackwell, D.D. (eds.), "Neotectonics of North America". Boulder, CO, The Geological Society of America, Decade Map Volume 1,21-27.
- FE А.В.Чипизубов. Сильные землетрясения доинструментального периода наблюдений. В кн. Современная динамика литосферы континентов. Подвижные пояса. М., Изд. "Недра", 1995. 316-354.
- CNSS Council of the National Seismograph System United Kingdom (Englih), в интернете
- Shbl Shebalin N.V.Tatevosyan R.E. Catalogue of strong earthquakes ($M \geq 6$) for the global seismic hazard assesment program test area Caucasus/Historical and Prehistorical earthquakes in the Caucasus. Edited by D.Giardin and S.Balassanian. NATO ASI Series, vol. 28, 210-232, Dordecht, 1997.
- Шебалин Н.В. Сильные землетрясения. Избранные труды. Изд-во, Москва, 1997, 544 с.

Таблица 4. Каталог наиболее сильных землетрясений сейсмотектонических структур Кавказа

Год	Месяц	День	ϕ	λ	Глубина	M_{\max}	Индекс структуры на карте (рис. 2)
1926	4	19	45.3	39.3	50	5.4	1.1
1954	2	12	44.7	41.3	40	4.8	1.4
1905	5	26	44.8	43.8	20	4.5	1.5
1767	2	12	43.9	46.7	15	4.6	1.5
1976	7	28	43.17	45.6	16	6.4	1.5.A
1886	10	16	43.8	45.4	35	6.0	1.5.A
1879	10	9	45.1	37.9	25	6	II.NA.1
1830	3	9	43.1	46.7	13	6.8	II.NA.4
1970	5	14	43	47.09	13	6.6	II.NA.4
1905	10	4	44.7	37.4	15	5.1	II.1
1921	6	29	43.8	42.8	25	6	II.2
1652	6	8	42.1	47.7	10	5.8	II.3
1906	2	20	41.5	48.4	25	5.9	II.3
1870	7	7	43.55	39.75	20	6.2	II.SF.1
1667	0	0	40.9	48.2	20	7.0	II.SF.2
1991	4	29	42.39	43.67	6	6.9	II.SF.2
1742	8	5	42.1	45.6	24	6.8	II.SF.2
1350	0	0	42.9	43.1	20	6.5	II.SF.2
1963	7	16	43.2	41.7	9	6.4	II.SF.2
239	9	30	40.3	46.2	23	7.7	IV
1988	12	7	40.92	44.23	7	6.9	IV
1924	9	13	40	42	15	6.9	IV
427	0	0	40.5	46.5	12	6.7	IV
1275	4	14	41.8	44.6	28	6.7	IV
1827	10	20	41.7	44.9	20	6.5	IV
1235	10	0	40.4	47	20	6.3	IV

ЛИТЕРАТУРА

- Батдорф С.Б., Будянский Б.* Математическая теория пластичности, основанная на концепции скольжения // *Механика*. Изд-во иностр. лит., 1962. С. 1-71.
- Борисов Б.А.* Сильнейшее землетрясение на Восточном Кавказе: интерпретация исторических данных и анализ геологической обстановки // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1982. № 9. С. 107-122.
- Вознесенский А.В.* Исследование области Хангайских землетрясений 1905 г. в Северной Монголии // *Материалы отделения физической географии*. Л.: Геогр. о-во СССР. 1962. Вып. 1.
- Гарвардский каталог землетрясений, 1976 г. - 1998 г. Internet: ftp://saf.harvard.edu
- Геодинамическая карта мира. М-б 1:45 000 000. Мингео СССР, 1987.
- Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука, 1995. С. 5-55.
- Годзиковская А.А.* Сводный каталог Кавказа Центра службы геодинамических наблюдений в электроэнергетической отрасли. М.: Гидропроект, 1999.
<http://zeus.wdcb.rssi.ru/wdcb/sep/caucasus/welcome.html>
- Годзиковская А.А., Ландер А.В.* Возможны ли мантийные землетрясения на Чукотке // *Физика Земли*. 1991. № 12.
- Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии // *Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции*. М.: Наука, 1985. Вып. 41. 224 с.
- Зобин В.М. Бахтияров В.Ф., Борисенко В.Н. и др.* Корякское землетрясение 8 марта 1991 г. // *Землетрясения в СССР в 1991 году*. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 76-89.

- Карта новейшей тектоники мира. Схема распространения типов геоструктур новейшего этапа развития. Масштаб 1:65 000 000. Мин-гео СССР, 1984.
- Каталоги электронные. МЦД РАН, 1999.
- Короновский Н.В., Гуцин А.И., Никитин М.Ю., Беляков Г.А.* Тектоническое районирование Восточного Кавказа. Фонды МГУ, 1990.
- МАГАТЭ Руководство по безопасности атомных станций. Вена.
- Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др.* Деформации и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука, 1995. С. 5-55.
- Никонов А.А.* Сильнейшее землетрясение Большого Кавказа 14 января 1668 г. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 9. С. 90-106.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 535 с.
- Папалашвили В.Г. и др.* Рача-Джавское землетрясение 29 апреля 1991 г. // Землетрясения в СССР в 1991 г. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 18-25.
- Рихтер Ч.Ф.* Элементарная сейсмология. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 670 с.
- Сейсмическое районирование территории СССР. М.: Наука, 1980.
- Степанов В.В.* Количественная оценка тектонических деформаций // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 1-255
- Степанов В.В.* Морфологическая характеристика и количественная оценка палеодеформаций западной части Внешней зоны Памиро-Куэнь-Луны // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 1-255
- Тектоническая карта Кавказа. М-б 1:1 000 000 / Гл. ред. П.В. Гамкрелидзе. 1974.
- Тектоническая карта мира. М-б 1: 45 000 000, 1982. XXV2 GEOLOGORUM CONVENTUS. М.: АН СССР, 1984.
- Ambraseys N.N.* Some characteristic features of the Anatolian fault zone // Tectonophysics, 1970. Vol. 9, P. 143-165.
- Lee W.H.K., Wu F.T., Jacobson C.A.* Catalog of historical earthquakes in China compiled from recent Chinese publications // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1976, 66, P. 2003-2016.
- Map Earthquakes in the continental United States M=5.8-8.7 (1534-1991); Susan K. Guter, Gall P. Thelin, and R.J. Pike, 1992/ scale 1:3 500 000.
- Pacheco J.F., Sykes L.R.* Seismic moment catalogue of large shallow earthquakes, 1900 to 1989 (M ≥ 7.0) // Bull. Seismol. Soc. Amer, 1992. Vol. 82. P. 1306-1344.
- Seismicity and fault map of Iran, scale 1:2 500 000. 1982.

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И УСТОЙЧИВОСТЬ ПРОЦЕССА ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ МАСС¹

К.И.Кузнецова

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

ВВЕДЕНИЕ

В работе предпринимается попытка посмотреть на сейсмический процесс – в той его части, которая выражается в актах высвобождения упругой энергии определенного диапазона величин, как на функцию и индикатор напряженного состояния среды. Изменение во времени величины даже одного из главных напряжений может резко изменять характер сейсмического процесса в регионе и вызы-

вать либо потерю его устойчивости, что приведет к возникновению сильного землетрясения, либо, наоборот, повышение этой устойчивости, что ведет к возникновению сейсмического затишья одного из возможных типов. Получает объяснение изменение механизмов очагов землетрясений во времени, в частности перед сильным землетрясением, а также некоторые другие эффекты.

ОТ ТЕНЗОРА СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ – К ТЕНЗОРУ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Очень сложное иерархическое строение материала земных недр ставит вопрос о масштабности его свойств. Недаром в отечественной литературе имеется введенное Ю.В. Ризниченко [Ризниченко, 1965] понятие о горных массах, вообще говоря, неадекватных горным породам. Хотя и те и другие во многом ведут себя сходным образом, о чем говорит, например, закон распределения по величине (блоков, кусков, упругих импульсов), единый во всем диапазоне величин – от микротресков до землетрясений [Виноградов, 1964; Scholz, 1966], такая автомодельность еще не означает численного равенства параметров, характеризующих средние механические свойства материала на разных масштабных уровнях. Особенно чувствительна к масштабу прочность. Эта характеристика принципиально требует определения размеров объекта, к которому она относится. Действительно, она ставит в соответствие факту разрушения тела (какого размера?) среднее (по какому сечению?) напряжение, что трудно применить к неограниченному объему квазисплошной иерархически построенной среды? Поэтому, ставя вопрос о механических условиях возникновения землетрясений, недостаточно опираться только на данные, полученные при лабораторных испытаниях гор-

ных пород. Для описания поведения больших объемов горных масс за пределами упругости требуются какие-то иные методы.

Напомним, что та часть необратимой деформации горных масс, которая связана с перемещениями по сейсмогенерирующим трещинам, – сейсмотектоническая деформация – рассчитывается как тензорная величина [Ризниченко, 1977; Никитин, Юнга, 1977; Соболева, 1984] путем суммирования и нормирования по времени перемещений в очагах землетрясений (так что кроме количественного описания обобщенных макродеформаций характеризует меру разрушенности горных масс – свойство, которое одновременно могло бы быть отнесено к характеристикам прочности).

С напряжениями дело обстоит сложнее. Изучение очагов землетрясений приносит информацию о положении в пространстве главных осей тензора деформации и отчасти о девиаторе полного тензора напряжений, но ничего не сообщает о его шаровой части. Распространенное в сейсмологической литературе отождествление главных осей в очаге землетрясений или главных осей сейсмотектонической деформации с главными осями тензора напряжений безусловно неправомерно. Даже допустив соосность тензоров,

¹ См. также: К.И. Кузнецова “Сейсмичность как отражение процесса деформирования горных масс” // Физика Земли. 1991. № 9.С.47-59.

через главные значения тензора сейсмоструктурной деформации, сумма которых равна нулю (считается, что перемещения в очагах - плоские), невозможно узнать ни алгебраические знаки, ни величины главных значений тензора напряжений, определяемые по данным о механизмах очагов лишь как наибольшее, среднее и наименьшее [Введенская, 1969]. Они также не определяются ни через напряжения, снятые в очаге - землетрясения (снимается только часть их), ни путем статических тензометрических измерений *in situ* на малых базах, не обязательно характеризующих средние величины на уровне больших линейных объектов.

Можно, однако, подойти совсем с другой стороны и использовать то обстоятельство, что статистические свойства совокупности трещин, возникающих в деформируемом теле, зависят (кроме других факторов) от напряженного состояния, в котором это тело находится.

Речь идет об известном эффекте - переходе от хрупкого разрушения к пластической деформации в результате повышения всестороннего давления². С ростом давления увеличивается число и уменьшаются размеры трещин, возникающих в деформируемом теле. Пластичность, при которой перемещения происходят на уровне структуры вещества, - предельный случай этого ряда. Одновременно с пластичностью всестороннее давление повышает и прочность - то напряжение, при котором локализованное разрушение образца все-таки происходит [Хендин, 1969].

Внутренний механизм, определяющий этот эффект, обусловлен взаимодействием трещин через возникающие при смещении по ним локальные поля повышенных и пониженных напряжений [Осокина, Фридман, 1987]. С полями повышенных напряжений связано "положительное" взаимодействие трещин - способность их к группированию и объединению, результатом чего может стать стремительное развитие магистрального разрыва, с полями пониженных напряжений, возникающими вблизи центральной части трещины, - "отрицательное" взаимодействие, ведущее к взаимному торможению трещин и подавлению одних трещин другими.

Чем больше длина трещины и выше касательные напряжения внешнего поля, тем больше максимумы напряжений на концах трещин и тем

больше вероятность их слияния. Размер этих максимумов пропорционален величине смещения по трещине, а оно, как показано в [Осокина, 1987], - падению касательного напряжения на трещине $\Delta\tau$, задаваемому выражением:

$$\Delta\tau = \tau_n + k\sigma_n, \quad (1)$$

которое совпадает по форме с известным уравнением Кулона-Мора

$$\tau_n + q\sigma_n = c_0, \quad (2)$$

где τ_n - касательное напряжение на трещине, необходимое для сдвига по готовой трещине в (1) или для хрупкого разрушения скалыванием в (2), σ_n в (1) и (2) - нормальное напряжение на трещине (сжатие считается отрицательным), c_0 , k , q - константы, определяющие свойства материала³ (c_0 - прочность на скалывание, k - коэффициент сухого трения, q - коэффициент внутреннего трения). Таким образом проясняется внутренний механизм повышения прочности при увеличении всестороннего сжатия.

Лабораторные эксперименты, ориентированные на геофизические приложения, позволяют обсуждать статистические свойства совокупности трещин в сейсмологических терминах. В деформируемом материале параметр γ (или b) распределения излучаемых микротрещинами упругих импульсов по энергии ($\lg N = A - \gamma K$, где $K = \lg E$, E - энергия импульса в Дж, или $\lg N = a - bM$, где M - магнитуда, N - число импульсов) увеличивается с ростом всестороннего давления и уменьшается с ростом касательных напряжений [Mogi, 1964; Scholz, 1966; Logon, 1978]. Имеются также подтверждения этой закономерности на сейсмологическом материале. В работах [Кузнецова, Муралиев, 1987; Солоненко, 1987; Муралиев, 1989] обнаружена корреляция величины γ с видом сейсмоструктурной деформации.

Далее, есть основания утверждать, что распределение числа сейсмических событий по величине содержит информацию не только об иерархической структуре горных масс [Садовский и др., 1984] или о статистике "прочных" мест на поверхности большого разлома [Lomnitz-Adler, 1985], но также о том напряженном состоянии, в котором находится среда. Следовательно, через параметры графика повторяемости землетрясений может быть получена некоторая информа-

² Тот же переход может быть обусловлен изменением скорости деформирования, когда она соизмерима со скоростью релаксации напряжений в материале [Кузнецова, 1969; Виноградов и др., 1975], а также изменением температуры.

³ В допущении соосности тензоров деформации и напряжений или с поправкой на возможное некоторое различие в положении их осей [Юнга, 1978]

ция о соотношении между девиаторной и шаровой частями тензора напряжений.

Очевидно, что на параметр γ влияют и другие факторы – как стабильно существующие (например, вещественный состав), так и обусловленные спонтанным развитием трещин, особенно перед большим сейсмическим событием. Есть указания на его понижение перед сильным землетрясением [Мамадалиев, 1964; Кочетков и др., 1974; Виноградов, 1980], на его повышение [Smith, 1986], на то, что он сначала повышается, а затем понижается [Smith, 1981; Михайлова, 1982; Завьялов, 1984; Кузнецова и др., 1984; Main et al., 1989]. В [Main et al., 1989] предложено объяснение, связывающее изменение величины b с ростом касательных напряжений (или коэффициента интенсивности) на краю растущего разлома и с последующим падением их в результате развития там же пластической деформации.

Немонотонное изменение параметра γ может быть также связано с таким изменением напряженного состояния района, при котором монотонно меняется соотношение между шаровым тензором и девиатором напряжений, т.е. между суммой и разностями главных значений тензора. Мы попытаемся показать ниже, что, анализируя временной ход параметра в контексте с другими явлениями, можно получить об этом содержательную информацию.

О прочности горных масс. Приняв, что вид напряженного состояния обуславливает (наряду с другими факторами) степень дробности, будем говорить о прочности горных масс как о таком соотношении шаровой и девиаторной частей полного тензора напряжений на данном масштабном уровне, при котором повышается вероятность возникновения "больших", для данного объема, разрывов. Критические физические условия включают в себя не только соотношение двух частей полного тензора напряжений, но и абсолютные величины его главных значений.

Прочность зависит также от масштабного фактора. В силу бесконечного во времени действия тектонических сил и многократно возобновляемых перемещений по разрывам всех рангов их поверхности постепенно превращаются в перебитые зоны, где изменены не только средние свойства горных масс, но и свойства самих горных пород. Применительно к большому объему, содержащему хотя бы один большой разлом, правомерно говорить о двух (или более) резко различных уровнях прочности и о ее высокой анизотропии.

Наконец, следует принять во внимание фактор времени. В телах, длительное время находя-

щихся под нагрузкой, он действует неоднозначно. Широко известна обратная экспоненциальная зависимость между напряжением и временем до разрыва образца, полученная в условиях одноосного растяжения [Журков, 1968]. Ее связывают с постепенным накоплением и объединением локализованных микротрещин и полагают, что этот же механизм обеспечивает подготовку магистрального разрыва сколового типа и связанного с ним землетрясения в природных условиях [Журков и др., 1977; Соболев, Завьялов, 1980].

Однако известно и другое явление. При разрыве необратимой деформации в гетерогенном материале увеличивается разориентация элементов его структуры (дислокации в кристаллах, зерен, составляющих агрегат), в результате чего повышается его прочность [Журков, 1963]. К повышению прочности приводит и развитие сети трещин в материале [Челидзе, 1987]. Статистика же пространственного расположения трещин скалывания в трехмерно напряженном теле зависит от соотношения вероятностей возникновения трещин на биссекторных плоскостях между главными осями 1, 2, 3, т.е. от соотношения между величинами касательных напряжений $\tau_{12}, \tau_{23}, \tau_{31}$, а не только от величины $\tau_{13} = \tau_{\max}$. Следовательно, при $\tau_{12} \approx \tau_{23} \approx \tau_{13}$ трещинная структура со временем может повышать прочность и прочностную изотропность объема.

Таким образом, в зависимости от напряженного состояния в горных массах могут развиваться как разупрочнение, так и упрочнение. Первому может соответствовать понижение, а второму – повышение параметра наклона графика повторяемости γ .

Физические схемы, выдвинутые в разные годы в связи с изучением очага землетрясения [Kollenher et al., 1973; Мячкин и др., 1974; Брейс и др., 1976; Мячкин, 1978; Li, 1979; Райс, 1982; Николаевский, 1983; Добровольский, 1984; Григорян, 1988], в основном были направлены на понимание кинетики подготовки магистрального разрыва. Авторы приведенных работ так или иначе используют представление о положительном взаимодействии, спонтанном развитии и объединении зарождающихся трещин, расходясь лишь в оценке ведущего механизма этого процесса [Брейс и др., 1976; Мячкин, 1978]. Отрицательное, блокирующее взаимодействие трещин практически не привлекало внимания исследователей. Соответственно не исследовалось и влияние на сейсмичность трехмерного напряженного состояния.

Эволюция напряженного состояния среды и эволюция сейсмичности (модель). Проведем

мысленный эксперимент, аналогичный техническому испытанию на прочность. Поставим прямую задачу и попытаемся представить себе, как должен протекать сейсмический процесс при изменении во времени трехмерного напряженного состояния среды. Обратим внимание на ожидаемое при этом синхронное изменение различных параметров сейсмичности. Исследуем простейшие возможные случаи.

Представим себе некоторый достаточно автономный объем квазисплошной среды с характерным размером L , в котором могут возникать и находиться трещины размерами от $\ell \ll L$ до $\ell \approx L$. Среднее напряженное состояние определено главными нормальными напряжениями $\sigma_3 < \sigma_2 < \sigma_1$.

Введем параметр нагружения среды

$$P^* = \sigma_{cp} / \tau_{e\eta}, \quad (3)$$

где $\sigma_{cp} = 1/3(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$ – среднее нормальное напряжение; $\tau_{e\eta}$ ($\eta \neq \varepsilon = 1, 2, 3$) – касательное напряжение. Наглядным смыслом обладает параметр двумерного нагружения

$$P^* = (\sigma_1 + \sigma_2) / (\sigma_1 - \sigma_2) \quad (4)$$

– равный нормальному давлению на площадках, делящих пополам углы между осями 1 и 2, отношению к величине касательного напряжения, действующего на этих площадках. Как показано в [Осокина, 1987], с ростом P^* уменьшается величина смещения по трещине скалывания, совпадающей с такой площадкой.

Рассмотрим простейший случаи перестройки во времени напряженного состояния: при неизменном положении в пространстве всех главных осей монотонно изменяется по величине лишь одно из главных значений тензора напряжений. На рис. 1, а приведен численный пример. Ось абсцисс – числовая ось главных значений тензора напряжений, причем фиксированы значения двух главных значений σ_i и σ_j , а третье (σ_k) – пробегает во времени любые значения, так что последовательно меняет индекс – 3, 2, 1 или 1, 2, 3, являясь сначала алгебраически наименьшим, затем средним и, наконец, наибольшим, или наоборот. Напряжение сжатия меньше нуля, напряжение растяжения – больше.

По оси ординат отложены функции P_{ik}^* , P_{ij}^* , P_{jk}^* , характеризующие условия на биссекторных плоскостях между осями k и i , i и j , j и k . Функции P_{ik}^* , P_{jk}^* представляют собой гиперболы с асимптотами $\sigma_k = \sigma_i$ и $\sigma_k = \sigma_j$. Функция

P_{ij}^* линейно убывает с алгебраическим ростом σ_k . Минимальные значения функций рассматриваемого семейства образуют контур P_{min}^* , обозначенный жирной линией. Из всех кривых семейства он соответствует напряженному состоянию, наиболее благоприятному для реализации трещин. Характеристиками контура (P_{min}^*) может служить ордината B_I , ордината точки B_{II} и ширина контура на некотором выбранном уровне. Допустив линейную зависимость σ_k от времени t , обозначим эту ширину как аномальное время $T_{ан}$. В соответствии с контуром P_{min}^* должны изменяться параметры сейсмического режима. В центральной части контура условия для реализации трещин и возникновения землетрясений относительно слабо зависят от напряжения σ_k . Такое состояние соответствует малому различию в вероятностях возникновения трещин разных размеров, а в сейсмических приложениях – низкому значению параметра наклона графика повторяемости землетрясений γ . Когда все три главных напряжения близки по абсолютным значениям ($\sigma_1 \approx \sigma_2 \approx \sigma_3$), касательные напряжения близки к нулю, а функция $P^* \rightarrow \infty$. Перемещения по плоскостям трещин затруднены. Наступает сейсмическое затишье. Назовем его общим сейсмическим затишьем. Точки B_I и B_{II} – точки бифуркации функции P^* , в которых резко изменяется характер процесса. При движении точки σ_k влево от точки B_I (в квадранте i, k) или вправо от точки B_{II} (в квадранте j, k) даже незначительное изменение σ_k ведет к падению параметра P_{min}^* и активизации сейсмического процесса, который может потерять устойчивость. Увеличивается вероятность развития магистрального разрыва. Особенно вероятна потеря устойчивости правее точки B_{II} . Действительно, легко убедиться, что правая ветвь контура круче левой, особенно при малых по модулю значениях $\sigma_k < 0$.

Семейство контуров P_{min}^* показано на рис. 2. Видно, что чем ближе между собой значения постоянных во времени главных значений σ_i и σ_j и чем выше средний уровень напряжений в среде: $\sigma_{cp} = \frac{1}{2}(\sigma_i + \sigma_j)$, тем более длительным должно быть затишье. Кроме того, величина

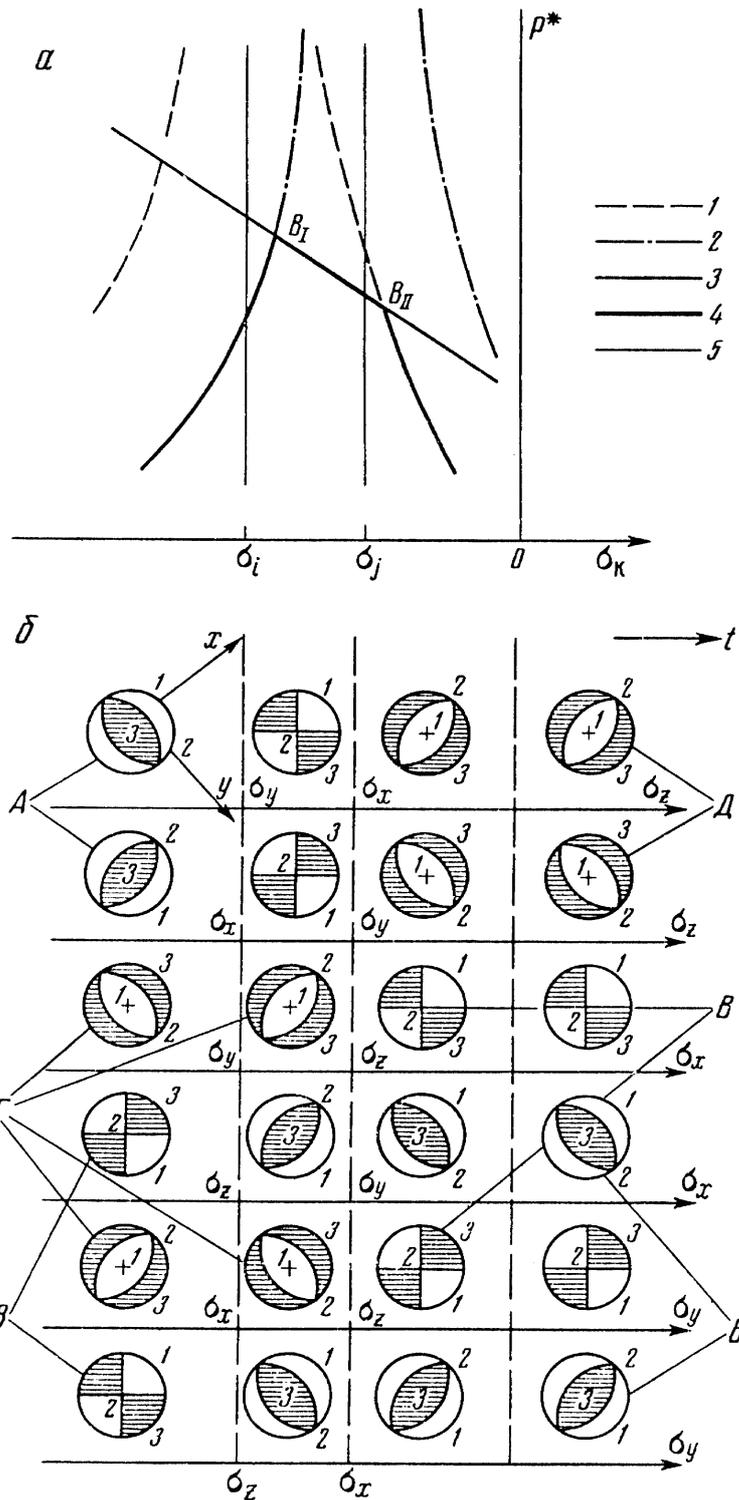


Рис. 1. *a* – семейство функций $P_{\eta\zeta}^* = \sigma_{cp} / \tau_{\eta\zeta}$: 1 – P_{ki}^* , 2 – P_{kj}^* , 3 – P_{ij}^* , 4 – контур минимальных значений $P_{\eta\zeta}^*$, 5 – асимптоты; B_I, B_{II} – точки; *b* – типичные механизмы очагов, соответствующие различным соотношениям между главными напряжениями $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ затемнен квадрант сжатия. Типы очагов: *A* – сбросы расплощивания; *B* – сбросы растаскивания; *B* – сдвиги; *Г* – надвиги; *Д* – подвиги. 1, 2, 3 – порядковые индексы осей напряжений.

P_{\min}^* в точке B_I тем больше, чем больше σ_{cp} , соответственно, тем менее вероятно возникновение сильных землетрясений, т.е. тем “глубже” затишье. Количественные соотношения приведены на рис. 3.

С изменением в данном объеме одного из главных напряжений меняются и механизмы очагов землетрясений. Это видно на рис. 1, *b*, где главным осям, обозначенным X, Y, Z , придано конкретное расположение в географическом

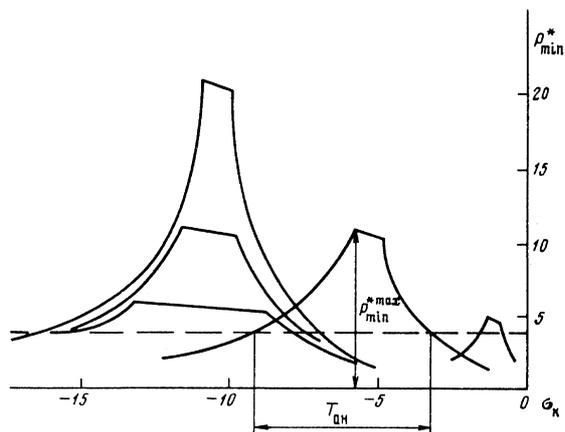


Рис. 2. Семейство контуров P_{\min}^* $P_{\min}^{*\max}$ – величина, пропорциональная «глубине» сейсмического затишья. $T_{\text{ан}}$ – длительность затишья на условном уровне.

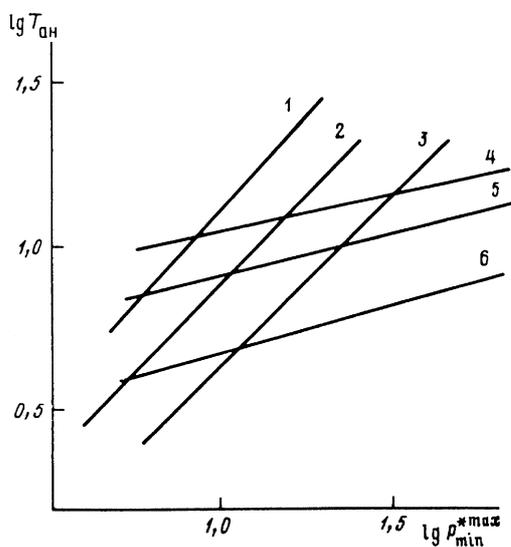


Рис. 3. Соотношение между длительностью и «глубиной» затишья при различных параметрах постоянной во времени части тензора напряжений 1 – 3 – $\Delta\sigma_{ij} = \sigma_i - \sigma_j = \text{const}$: 1 – $\Delta\sigma_{ij} = 4$; 2 – $\Delta\sigma_{ij} = 2$; 3 – $\Delta\sigma_{ij} = 1$; 4 – 6 – $\Sigma_{ij} = \sigma_i + \sigma_j = \text{const}$: 4 – $\Sigma_{ij} = 15$; 5 – $\Sigma_{ij} = 10$; 6 – $\Sigma_{ij} = 5$.

пространстве (что не нарушает общности рассуждений). Рассмотрены случаи, когда переменным во времени напряжением σ_k являются σ_x, σ_y , или σ_z . На разных этапах процесса в данном объеме возникают разные типы подвижек в очаге (сброс, сдвиг, надвиг), причем их плоскости имеют различные простирания.

Тип очага неоднозначно связан с видом напряженного состояния. Сбросы могут возникать как в условиях наибольшего вертикального сжатия [$\sigma_z < \sigma_x$ (или $\sigma_y) < 0$, «сбросы расплющивания»], так и в условиях наибольшего горизонтального растяжения [$\sigma_z < 0 < \sigma_x$; (или $\sigma_y)$, «сбросы растаскивания»]. То же самое можно сказать о кинематически неразличимых надвигах

($\sigma_x, \sigma_y < \sigma_z < 0$) и поддвигах. Различия в напряженном состоянии должны, вероятно, отражаться также на энергии, сейсмическом моменте и других характеристиках таких землетрясений, однотипных по механизму очага.

Обсуждение. Проведенное нами исследование приводит к выводу, что на параметры сейсмичности влияют не сами величины касательных напряжений, а некоторая функция от полного тензора напряжений. Взятая в качестве простейшего примера такой функции совокупность отношений первого инварианта тензора напряжений к главным касательным напряжениям обладает важной особенностью – она имеет точки бифуркации, у которых процесс реализации трещин резко активизируется. Монотонному во времени нагружению (или разгрузке) объема соответствует внезапное изменение поведения среды.

Явление сейсмического затишья многократно описывалось сейсмологами [Нерсесов и др., 1976; Михайлова, 1982; Mogi, 1986; Соболев, 1989]. По наиболее распространенной гипотезе, порожденной наблюдениями в зонах региональных разломов сдвигового типа [Kollenher et al., 1973; Li, 1979; Григорян, 1988], сейсмическое затишье обусловлено возникновением неровности (asperity), препятствующей скольжению по разлому, или «жесткого включения» [Добровольский, 1984], а большое землетрясение – разрушением препятствия и высвобождением накопленной на нем упругой энергии.

В нашей схеме отражены два типа сейсмического затишья. Первый тип – сейсмическое затишье результат временной механической устойчивости некоторого объема среды с трещинами, а большое землетрясение – результат бифуркационной потери этой устойчивости.

При потере устойчивости объема с трещинами меняются параметры сейсмического режима. Можно предложить следующую гипотетическую схему. Левее точки B_I , в области относительно больших нормальных напряжений, возможно падение значений функции P^* приводит к повышению сейсмической активности и понижению наклона графика повторяемости землетрясений γ , а правее точки B_{II} , где нормальные напряжения невелики, вероятно, способствует развитию медленного крипа – асейсмического или субсейсмического перемещения бортов разлома. Крип создает область разгрузки вблизи разлома [Осокина, Фридман, 1987] и, соответственно, – область сейсмического затишья. Назовем его локальным сейсмическим затишьем.

Потеря устойчивости крипа в узкой зоне хорошо известна в механике и может привести к быстрому смещению ее границ и динамическому явлению – землетрясению [Райс, 1982].

Если общее сейсмическое затишье обусловлено таким напряженным состоянием, которое блокирует развитие перемещений по трещинам, то локальное затишье – косвенный результат противоположного явления. При некотором освобождении региона появляется возможность крипа по существующим разломам и вблизи них появляются “пятна” повышенной и пониженной сейсмичности [Райс, 1982, Осокина, 1987].

В работе [Райс, 1982] отмечено возникновение контрастной (с “пятнами”) сейсмичности именно при общей активизации района. Детальные исследования в зоне сближения Памира и Тянь-Шаня показали, что перед Алайским землетрясением (1.XI.1978 г., $M=6.8$) вытянутая на 1000 км область затишья, включающая эпицентр, существовала в течение 12 лет [Михайлова, 1982] именно там, где независимым методом было установлено развитие в это время сдвигового перемещения по региональному разлому [Осокина, et al., 1992], причем за пределами области затишья сейсмичность была повышена. Затишье вблизи эпицентра этого землетрясения прямо связано с предварительным криповым движением по разлому. Есть основания думать, что подобную природу имеют затишья перед некоторыми камчатскими землетрясениями, а также землетрясением 1989 г. в Сан-Франциско [The Zoma Prieta ..., 1989]. По-видимому, такова же природа сейсмического затишья второго типа рода, описанного К. Моги [Mogi, 1986].

Заметим здесь, что выявление этих эффектов сильно зависит от размеров пространственно-временного окна, по которому усредняются статистические параметры сейсмичности. С размером окна связано, в частности, утверждение, что перед сильным землетрясением имеет место накопление разрывов, концентрация которых обуславливает развитие магистрального разрыва (и большого землетрясения) подобно тому, как это происходит в лабораторных опытах [Mogi, 1964; Журков и др., 1977]. Возможен такой результат усреднения, когда по большой площади, включающей область сейсмического затишья, окажутся “размазанными” рои землетрясений, составляющие вместе с затишьем генетически единую пару. Различие в технике обработки материала в данном случае может повести исследовательскую мысль в совершенно разных направлениях.

Представляется, что контрастность сейсмичности – эффект второго порядка, связанный с появлением локальных полей напряжений вбли-

зи разломов, по которым начались криповые перемещения. Первичной причиной оживления района является определенное изменение его напряженного состояния, следствием – потеря устойчивости крипа на одном из разломов и возникновение очага большого землетрясения.

Наконец, с этих же позиций посмотрим еще на одно явление – дискретное изменение механизмов очагов землетрясений, при котором их оси “поворачиваются” на угол порядка 90° относительно осей, предшествовавших им очагов. Оно впервые было отмечено на материале слабых землетрясений [Sadovski et al., 1972; Симбирева и др., 1974], но обнаружено также и для сильных [Широкова, 1977].

Как показано в работе [Широкова, 1977], для территории Среднего и Ближнего Востока механизмы землетрясений с $M>5$ сменились между двумя изученными десятилетиями, причем районы, где в 1964-1973 гг. произошли сильные землетрясения с новой ориентацией осей, в период 1953-1963 гг. были асейсмичны, и наоборот. Механизмы очагов Газлийских землетрясений 1976 и 1984 гг. [Газлийские землетрясения, 1987] различаются в целом тем, что субгоризонтальные оси i и x как бы поменялись местами (СВ-ЮЗ на СЗ-ЮВ, и наоборот) при сохранении субвертикального положения оси k . Соответственно изменилось и простираение нодальных плоскостей. Очевидно, что для смены двух соседних индексов осей деформации достаточно изменения модуля одного из главных напряжений. Например, в Газли такая “рокировка” индексов 2 и 3 может говорить либо об увеличении сжатия по оси ЮЗ–СВ, либо об уменьшении его по оси ЮВ–СЗ.

Бухтообразному ходу параметра γ и некоторых геофизических предвестников землетрясений предлагались различные объяснения [Брейс, и др., 1976; Мячкин, 1978; Николаевский, 1983; Соболев, 1983; Зубков, Алимова, 1987]. Но даже при рассмотренном нами простейшем варианте перестройки напряженного состояния среды перед сильным землетрясением немонотонен, бухтообразен ход самого “управляющего параметра” процесса. Уже из этого может следовать все остальное.

Что касается сейсмических предвестников, ожидавшихся по гипотезе лавинно-неустойчивого трещинообразования [Мячкин и др., 1974; Брейс и др., 1976; Мячкин, 1978] (постепенное стягивание пространственно-временных очагов слабых землетрясений к очагу будущего сильного с последовательным увели-

чением их энергии), то, вероятно, они потому практически и не наблюдаются, что перед сильным землетрясением процесс принципиально меняет свой характер. При потере устойчивости в объеме и локальном развитии катастрофы взаимодействие трещин разных рангов происходит "через головы" ближайших иерархов. О подготовке очагов землетрясения в собственном смысле слова наблюдатели иногда почти ничего не успевают узнать.

Оценке размеров области, где перед сильным землетрясением изменяется напряженное состояние, могут способствовать данные о месте и времени появления различных его предвестни-

ков. Некоторые, и именно долгосрочные, например локальное сейсмическое затишье, тяготеют к будущему эпицентру, другие же, краткосрочные, к удивлению исследователей, возникают за сотни километров от него [Соболев, 1983; Зубков, Алимova, 1987].

Этот парадокс невозможно понять с помощью представлений о кинетике спонтанно развивающихся трещин, готовящих собственно очаг. Лишь мысль о том, что в большом объеме происходит перестройка напряженного состояния, связанная с движением крупных геотектонических единиц, может подвести к непротиворечивому ответу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Постановка вопроса об определении механических свойств материала земных недр за пределами упругости и попытка описать их по аналогии с техническими материалами не приводят к ясным результатам. Удобное для человеческой практики разделение механических свойств на пластические и прочностные не вмещает эффектов взаимного проникновения и превращения форм поведения сложно-построенных и непрерывно деформируемых горных масс, на многих масштабных уровнях диссипирующих поступающую в них энергию.

Активными элементами самоорганизации процесса деформирования горных масс являются трещины, которые через создаваемые ими локальные поля напряжений связаны между собой прямыми и обратными связями. Поскольку линейные размеры трещин, одновременно участвующих в процессе квазидеформации, различаются на много порядков, процесс на разных уровнях может иметь различный и даже противоположный характер. Одноранговая техническая классификация теряет здесь свою актуальность, уступая место выявлению механизмов самоорганизации процесса, придающей ему новые качества.

Эти качества существенно зависят от внешнего поля напряжений. Имеющая физический смысл функция от полного тензора напряжений испытывает бифуркации, которые, как нам представляется, и определяют пространственно-временную контрастность сейсмического процесса. Отметим один частный результат: бифуркации, при которых процесс может потерять устойчивость, возможны как при увеличении, так и при уменьшении хотя бы одного из главных сжимающих напряжений в среде. Особенно чре-

ват, вероятно, катастрофами второй случай. Эффект приподнятой крышки, понятный и на интуитивном уровне, получается как результат более строгого рассмотрения.

В связи с этим некоторые геодинамические ситуации могут получить нетрадиционное истолкование. Так, активизация сейсмичности, которую обычно связывают с увеличением вертикальных или горизонтальных усилий, испытываемых регионом, может быть обусловлена противоположными причинами – уменьшением этих усилий, в результате нисходящих движений или относительного отступления соседнего по латерали участка литосферы. Могут быть и другие неожиданные случаи.

Представления о факторах, управляющих сейсмическим процессом, делают, видимо, извечный виток по спирали. В свое время возникновение сильного землетрясения сейсмологи связывали только с достижением касательными напряжениями "предела прочности" в молчаливом допущении, что свойства земной коры остаются неизменными. Позже успехи физики прочности увлекли исследователей в другую сторону – причину возникновения очагов землетрясений стали искать в спонтанном падении прочностных свойств горных пород, отводя изменению напряженного состояния не только второстепенную, но и вообще необязательную роль.

Однако современный уровень знаний дает все больше оснований видеть в переменном во времени трехмерном напряженном состоянии тектоносферы важнейший фактор, управляющий сейсмическим процессом, который в свою очередь вносит коррективы в тектонический процесс.

ЛИТЕРАТУРА

- Брейс В.Ф., Мячкин В.И., Дитрих Дж. Х., Соболев Г.А.* Две модели объяснения предвестников землетрясений // Сб. советско-американских работ по прогнозу землетрясений. Т. 1, кн. 2. Душанбе; Москва: Дониш, 1976. С. 9-23.
- Введенская А.В.* Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокации. М.: Наука, 1969. 136 с.
- Виноградов С.Д.* Акустические наблюдения процессов разрушения горных пород. М.: Наука, 1964.
- Виноградов С.Д.* Об изменениях сейсмического режима при подготовке землетрясения // Моделирование предвестников землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 169-178.
- Виноградов С.Д., Мирзоев К.М., Саломов Н.Г.* Сейсмический режим при разрушении неоднородных материалов. Душанбе: Дониш, 1975.
- Газлийские землетрясения. М.: Наука, 1987. 265с.
- Григорян С.С.* О механизме возникновения землетрясений и содержании эмпирических закономерностей сейсмологии // ДАН СССР. 1988. Т. 299, № 5. С. 1094-1101.
- Добровольский И.П.* Механика подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 189с.
- Журков С.Н.* Кинетическая концепция прочности твердых тел // Вестн. АН СССР. 1968. № 3. С. 46-52.
- Журков С.Н., Бетехтин О.М., Слуцкер А. И.* Ориентация блоков и прочность металлов // Физика твердого тела. 1963. Т. 11. Вып. 5. С.1326-1335.
- Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др.* К вопросу о прогнозировании разрушения горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 6. С. 11-18.
- Зубков С.И., Алимова В.А.* О временах возникновения и размерах областей проявления гидродинамических предвестников землетрясений // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород при землетрясениях. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 98-105.
- Кочетков В.М., Мишарина Л.А., Солоненко А.В., Боровик Н.С.* Изучение особенностей проявления сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Результаты научных исследований Института земной коры в 1973 г. Иркутск, 1974. С. 111-116.
- Кузнецова К.И.* Закономерности разрушения упруговязких тел и некоторые возможности приложения их к сейсмологии. М.:Наука, 1969. 87 с.
- Кузнецова К.И., Муралиев А.М.* О связи между распределением числа землетрясений по энергии и напряженно-деформированным состоянием горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. №11. С. 24-34.
- Кузнецова К.И., Шумилина Л. С, Белова Н.А.* Об отражении сейсмического процесса в вариациях графиков повторяемости землетрясений // Прогноз землетрясений. № 5. Душанбе; Москва: Дониш, 1984. С. 71-83.
- Мамадалиев Ю.А.* Об исследовании параметров сейсмического режима во времени и в пространстве // Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе: Илим, 1964. С. 93-104.
- Михайлова Р.С.* О подготовке и реализации Алайского землетрясения // Прогноз землетрясения. № 1. Душанбе: Дониш, 1982. С.311-334.
- Муралиев А.М.* Сейсмичность и сеймотектоническая деформация юго-западной Киргизии и сопредельных территорий. Фрунзе: Илим, 1989. 106 с.
- Мячкин В.И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 232 с.
- Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г.* Лабораторные и теоретические исследования процессов подготовки землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 10. С. 107-112.
- Нерсесов И.Л., Пономарев В.С., Тейтельбаум Ю.М.* Эффект сейсмического затишья при больших землетрясениях // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С.149-169.
- Никитин Л.В., Юнга С.Л.* Методы теоретического определения тектонических деформаций I напряжений в сейсмоактивных областях // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 11. С. 54-67.
- Николаевский В.Н.* Механика геоматериалов и землетрясения // Механика деформируемого твердого тела. М., 1983. Т. 15. С. 149-230.
- Осокина Д.Н.* Взаимосвязь смещений по разрывам с полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Поля

- напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 120-135.
- Осокина Д.Н., Фридман В.Н.* Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С.74-119.
- Райс Дж.* Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 42-86.
- Ризниченко Ю.В.* Связь течения горных масс с сейсмичностью // ДАН СССР. 1965. Т. 161 № 1. С. 97-99.
- Ризниченко Ю.В.* Расчет скоростей деформации при сейсмическом течении горных масс // Изв АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С.34-47.
- Ротвайн И.М.* Диагностика повышения вероятности сильных землетрясений по вариациям потока землетрясений. Дис.... д-ра физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1990.
- Садовский М.А., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф., Шнирман М.Г.* Характерные размеры горных породы и иерархические свойства сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 2, С. 3-15.
- Симбирева И.Г., Лукк А.А., Нерсесов И.Л.* Изменения динамических параметров очагов слабых землетрясений Гармского района в связи с возникновением сильных землетрясений // Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974. С. 138-153.
- Соболев Г.А.* Предвестники сейсмических явлений // Прогноз землетрясений. № 4. Душанбе; М.: Дониш, 1983. С. 120-137.
- Соболев Г.А.* Проблема прогноза землетрясений // Комплексные исследования по физике Земли. М.: Наука, 1989. С. 116-134.
- Соболев Г.А., Завьялов А.Д.* О концентрационном критерии сейсмогенных разрывов // ДАН СССР. 1980. Т. 252, №1. С. 69-71.
- Соболева О.В.* Сейсмотектоническая деформация земной коры Центрального Таджикистана // Взаимосвязь геолого-тектонического строения, свойств, структурных особенностей пород, проявления избыточных напряжений. Апатиты: Изд-во Кольского. филиала АН СССР, 1984. С. 115-119.
- Хендин Д.* Прочность и пластичность // Справочник по физическим константам горных пород. М.: Мир, 1969. С. 211-273.
- Челидзе Т.Л.* Методы теории протекания в механике геоматериалов. М.: Наука, 1987. 136 с.
- Широкова Е.И.* Исследование механизмов очагов землетрясений и их связь с "ожившими" разрывами на Среднем и Ближнем Востоке // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 9. С. 29-37.
- Юнга С.Л.* Теоретико-методические элементы определения фокальных механизмов землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. №4. 1978. С. 33-42.
- Kollenher J., Sykes L., Oliver J.* Possible criteria for predicting earthquake location and their application to major plate boundary of the Pacific and Carribean // J. Geophys. Res. 1973. Vol.78. P. 7814-7830.
- Li. K.* Characterization of barriers on an earthquake fault // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 6140-6148.
- The Loma Prieta earthquake of October 17, 1989. USGS Report, 1989. P. 16-27.
- Logon J.* Creep stable sliding and premonitory slip // Pure and Appl. Geophys. 1978. Vol. 116. P.773-787.
- Lomnitz-Adler J.* On the magnitude-frequency relation of asperity models // Tectonophysics. 1985, Vol. 120. P. 133-140.
- Main J.G., Meredith P.O., Jones C.* A reinterpretation of the precursory seismic b-value anomaly from fracture mechanics // Geophys. J., 1989. Vol. 96. P. 131-138.
- Mogi K.* Deformation and fracture of rocks under confining pressure // Bull. Earthquake Res. Inst. 1964. Vol. 42. P.491-514.
- Mogi K.* Two kinds of seismic gaps // Pure and Appl. Geophys. 1986. Vol. 117, N6. P.133-140.
- Osokina D.N., Kuznetsova K.I., Bagmanova N.Kh.* Local stress and strain fields near a fault as indicative of movement on its surface // Tectonophysics. 1992. Vol. 202. P.239-246.
- Sadovski M.A., Nersesov I.L., Nigmatullaev S.K. et al.* The processes preceding strong earthquakes in some regions of Middle Asia // Tectonophysics. 1972. Vol. 14, N 3/4. P. 295-308.
- Scholz K.* The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1966. Vol.58, N 1. P. 3.
- Smith W.D.* The v-value as an earthquake precursory // Nature. 1981. Vol. 989. P. 136-139.
- Smith W.D.* Evidence for precursory changes in the frequency magnitude v-value // Geophys. J. Roy Astron. Soc. 1986. Vol. 86. P. 815-838.

ОЦЕНКА СКОРОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЕ НА ОСНОВЕ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ GPS ГЕОДЕЗИИ И СЕЙСМОТЕКТОНИКИ

В.А. Саньков¹, К.Г. Леви¹, А.В. Лухнев¹, А.И. Мирошниченко¹, В.Ю. Буддо¹, В.Т.Залуцкий¹, Ю.Б. Башкуев¹, Ж. Девершер², Э. Кале², О. Лесне², Б. Амаржаргал³

¹ - Институт земной коры СО РАН;

² - Geosciences Azur, Франция;

³ - Цент астрономии и геофизики АН Монголии, Улан-Батор, Монголия..

Анализируя проблему соотношения вертикальной и горизонтальной составляющих тектонических движений в связи с различными моделями тектогенеза, М.В.Гзовский [1975] особо подчеркивал необходимость получения количественной информации о горизонтальных движениях, играющих, по его мнению, большую роль в развитии ряда регионов. В настоящее время практически общепринято, что горизонтальные движения определяют эволюцию тектонических процессов в литосфере. Концепция тектоники плит удовлетворительно объясняет структуры и процессы в океанах и на окраинах континентов. В то же время объяснение происхождения тектонических структур во внутриконтинентальных областях вызывает ряд труд-

ностей, связанных прежде всего со слабой изученностью пространственного распределения и эволюции горизонтальной составляющей деформаций на этих территориях. Особый интерес вызывают рифтовые системы, которые достаточно сложно вписываются в ансамбль внутриконтинентальных структур.

Байкальская рифтовая система (рис. 1), представляющая собой цепь внутриконтинентальных позднекайнозойских впадин и поднятий длиной более 1800 км, протягивается вдоль юго-восточного края Сибирского кратона. Условия чистого растяжения в центральной части рифтовой системы сменяются условиями сдвига с элементами растяжения или сжатия на флангах. За ее пределами, практически на всей территории

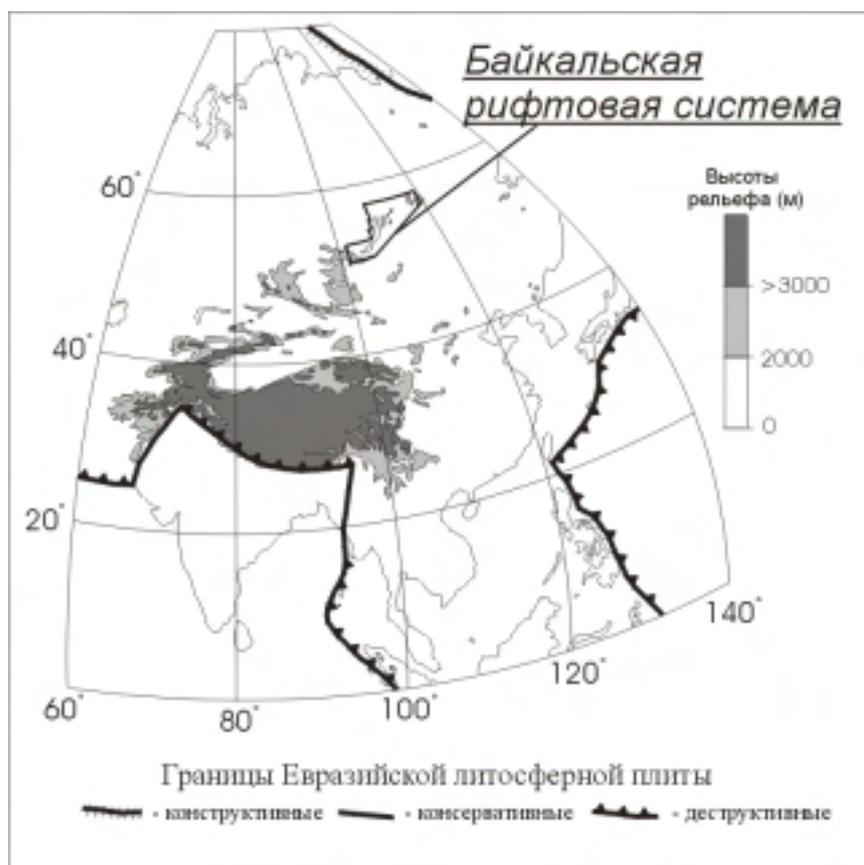


Рис. 1. Пространственное положение Байкальской рифтовой системы относительно границ Евразийской литосферной плиты.

Азиатского континента, господствуют современные напряжения сжатия [Zoback, 1992; Petit et al., 1996]. Изолированность Байкальского рифта от мировой рифтовой системы порождала и порождает различные толкования по вопросу об источнике рифтогенеза и влияния деформаций на границах плит на процессы внутриконтинентального рифтообразования [Tapponnier, Molnar, 1979; Logatchev, Zorin, 1987; Cobbold, Davy, 1988; и др.]. В данной статье не обсуждаются некоторые чисто «вертикалистские» гипотезы, которые противоречат очевидным фактам и стали достоянием истории. Ключевое значение для проверки различных геодинамических гипотез происхождения Байкальской рифтовой системы имеют оценки скоростей и направлений горизонтальных движений блоков.

Существующие оценки амплитуды раздвига и скорости горизонтальных движений в Байкальском рифте колеблются в широких пределах и зависят от подхода и используемых методов. Разные авторы приводят значения амплитуды раздвига от 10-15 км [Логачев, Флоренсов, 1977] до 40 км [Зорин, 1977]. На основе анализа геометрии разломов, активных в голоцене, получены оценки минимальных скоростей раскрытия отдельных впадин северной части рифтовой системы, которые изменяются от 0.5 до 2.0 мм/год [Houdry et al., 1993]. Среднее направление растяжения по этим данным составляет $N140^{\circ} \pm 20^{\circ}$, а суммарная скорость растяжения в этой части рифта оценивается в 3.2 ± 0.5 мм/год [San'kov et al., в печати].

Некоторые оценки горизонтальной составляющей скорости современных движений в Байкальском рифте были сделаны на локальных геодинамических полигонах [Бланк и др., 1982; Саньков и др., 1991; Тучков et al., 1999]. Они колеблются от единиц до первых десятков миллиметров в год, что зависит от продолжительности цикла измерений и конкретных геодинамических условий. Так, после Муйского землетрясения 1957 г. ($M=7.8$) при повторных измерениях в его эпицентральной зоне получено максимальное для рифта значение скорости, составившее 21.3 ± 6.7 мм/год [Бланк и др., 1982]. На малых геодезических четырехугольниках в районе Северо-Муйского геодинамического полигона скорости варьируют от 3.5 до 17.0 мм/год с тенденцией к уменьшению значений при увеличении периода наблюдений [Саньков и др., 1991].

Можно отметить, что имеющиеся геологические данные о скоростях горизонтальных движений блоков в Байкальской рифтовой системе достаточно противоречивы в силу неоднозначности принятых допущений, а геодезические исследования проведены лишь на отдельных не-

больших фрагментах и не дают полного представления о структуре поля скоростей и деформаций, а тем более о полной скорости растяжения в Байкальской рифтовой системе.

В последнее десятилетие для решения задач геодинамики широко используются методы спутниковой геодезии, в частности технология GPS. С ее помощью можно проводить прямые измерения современных движений с достаточно высокой точностью в широком масштабном спектре. В ряде районов СНГ на основе международной кооперации организованы геодинамические полигоны, где начаты исследования современных движений методом GPS-геодезии [Abdrakhmatov et al., 1996; Прилепин и др., 1997]. На Байкальском геодинамическом полигоне, охватывающем центральную и южную часть Байкальской впадины, Тункинскую впадину и, часть Восточного Саяна, такие исследования ведутся в рамках совместного российско-французского проекта с 1994 г. (рис. 2). Пункты полигона расположены таким образом, чтобы охватить все основные активные структурные элементы Южного Прибайкалья. Длина базовых линий полигона колеблется от первых десятков до первых сотен километров. Расположение пунктов позволяет рассчитывать градиенты скоростей вкрест простирания рифтовых структур и деформации внутри рифтовой зоны. Предварительные результаты измерений опубликованы в работах [Calais et al., 1998; San'kov et al., 1998].

В результате повторных измерений на пунктах Байкальского геодинамического полигона за период с 1994 по 1998 г. уточнена скорость раскрытия Байкальского рифта и получено поле скоростей горизонтальных движений блоков Южного Прибайкалья (рис. 3). При расчетах были использованы данные по 12 станциям слежения IGS (ONSA, GRAZ, TIDB, FAIR, HART, KOKB, TSKB, USUD, TAIW, KITA, SHAO, IRKT) в системе координат ITRF94. Данные измерений обработаны в Институте геодинамики (София-Антиполис, Франция) и в ИЗК СО РАН с применением программ GAMIT/GLOBK [King, Bock, 1997]. Расчеты показали, что при выборе за ноль отсчета пункта IRKU, находящегося в г. Иркутске на территории стабильной Сибирской платформы, пункт ВАУА, расположенный в пределах той же геологической структуры, остается фактически неподвижным, что косвенно характеризует качество проведенных измерений. По геологическим данным между этими двумя точками активные разломы также не обнаружены.

Движения пунктов, расположенных в Восточном Прибайкалье, указывают, на растяжение поперек Байкальского рифта со средней скоростью 4.0 ± 1.2 мм/год. Средний азимут растяжения

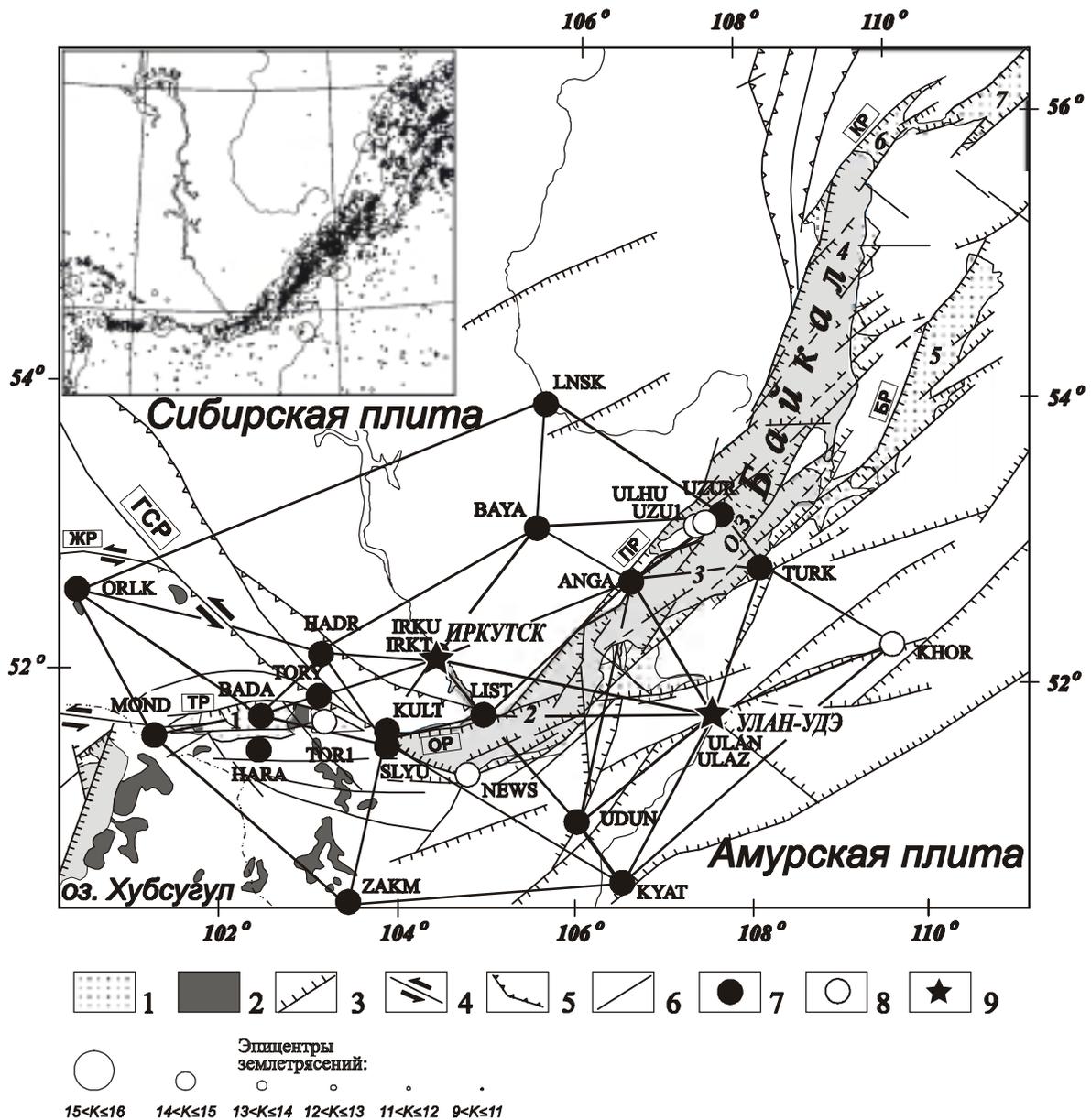


Рис. 2. Сеть Байкальского геодинимического полигона на эпоху 1999 г. На врезке показано эпицентральное поле землетрясений на территории полигона.

1 – рифтовые впадины (1 – Тункинская, 2 – Южнобайкальская, 3 – Среднебайкальская, 4 – Северобайкальская, 5 – Баргузинская, 6 – Кичерская, 7 – Верхнеангарская); 2 – поля распространения кайнозойских базальтов; 3–6 – разломы, активные в позднем кайнозое (ГСП – Главный Саянский, ЖР – Жомболовский, ТР – Тункинский, ОР – Обручевский, ПР – Приморский, БР – Баргузинский, КР – Кичерский); 3 – сбросы, 4 – сдвиги, 5 – взбросы; 6 – разломы неустановленного кинематического типа; 7–9 – пункты Байкальского геодинимического полигона, установленные: 7 – за период 1994–1998 гг., 8 – в 1999 г.; 9 – постоянные

составляет около $N100^\circ$. При этом наиболее отклонен от среднего направления вектор движения пункта TURK, который находится непосредственно в зоне активных деформаций.

Пункты, расположенные вдоль зон главных активных разломов, ограничивающих с севера и северо-запада Тункинскую, Южно-байкальскую и Среднебайкальскую рифтовые впадины, показывают скорости около 2 мм/год относительно пункта IRKU, что, по-видимому, отражает процессы накопления упругих деформаций в зонах разломов (см. рис. 3). Это подтверждается нашими наблюдениями на пункте LIST после Южно-

байкальского землетрясения 26.02. 1999 г. ($M=5.3$), эпицентр которого находился в акватории оз. Байкал примерно в 20 км от пункта наблюдений. Проведенные непосредственно после события измерения показали падение скорости юго-восточного смещения LIST относительно IRKU. Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что крылья Главного Саянского сдвига неподвижны друг относительно друга за период измерений – пункты KULT и SLYU, находящиеся в разных крыльях разлома, движутся в одном направлении и с практически одинаковой скоростью относительно пункта IRKU.

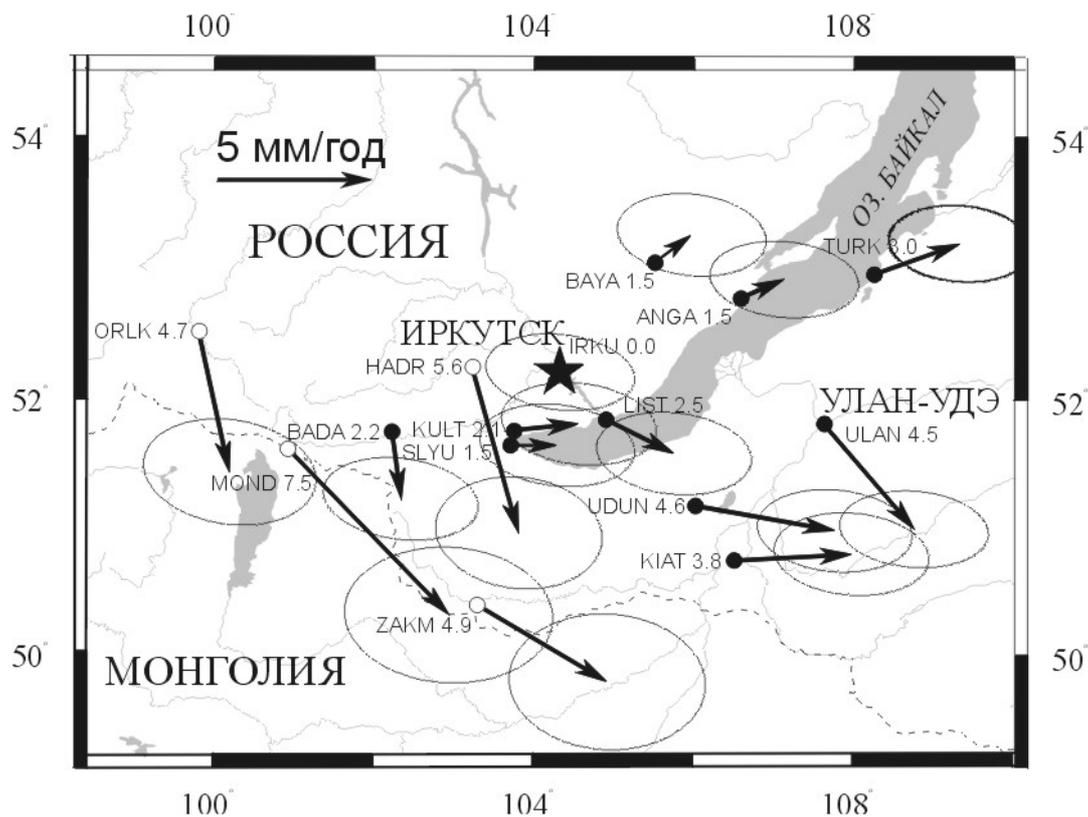


Рис. 3. Поле скоростей современных горизонтальных движений на Байкальском геодинамическом полигоне. Точки – пункты измерений, стрелки – векторы горизонтальных движений пунктов относительно пункта IRKU с эллипсами, соответствующими 95% -ному доверительному интервалу. Надписи рядом с пунктами – аббревиатура их названий и значение скорости смещений.

С целью определения скоростей и направлений горизонтальных смещений блоков за более длительный промежуток времени и сопоставления с результатами геодезических наблюдений нами были использованы данные о косейсмических деформациях в зонах активных разломов. Имея амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений и элементы залегания плоскости разлома (азимут и угол падения), можно рассчитать истинный вектор смещения, а также его горизонтальную составляющую (см. врезку на рис. 4). Палеосейсмодислокации – следы одноили многократных сейсмогенных смещений по разломам с амплитудами 1-5 м, – сохраняются в рельефе на протяжении первых тысяч лет. Имеющиеся датировки самих деформаций и возраст нарушенных форм рельефа позволяет отнести большинство сейсмогенных структур к голоцену [McCalpin, Khromovskikh, 1995; Чипизубов, Смекалин, 1999]. Начало последней дегляциации на юге Сибири с формированием в предгорьях характерных форм рельефа относится ко времени 10 000 лет назад.

Для расчета скорости горизонтальных движений нами использован максимальный период осреднения указанной длительности, что дает возможность получить в результате расчетов ми-

нимально возможное значение скорости смещений по разлому за голоцен. В случае, когда данные о возрасте дислокации отсутствовали, последний параметр не рассчитывался.

Скорости голоценовых горизонтальных движений по разломам в Байкальской рифтовой системе относительно стабильной Сибирской платформы изменяются в достаточно широких пределах от 0.1 до 5.0 мм/год (рис. 4). Средние направления смещений блоков варьируют для отдельных частей исследуемого региона. Большинство векторов в центральной и северной частях Байкальской впадины ориентированы вкост простирания активных тектонических структур, что обусловлено раздвиговыми (дивергентными) движениями.

Та же картина наблюдается для блоков, разделенных Баргузинским разломом. Среднее направление векторов составляет N130°. Юго-западный фланг рифтовой зоны и примыкающая к нему часть поднятия Восточного Саяна характеризуется субширотным, порядка N100°, простиранием векторов голоценовых горизонтальных движений. Здесь преобладают сдвиговый тип движений блоков, а в целом картина соответствует косой конвергенции поднятия Восточного Саяна и Сибирской платформы.

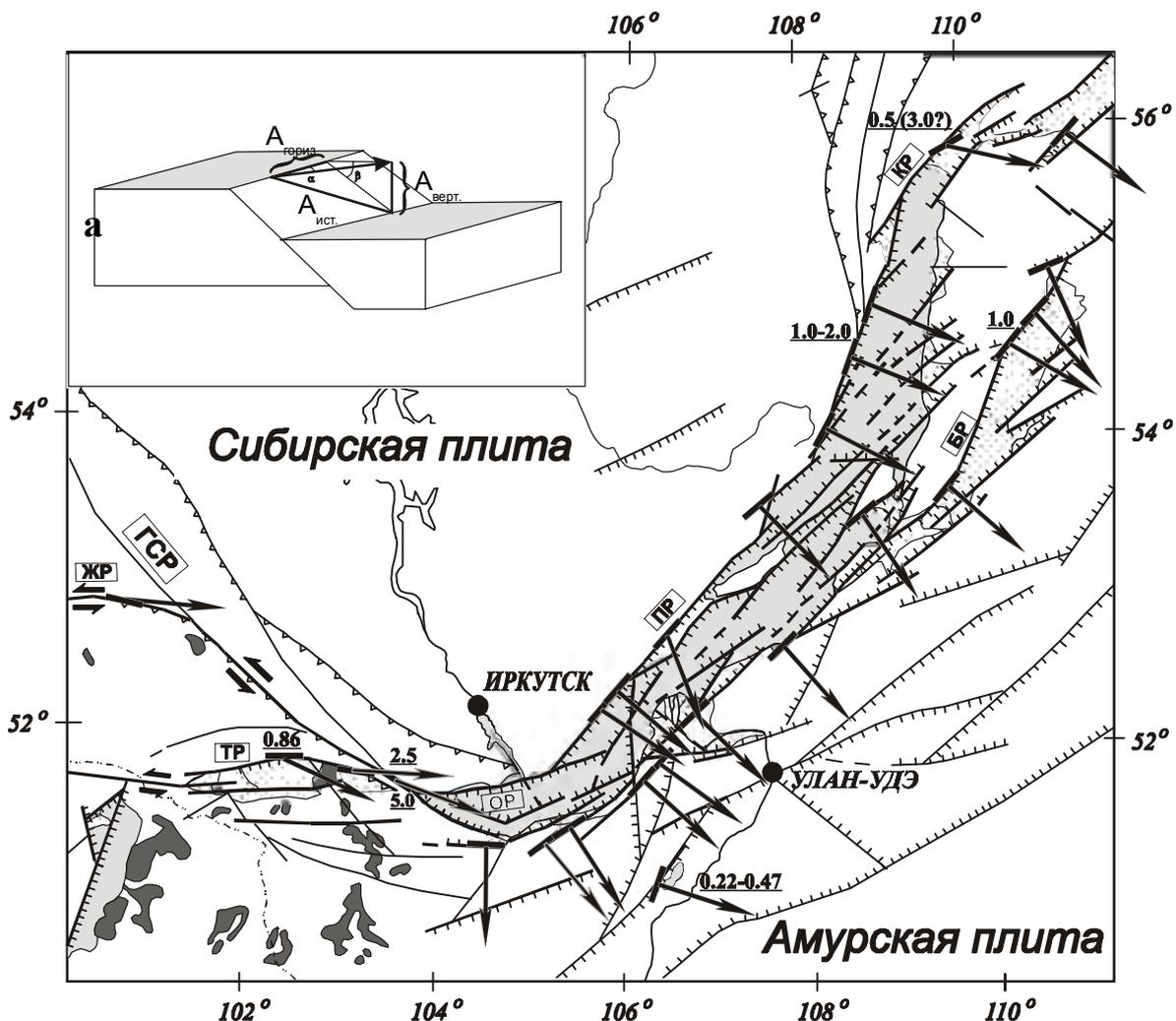


Рис. 4. Карта векторов голоценовых горизонтальных движений блоков центральной части Байкальской рифтовой системы. Стрелки - единичные векторы смещений блоков, цифры – рассчитанные скорости горизонтальных смещений (мм/год). На врезке показана схема, иллюстрирующая способ расчета направления и скорости горизонтальных смещений блоков по данным о косейсмических деформациях в зонах активных разломов. Остальные условные обозначения как на рис. 2.

Сопоставление данных, полученных по результатам исследований сейсмогенных деформаций, с данными GPS-геодезии показывают как сходство, так и отличия по направлениям векторов горизонтальных смещений за различные промежутки геологической истории региона. Как и следовало ожидать, осреднение данных на значительные временные интервалы дает более грубую, но и более однозначную картину смещений блоков. Напротив, короткопериодные наблюдения фиксируют флуктуации движений, несовпадения с долговременной тенденцией развития неотектонических структур, т.е. детали процесса накопления деформаций в зонах активных разломов.

В целом полученные данные отвечают известной тектонической ситуации в исследуемой части Байкальской рифтовой системы. Так, направление раскрытия Байкальской впадины по азимуту N130°, установленное на основе анализа смещений вдоль активных разломов, подтверждается данными исследований механизмов очагов землетрясений [Мишарина, 1972; Солоненко

и др., 1993; Petit et al., 1996]. Результаты расчетов стресс-тензоров четвертичного этапа развития для южной части рифтовой зоны также указывают на растяжение в направлении N120°–N150° [Саньков и др., 1996; Delvaux et al., 1997.]. Приблизительно это направление выдерживается для смещения пункта ULAN относительно пункта IRKU. Пункты, расположенные на юге Западного Забайкалья еще южнее, смещаются в субширотном направлении, что соответствует голоценовому движению блока, включающего поднятия Хамар-Дабана и Восточного Саяна, на восток. Структура поля скоростей голоценовых горизонтальных смещений блоков в южной части Байкальской рифтовой системы и рассчитанные их значения, полученные по данным исследований смещений вдоль активных сейсмогенных разломов, соответствуют результатам геодезических измерений. Все сказанное позволяет экстраполировать геодинамическую ситуацию на необайкальский этап [Логачев, Флоренсов, 1977], длительность которого составляет около 3–5 млн. лет – эпоху достаточно резкого ускорения

дифференцированных вертикальных движений, изменения фациального состава отложений впадин в пользу более грубообломочных фаций. Именно в это время и были сформированы основные черты рельефа Байкальской рифтовой системы и определено положение главных активных тектонических структур, ассоциированных ныне с высокой сейсмической активностью. Исключение может составлять район Тункинской впадины и прилегающая к нему часть Восточного Саяна, где предполагается прогрессирующее изменение напряженного состояния в плиоцен–четвертичное время в сторону увеличения роли сжатия в северо–восточном направлении.

Соотношение скоростей смещения близко расположенных реперов (KULT и SLYU) отражает кинематику движений по Главному Саянскому разлому. Из геологических наблюдений [Чипизубов, Смекалин, 1999] следует, что по зоне Главного Саянского разлома в голоцене происходили левосторонние взбросо–сдвиговые смещения. Причем вполне вероятно смена преобладающей компоненты смещений. Согласно нашим наблюдениям, часть сейсмогенных деформаций можно объяснить чисто левосторонними сдвиговыми движениями по разлому, а часть из них могла формироваться при существенной вертикальной (взбросовой) компоненте смещений. Это не противоречит данным расчетов стресс–тензора и прогнозного вектора смещений по Тункинскому и Главному Саянскому разломам на основе использования механизмов очагов землетрясений Тункинской впадины и прилегающей к

ней части Восточного Саяна [Petit et al., 1996]. Существенно и то, что последнее сильное землетрясение в зоне сочленения Главного Саянского и Обручевского разломов на юге Байкала по историческим данным произошло в 1742 г. ($M=7.75$), а по данным радиоуглеродного датирования сейсмогенных деформаций – менее 400 лет назад [Чипизубов, Смекалин, 1999]. Это означает, что период относительного сейсмического молчания и накопления упругих напряжений в зоне разлома длится уже более 250 лет, что близко к оценкам периода повторяемости землетрясений для Южно–байкальской впадины [Calais et al., 1998].

Рассматривая эти данные в контексте деформаций во внутренней части Евразии, можно отметить, что опубликованные современные оценки скоростей горизонтальных движений в Байкальском рифте [Avoac, Tapponnier, 1993; Peltzer, Saucier, 1996; England, Molnar, 1997], базирующиеся на представлении о главенствующей роли Индо–Евразийской коллизии в формировании неотектонических структур континента, оказываются существенно ниже полученных нами. Это позволяет предполагать наличие дополнительных источников тектонических сил, способствующих развитию рифтовых структур в центре Евразийской плиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке Миннауки и технологий РФ, CNRS и Министерства иностранных дел Франции, а также фонда ИНТАС (гранты 96–2194 и 97–30874) и РФФИ (гранты 01–65134, 97–05–96357. 00–15–98574).

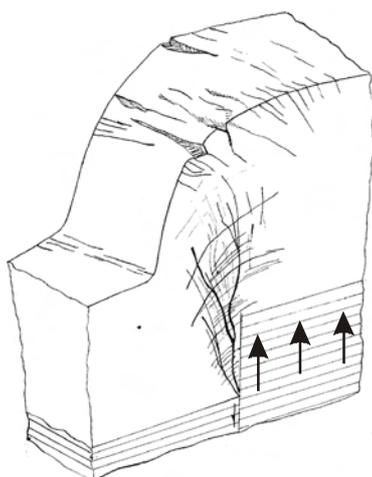
ЛИТЕРАТУРА

- Бланк Л.М., Наумов Я.В., Хохрякова Е.О., Чехут В.В. Некоторые результаты повторных геодезических измерений в районе Муйского землетрясения // Современные движения земной коры. М.: Радио и связь, 1982. С. 74–78.
- Зорин Ю.А. Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с особенностями ее глубинного строения // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 36–41.
- Логачев Н.А., Флоренсов Н.А. Байкальская система рифтовых долин // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977. С. 19–29.
- Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо–Байкальской зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. С. 161–171.
- Прилепин М.Т., Баласанян С., Баранова С.М. и др. Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GPS технологии // Физика Земли. 1997. № 6. С. 68–75.
- Саньков В.А., Днепровский Ю.И., Коваленко С.Н. и др. Разломы и сейсмичность Северо–Муйского геодинамического полигона. Новосибирск: Наука, 1991. 111 с.
- Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г. и др. Реконструкции этапов развития напряженного состояния земной коры Байкальского рифта // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI века. Новосибирск: Наука, 1996. С. 126–132.
- Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И. и др. Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1993. Вып. 1. С. 111–122.
- Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетря

- сения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, №6. С.936-947.
- Abdrakhmatov K.Ye., Aldazhanov S.A., Hager B.H. et al.* Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates // *Lett. Nature*. 1996. Vol. 384. P. 450-453.
- Avoac J.P., Tapponnier P.* Kinematic model of deformation in central Asia // *Geophys. Res. Lett.* 1993. Vol. 20(10). P. 895-898.
- Calais, E., Lesne O., Deverchère J. et al.* GPS measurements of crustal deformation in the Baikal rift zone, Siberia // *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25, №21. P. 4003-4007.
- Cobbold P.R., Davy P.* Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia // *Bull. Geol. Inst. Uppsala. N.S.* 1988. Vol. 14. P. 143-162.
- Delvaux D., Moyes R., Stapel G.E. et al.* Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part 2. Cenozoic rifting // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 282. P. 1-38.
- England P., Molnar P.* The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 130. P. 551-582.
- Houdry F., Gaudemer Y., San'kov V., Deverchère J.* Geometry and rate of faulting during the Holocene in the North Baikal rift zone// *Abstr. Suppl. №1 to Terra Nova, 5, EUG VII. Strasbourg*, 1993. P. 259.
- King R.W., Bock Y.* Documentation for GAMIT GPS software analysis, release 9.4. 1997, unpublished.
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A.* Evidence and cause of the two-stage development of the Baikal rift // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 143, №2. P. 225-234.
- McCalpin J.P., Khromovskikh V.S.* Holocen paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia // *Tectonics*. 1995. Vol. 14, №3. P. 594-605.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision// *Science*. 1975. Vol. 189. P. 1959-1982.
- Peltzer, G., Saucier F.* Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates // *J. Geophys. Res.*, 1996. Vol. 101, №27. P. 943-956.
- Petit C., Deverchère J., Houdry-Lemont F. et al.* Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications// *Tectonics*. 1996. Vol. 15(10). P. 1171-1191.
- San'kov V.A., Levi K.G., Calais E. et al.* Preliminary data of recent horizontal movements in Baikal rift from satellite geodesy studies // *J. Earthq. Predict. Res.* 1998. Vol. 7, № 3. P. 443-450.
- San'kov V., Deverchère J., Gaudemer et al.* Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia // *Tectonics* (в печати).
- Tapponnier P., Molnar P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tian Shan, Mongolia and Baikal regions // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84(B7). P. 3425-3459.
- Tychkov S.A., Sherman S.I., Duchkov A.D. et al.* Peculiarity of the stress-strain state in Tunka and Barguzin geodynamic polygons of Baikal rift zone // *Rifting in intracontinental setting: Baikal rift and other continental rifts: Third Annual Meeting of the Project IGCP 400 "Geodynamics of Continental Rifting", Irkutsk – Lake Baikal, 22-30 of August 1999. Irkutsk-Tervuren*, 1999. P. 216-219.
- Zoback M.L.* First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map project // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. P. 11703-11728.

Раздел III

**ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ
И
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОН РАЗЛОМОВ**



ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ, РАЗРУШЕНИЕ И МЕХАНИЗМЫ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ГЕОСРЕДЫ В ЗОНЕ РАЗРЫВА (МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)

Д.Н. Осокина

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

1. ИССЛЕДОВАНИЯ ВЛИЯНИЯ РАЗРЫВОВ НА ПОЛЕ НАПРЯЖЕНИЙ

Задачи исследования поля напряжений в окрестностях разрыва (трещины)¹ или систем разрывов остаются актуальными в нескольких направлениях наук о Земле, прежде всего в тектонофизике и геотектонике (в связи с задачами геодинамики, структурной и разведочной геологии), а также в физике землетрясений и сейсмологии (в связи с задачами сейсморайонирования и прогноза землетрясений). Знание закономерностей изменения исходного поля напряжений около тектонического разрыва после смещения его берегов применительно к крупным разрывам и разломам позволит прогнозировать ряд особенностей напряженного состояния участков литосферы, в первую очередь – расположение областей высоких напряжений, разупрочнения и локализации вторичных нарушений, важных для решения многих задач практики, в том числе при поиске месторождений полезных ископаемых, нефти и газа. Применительно к разрыву в очаге землетрясения оно поможет при интерпретации явлений, происходящих в очаговой зоне и вокруг нее. И наконец, эти исследования являются частью работ по созданию основ изучения кинематики и динамики нарушенного массива как модели сейсмотектонического процесса, состоящего из совокупности элементарных актов смещения по разрывам, активизации новых и т.д.

К настоящему времени выполнен ряд исследований с количественным изучением поля напряжений в упругой среде вокруг плоского разрыва в связи с задачами геологии и геофизики. Специфика тектонических разрывов как нарушений сплошности заключается в том, что в условиях сжатия, преобладающих в коре, их берега, как правило, контактируют между собой, а длина на несколько порядков больше ширины. Поэтому их следует моделировать нарушениями, берега которых при небольшом сжатии смыкаются и взаимодействуют, т.е. закрытыми тре-

щинами с трением. Результаты многочисленных экспериментов и расчетов, относящихся к трещинам в условиях растяжения, могут быть использованы в науках о Земле только в частных случаях.

Экспериментальные исследования изменений поля напряжений около единичных разрывов или их систем в связи с задачами геологии и геофизики проводились рядом исследователей (М.В.Гзовский с сотрудниками, П.М.Бондаренко, Н.П.Гречишников, О.И.Гущенко, Т.Игамназаров, В.А.Королев с сотрудниками, А.А.Лехтман, И.В.Лучицкий, А.И.Мирошниченко, Д.Н.Осокина, В.Д.Парфенов, В.А.Петров, В.И.Поминальный, Л.А.Смирнов, С.Стоянов, Ш.Д.Фатхуллаев, Г.Л.Хесин с сотрудниками, Н.Ю.Цветкова, Л.А.Черкашин, С.И.Шерман с сотрудниками, а также Л.Бенявский, Е.Бомболакис, С.Дуда, Б.Коштяк, Дж.Хирояма, Е.Хоек и др.).

Тектонофизическая ветвь этого направления была создана и развита М.В.Гзовским. Он начал исследования влияния разрывов в земной коре на ее напряженное состояние с конца 50-х годов в процессе развития учения о тектонических полях напряжений [Гзовский, 1956, 1958, 1960, 1963] и систематически продолжал эти работы со своими сотрудниками в течение двух с половиной десятилетий. При использовании моделей из твердых материалов осуществить взаимодействие берегов разрыва в условиях сжатия весьма непросто. Между тем в ряде работ геофизического направления исследования выполнялись на твердых фотоупругих моделях с единичными разрывами, причем, как правило, это были открытые щели [Bombolakis, 1964, 1973; Hoek, Bieniawski, 1965; Duda, 1965; и др.]. Чтобы приблизить эксперимент к реальным условиям в лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР по инициативе и под руководством М.В.Гзовского была разработана методика количественного изучения поля напряжений около разрывов в моделях из низкомодульных материалов, позволяющая работать с закрытыми разрывами, берега которых контактируют с трением [Гзовский и др., 1971, 1974; Осокина и др., 1974; Гзовский,

¹ Термины “разрыв” и “трещина” употребляются в работе как синонимы с различными областями применения: разрывы – нарушения в земной коре, трещины – нарушения в упругой среде при решении задач механики, трещина – модель разрыва.

1975, гл. 31; *Осокина, Цветкова, 1979а; Осокина, 1985, 1989а*]. С применением этой методики в лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР было выполнено несколько циклов исследований перестройки однородного исходного поля напряжений, обусловленной отдельными разрывами и их простыми системами. Были изучены локальные поля напряжений в моделях с разрывами различной формы, состоящими из отрезков прямой или дуги [*Гзовский, 1970, 1971, 1975; Гзовский и др., 1971, 1973, 1974; Gzovsky et al., 1973*], в моделях с единичным разрывом, с системами из двух разрывов и с мелкими разрывами в поле крупного [*Шамина и др., 1973; Осокина, Цветкова, 1979 а, б; Цветкова, 1979; Осокина, 1985, 1989 а, б; Osokina, 1988; и др.*], а также в моделях с «мягкими включениями», образованными множеством мелких разрывов, имитирующими очаговые зоны [*Осокина и др., 1980; Мячкин и др., 1982; и др.*]. В лаборатории тектонофизики ИЗК СО АН СССР были исследованы поля напряжений систем из двух и трех разрывов, имитирующих зоны их сочленения [*Мирошниченко, 1986; Шерман и др., 1986, 1991, 1992, 1994; и др.*].

С использованием этой или близкой методики рядом авторов (М.В.Гзовский, В.А.Королев, Ш.Д.Фатхуллаев, В.И.Поминальный, Н.П.Гречишников, Л.А.Черкашин, В.Д.Парфенов, Д.Н.Осокина, Н.Ю.Цветкова, П.М.Бондаренко, О.И.Гущенко, В.И.Лыков, А.А.Никонов и др.) были исследованы локальные поля напряжений в моделях со сложными системами разрывов, имитирующими разрывную структуру: сейсмоактивных регионов, рудных полей и месторождений, отдельных районов и геологических структур¹.

С.Стояновым в связи с изучением разрывных зон в известном цикле экспериментов, проведенных с выполнением условий подобия на вязкопластичных моделях были систематически исследованы вторичные нарушения, возникающие около разрыва (сдвига или надвига), а также распределение сдвиговых и средних деформаций на поверхностях модели с разрывом [*Стоянов, 1977*]. Объясняя образование вторичных надвигов, он предположил, что у концов разрыва может изменяться индексация главных напряжений и что ось σ_z может быть не только осью σ_2 , как в схеме М.Чиннери [*Chinnery, 1966 et al.*]. Это был верный шаг к построению траекторий трех-

мерного поля разрыва. Такое построение было впервые осуществлено в работе [*Осокина, Цветкова, 1979б*]. На основе результатов моделирования и наложения на двумерное поле разрыва одноосного сжатия по оси z были построены траектории осей напряжений трехмерного поля с однозначной зависимостью индекса напряжения σ_z от параметров задачи и отвечающие им карты прогнозируемых вторичных нарушений для нескольких случаев соотношения главных напряжений. Они резко отличались от широко применявшейся в геологии схемы М.Чиннери, в основном неверной, и развивали результаты С.Стоянова. Недостатком этих карт было приближенное построение границ между областями с разными типами поля напряжений из-за отсутствия решения задачи теории упругости.

Теоретические решения задачи о поле напряжений в окрестностях единичной плоской трещины скола в двумерной и трехмерной постановке в общем виде были получены в ряде работ по теории упругости и механике разрушения [*Панасюк, 1968; Костров, Фридман, 1975; Саврук, 1981; Kostrov, Das, 1984; Панасюк и др., 1988; и др.*], однако реализация решения в большинстве работ не выполнялась или состояла в изучении коэффициентов интенсивности, пластических зон и т.п. в весьма малых областях у вершин трещин.

Остановимся в основном на тех работах, в которых решение было реализовано во всей зоне разрыва, т.е. доведено до вычисления характеристик напряженного состояния и построения карт их распределения, причем для постановки задачи, отвечающей специфике тектонических разрывов. Для единичного разрыва большинство авторов использовали решения для предельно упрощенных частных случаев. Все теоретические работы можно разделить на две группы.

Одна группа – это работы, в которых использовался подход и аппарат «упругой» (континуальной) теории дислокаций [*Steketee, 1958a, b*], выполнявшиеся в применении к механике землетрясений. В работах М.Чиннери, Ф.Пресса, Т.Маруямы и других были построены поля напряжений, деформаций и перемещений вблизи разрыва после подвижки берегов для различных вариантов геометрии задачи и типа разрыва. Однако при постановке задачи скачок смещений на разрыве вводился *a priori*, причем он задавался либо постоянным, либо изменяющимся вдоль разрыва по заранее выбираемому закону [*Chinnery, 1961, 1963, 1966, 1969; Press, 1965; Chinnery, Petrak, 1968; Maruyama, 1969; Oike,*

¹ Библиографию и часть результатов этих исследований см. в работах [*Гзовский, 1963, 1975; Парфенов, 1967; Осокина и др., 1979а, б; Фатхуллаев, 1981; Осокина, 1985, 1989а; Гущенко, Цветкова, 1986; Бондаренко, 1990; и др.*].

1971; и др.]. Между тем для описания разрыва с позиций механики и соответствия натурным данным исходное поле напряжений и закон взаимодействия между берегами необходимо задавать, а характер изменения скачка смещений на разрыве получать из решения задачи. Это отмечали многие авторы [Костров, 1975; и др.], имея в виду как статические задачи, так и задачи распространения разрыва. Решение задачи может соответствовать эксперименту или теории упругости лишь в том случае, если закон изменения смещения на разрыве подобран правильно. Поэтому каждое такое решение нуждается в проверке на соответствие решению аналогичной задачи механики.

К другой группе можно отнести исследования в области *механики землетрясений и тектонофизики*, выполненные с применением *теории упругости*, в которых постановка задачи включает задание внешнего поля напряжений и условий на берегах разрыва. В работе [Inglis, 1913] было получено решение двумерной задачи для эллиптического отверстия в бесконечной пластине. На основе этого решения для случая равенства малой оси нулю и внешнего поля чистого сдвига были впервые рассчитаны и построены карты распределения напряжений τ_{\max} и траектории главных напряжений около разрыва при нагружении, включающем сжатие, но без учета трения [Anderson, 1951]. Решение задачи с применением модели разрыва как двумерной эллиптической трещины в различной постановке рассматривалось также А.Старром [Starr, 1928] и использовалось в работах [Sneddon, 1946; Petit, Barquins, 1988; Barquins, Petit, 1992; и др.]. К.Касахара [Kasahara, 1957] и Л.Кнопов [Knopoff, 1958] получили решение двумерной задачи для сдвигового разрыва, моделью которого была бесконечно длинная полоса в полупространстве при нагружении, отвечающем чистому сдвигу, и использовали его для расчета полей смещений и напряжений. Все эти решения были получены с сильным упрощением модели разрыва, так как в ней отсутствовало взаимодействие (контакт и трение) берегов. В большинстве работ были упрощены и сведены к частным случаям другие аспекты постановки задачи: нагружение ограничивалось чистым сдвигом, а ориентация разрыва – направлением τ_{\max} .

Общее решение двумерной задачи для сдвигового разрыва с трением в условиях сжатия было получено в работе Б.В.Кострова и В.Н.Фридмана [1975]. В ней рассматривалась задача о трехзвенной трещине (сдвиговой трещине с трением, осложненной отрывами у кон-

цов) в упругой плоскости, нагруженной на бесконечности сжимающими усилиями¹. Решение было доведено до получения замкнутой системы линейных алгебраических уравнений, составления программы численного счета и расчета ряда характеристик, в том числе траекторий роста трещин отрыва. При этом были получены аналитические выражения комплексных потенциалов Колосова–Мусхелишвили для одиночной сдвиговой² трещины.

В работе [Осокина, Фридман, 1987] решение двумерной задачи для сдвиговой трещины (разрыва) с трением в условиях внешнего сжатия (являющейся частным случаем задачи предыдущей работы) было представлено в аналитической форме с использованием этих потенциалов и впервые доведено до реализации – вычисления и построения контурных карт. Было построено и исследовано распределение в окрестностях разрыва с трением характеристик тензора напряжений (его компонент, величин и траекторий главных напряжений и т.п.) в зависимости от параметров задачи (ориентации разрыва, отношения главных напряжений исходного поля, коэффициента трения). В работе [Осокина, 1987] была исследована зависимость смещения на разрыве от тех же параметров и выделены области активного поведения разрыва.

С использованием результатов Дж.Д.Эшелби [Eshelby, 1957, 1959, 1963 и др.] Б.В.Костровым и Ш.Дас было исследовано решение трехмерной задачи для эллиптического разрыва и рассчитано распределение напряжений и смещений около него [Kostrov, Das, 1984]. Такая же задача рассматривалась в работе [Oike, 1971], однако этим автором представление подвижки по Дж.Д.Эшелби было совмещено с расчетом напряжений по формулам теории дислокаций, т.е. использовалась «смешанная» методика.

В работах Д.Н.Осокиной [Осокина, 1989а, 1991, 1997, 2000, Osokina et al., 1992; и др.] было построено трехмерное локальное поле напряжений в слое, рассеченном нормальным к нему закрытым разрывом с трением. Построение было осуществлено с использованием решения двух-

¹ В работе отмечалось, что эта задача, подобно задаче Гриффитса для тел в условиях растяжения, может быть основой механики разрушения в условиях действия сил сжатия.

² «Сдвиговой» в механическом смысле: – со смещением берегов в плоскости разрыва. Такая трещина, называемая в механике разрушения трещиной поперечного сдвига (со смещением нормальным к фронту трещины), в геологии может отвечать разрывам с различной ориентацией сместителя.

мерной задачи – путем наложения поля одноосного сжатия на двухмерное поле разрыва, полученное в работе [Осокина, Фридман, 1987]. Было начато исследование характеристик трехмерного поля в зависимости от параметров задачи для группы механизмов деформирования геосреды в зоне разрыва.

С.Стоянов выполнил обзор и анализ результатов ряда теоретических работ, посвященных изучению поля напряжений и прогнозу вторичных нарушений около разрыва [Стоянов, 1977]. В работах С.И.Шермана, А.Н.Адамовича и других были выполнены численные решения нескольких двухмерных задач о сочленяющихся разрывах, а также об одиночных разрывах в полупространстве. Реализация решений была доведена до вычисления характеристик активности разрывов или их комбинаций (через коэффициенты интенсивности) в зависимости от геометрии задачи и характера нагружения. [Шерман и др., 1986, 1991, 1992, 1994; Адамович, 1989; и др.].

В работе Ю.Л.Ребецкого, Д.Н.Осокиной и В.В.Эктова [2002] (см. наст. сборник) предложен метод приближенного аналитического решения двухмерной задачи теории упругости для систем сдвиговых разрывов с трением, использующий задание краевых условий на разрыве в интегральной форме, что снижает сложность математического решения. Исследования системы из двух разрывов обнаружили зависимость поля напряжений и смещений по разрывам от очередности их активизации и геометрии задачи.

Результаты перечисленных исследований использовались при решении ряда задач физики землетрясений, тектоники и тектонофизики, в частности – при интерпретации натурных данных о характеристиках поля напряжений и сейсмического режима, для выделения активных разрывов, при изучении механизмов деформирования геобъектов, разломов в очагах и т.д. [Гзовский, 1963, 1970, 1971, 1975; Гзовский и др., 1973, 1974; Gzovsky et al., 1973; Мячкин и др., 1982; Райс, 1982; Касахара, 1985; Кузнецова и др., 1991; Петров и др., 1991; Шерман и др., 1991, 1992, 1994; Osokina et al., 1992; Kuznetsova, Osokina, 1994; Михайлова, Осокина, 2000; Ребецкий и др., 2000; Лукьянов, 2002; и др.].

Исследования влияния разрывов на поле напряжений сложились с середины 50-х годов в отдельное направление тектонофизики. Параллельно с ним сформировалось другое направление тектонофизики, также созданное М.В.Гзовским, – изучение механизмов деформирования участков коры, типичных (элементарных), локальных и региональных [Гзовский, 1963, 1970, 1975, 2000 и др.; Гзовский и др., 1973; Gzovsky et al., 1973; и др.], которое в последние десятилетия

занимает в ней центральное положение и развивается многими исследователями. Эти направления с самого начала были тесно связаны друг с другом, поскольку поле напряжений и разрывы являются одними из основных составляемых механизма. Исследование группы элементарных механизмов деформирования слоя в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений, которому посвящена настоящая работа, относится в равной мере к обоим этим направлениям, поэтому приведенный выше краткий (и неполный) обзор работ первого из них можно рассматривать и как введение к данной работе.

Исследования механизмов деформирования геобъектов продолжались в работах А.Н.Бокуна, П.М.Бондаренко, С.А.Борнякова, Н.Ю.Васильева, А.С.Григорьева, В.Г.Гутермана, О.И.Гущенко, В.А.Корчемагина, А.В.Михайловой, А.О.Мострюкова, Е.С.Никитиной, Д.Н.Осокиной, Ю.Л.Ребецкого, К.Ж.Семинского, С.Стоянова, Н.Ю.Цветковой, А.И.Шемнды, С.И.Шермана с сотрудниками, Ф.Л. Яковлева и других. Было изучено несколько групп элементарных, ряд локальных и отдельные региональные механизмы [Михайлова, 1971, 1979, 1989 и др.; Стоянов, 1977 и др.; Поля ..., 1979, 1987; Осокина, Цветкова, 1979а, б и др.; Экспериментальная..., 1985, 1989, 1991; Григорьев, Михайлова, 1985; Григорьев и др., 1987 и др.; Ребецкий, 1987, 2000 и др.; Осокина, 1997, 2000; Гущенко и др., 1990, 2000 и др.; Шерман и др., 1991, 1992, 1994 и др.; Angelier et al, 1994; Гущенко, 1996 и др.; Структурные..., 1997; Никитина и др., 1997; Ребецкий и Фурсова, 1998; Ребецкий и др., 2000; “М.В. Гзовский...”, 2000; Михайлова, Осокина, 2001; Яковлев, 1997, 2001; и др.].

В ОИФЗ РАН были разработаны принципы и технология метода объектно-ориентированного моделирования, использующего внедрение физических полей готовых объектов (изученных типичных или локальных механизмов) в такие же поля регионального механизма (Ю.Л.Ребецкий с А.В.Михайловой и Д.Н.Осокиной). В связи с этим была создана база данных по двум классам элементарных механизмов, обусловленных смещениями по разрывам, обобщившая исследования этих механизмов в лаборатории тектонофизики ОИФЗ РАН [Григорьев и др., 1987; Ребецкий, 1987; Михайлова, 1989; Осокина, 1997, 2000; Михайлова, Осокина, 2001; и др.]. Основы нового метода моделирования, структура и возможности базы данных были доложены Ю.Л.Ребецким, А.В.Михайловой, Д.Н.Осокиной на семинаре секции «Экспериментальная тектоника и структурная геология» (1998 г.) и в их отчете 1999 г. по гранту РФФИ (№ 96-05-64022).

Исследования механизмов деформирования геобъектов пересекаются с работами по *парагенетическому анализу структур* [Разломы..., 1963; Лукьянов, 1965, 1991, 1997; Расцветаев, 1987а, б, 2002; Структурные..., 1997; и др.], хотя эта связь еще мало освещена. Однако каждый отдельный парагенез возникает в рамках конкретного механизма при деформировании геобъекта внешними и внутренними воздействиями (см. рис. 16 на с. 158), он есть отображение данного механизма и присущих ему полей (напряжений, деформаций и т.д.) совокупностью структур разного типа и ранга.

2. ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И МЕХАНИЗМЫ ДЕФОРМИРОВАНИЯ СЛОЯ В ЗОНЕ АКТИВНОГО РАЗРЫВА ДЛЯ ВАРИАНТА ЗАДАЧИ С ПОСТОЯННОЙ ВЕЛИЧИНОЙ σ_z (ВАРИАНТА I), ИХ ПАРАМЕТРЫ И КОДЫ

В работах [Осокина, 1997; 2000] было начато систематическое исследование группы механизмов деформирования слоя в зоне разрыва и их характеристик (трехмерного поля напряжений, прогнозируемых вторичных разрывов и областей разрушения) для простейшего варианта задачи (варианта I), в котором напряжение σ_z задается как постоянная внешняя нагрузка. Были выделены участки слоя с разными геометрическими типами поля напряжений. Были рассчитаны и построены: изолинии напряжений τ_{\max} и эквивалентных напряжений по Морю σ_3 , изолинии коэффициента Лодэ–Надаи μ_σ , а также траектории главных напряжений, схемы прогноза вторичных нарушений и областей их локализации. Исследование строения полей этих характеристик в зависимости от параметров *отдельного “механизма”* (механизма в узком смысле слова – при конкретных параметрах задачи) показало, что изменение любого параметра ведет к образованию ряда закономерно изменяющихся механизмов.

Были изучены изменения перечисленных характеристик для нескольких таких рядов. Часть этих результатов отражена также в работах [Осокина, 1989а, 1991; Кузнецова и др., 1991; Осокина et al., 1992; Михайлова, Осокина, 2001].

В данной статье: в разделах 3-5 продолжено изучение характеристик поля напряжений той же группы механизмов для варианта задачи I, в разделе 6 исследована возможность использования характеристик P/τ_{\max} , P и τ_{\max} для прогноза областей разрушения, а в разделе 7 начато изучение группы более сложных механизмов, для варианта задачи II, в котором модуль напряжения σ_z растет с глубиной. Напомним исходные предпосылки этого исследования.

Таким образом, исследования влияния разрывов на поле напряжений тесно связаны с изучением механизмов деформирования геосреды и исследованиями структурных парагенезов. Вместе эти три направления представляют узловую область пересечения тектонофизики, структурной геологии и сейсмотектоники и один из векторов их развития. Только вместе они смогут оптимально использовать информацию, содержащуюся в совокупностях тектонических структур и очагов землетрясений, расшифровать с ее помощью силы и движения, определяющие процессы деформирования участков геосреды.

Натурный объект и постановка задачи. Задачей работы было изучение механизма (процесса) деформирования слоя коры в окрестностях сколового разрыва после смещения его берегов под действием внешнего поля тектонических напряжений. Принималось, что разрыв *полностью рассекает слой и нормален к нему*, а региональное поле напряжений является полем трехосного сжатия (или сочетает двухосное сжатие с растяжением). Рассматривался частный случай этого поля, для которого *два главных нормальных напряжения лежат в плоскости слоя xu* . Слой может иметь различную ориентацию относительно земной поверхности, при этом разрыв будет иметь различную кинематику: для горизонтального слоя он будет сдвигом, для наклонного – сбросо-сдвигом и т.п. В первую очередь исследовался случай горизонтального слоя.

Требовалось: 1. изучить трехмерное локальное поле напряжений в окрестностях сколового разрыва, возникающее после смещения берегов, его строение и характеристики; 2. изучить положение объемов с полями разного типа (с различной ориентацией осей напряжений); 3. дать прогноз областей разрушения. Исследования проводились с помощью математического моделирования в предположении, что внешнее поле постоянно во времени, берега разрыва взаимодействуют с трением, деформации невелики, а вторичные нарушения еще не возникли.

Двухмерное локальное поле напряжений в зоне разрыва отвечало решению статической задачи о напряженном состоянии около разрыва после перестройки однородного исходного (внешнего) поля, обусловленной смещением берегов. Использовалось аналитическое решение

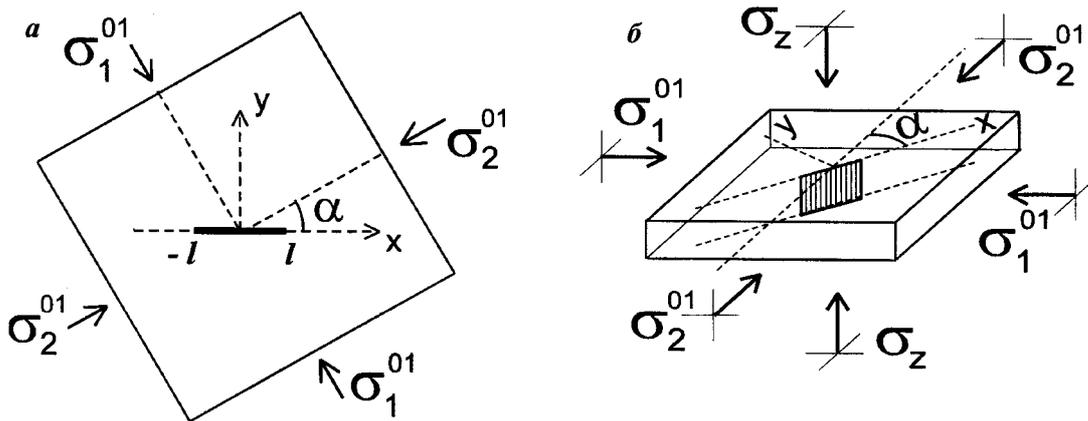


Рис. 1. К постановке двумерной (а) и трехмерной (б) задачи о равновесии и напряженном состоянии: а – упругой плоскости xy , нагруженной напряжениями $\sigma_1^{01}, \sigma_2^{01}$ ($0 > \sigma_1^{01} > \sigma_2^{01}$) и ослабленной трещиной (разрывом) с трением между берегами; б – упругого слоя (пластины), нагруженного сжимающими напряжениями $\sigma_1^{01}, \sigma_2^{01}, \sigma_z$ (σ_1^{01} и σ_2^{01} действуют в плоскости слоя xy , а σ_z – по нормали к нему) и рассеченного нормальной к нему трещиной (разрывом) с трением между берегами. Случай левой подвижки.

задачи теории упругости о равновесии упругой плоскости, нагруженной на бесконечности сжимающими усилиями и нарушенной прямолинейной трещиной (разрывом), берега которой сомкнуты и взаимодействуют по закону сухого трения Кулона–Мора [Осокина, Фридман, 1987].

Схема постановки этой задачи показана на рис.1 а. Начало координат совмещено с серединой разрыва, координаты его концов: $x = -l, y = 0$ и $x = +l, y = 0$. Напряжение задавалось главными напряжениями исходного поля σ_1^{01} и σ_2^{01} , отвечающего двухосному или одноосному сжатию, и реже – сжатию–растяжению¹ (при условии, что на разрыве $\sigma_y < 0$). Решение задачи для напряжений дается выражениями (1)

$$\sigma_y + \sigma_x = 2[\Phi(z) + \overline{\Phi(\bar{z})}] + 2p, \quad (1)$$

$$\sigma_y + i\tau_{xy} = (\bar{z} - z)\Phi'(z) + \overline{\Phi(\bar{z})} - \Phi(z) + p - \tau e^{-2i\alpha},$$

где

$$\Phi(z) = 0.5iT[1 - z/(z^2 - l^2)^{1/2}], \quad (2)$$

$$T = \tau \sin 2\alpha - k(p - \tau \cos 2\alpha) = \tau_{xy}^0 - k\sigma_y^0 = \Delta\tau \quad (3)$$

¹ Главные нормальные напряжения трехмерного поля обозначены, как обычно, $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), а двумерного поля – как σ_1' и σ_2' . Главные напряжения исходного поля обозначены знаком “0”: как $\sigma_1^0, \sigma_2^0, \sigma_3^0, \tau_{\max}^0$ – для трехмерного поля и как $\sigma_1^{01}, \sigma_2^{01}, \tau_{\max}^{01}$ – для двумерного.

$z = x + iy$ – комплексная переменная [Осокина, Фридман, 1987].

Таким образом напряжения зависят от координат точки и параметров задачи (механизма): p^0, τ, α, k (или $\sigma_1^{01}, \sigma_2^{01}, \alpha, k$), где α – угол между осью x (разрывом) и осью сжатия исходного поля σ_2^{01} , k – коэффициент трения, $p^0 = 1/2(\sigma_2^{01} + \sigma_1^{01})$, $\tau = \tau_{\max}^{01} = 1/2(\sigma_2^{01} - \sigma_1^{01})$.

Для перехода к безразмерным напряжениям и координатам величины с размерностью напряжений были разделены на величину $\tau_{\max}^{01} = \tau$, а координаты – на полудлину разрыва l . Поэтому дальше всюду $\tau = 1$ и $l = 1$. Кроме того, знак (–) перед касательными напряжениями (отвечающий постановке задачи при разрыве с левой подвижкой) дальше опускается, т.е. величины $\tau, \tau'_{\max}, \tau_{\max}$ заменяются их модулями. Решение двумерной задачи при использовании безразмерных напряжений определяется параметрами $\alpha, k, p^0/\tau$ или $\alpha, k, \sigma_1^{01}/\sigma_2^{01}$.

Трехмерное локальное поле напряжений разрыва было получено путем суперпозиции двух полей: двумерного локального поля разрыва в плоскости xy и однородного одноосного сжатия по оси z , которое задавалось напряжением σ_z . При использовании безразмерных напряжений трехмерное поле определяется параметрами α, k и двумя параметрами, задающими исходное поле. Ими могут быть: либо тип поля, обозначаемый одной из букв А, В, С (см. раздел 3) и μ_σ , либо σ_1^0/σ_3^0 и σ_2^0/σ_3^0 , либо p^0/τ_{\max}^0 и σ_z . Здесь μ_σ – коэффициент Лодэ–Надаи,

$\tau_{\max}^0 = 1/2 (\sigma_3^0 - \sigma_1^0)$, P^0 – всестороннее сжатие $\{P^0 = 1/3 (\sigma_1^0 + \sigma_2^0 + \sigma_3^0)\}$.

Поскольку вычисление и построение характеристик механизмов ведется с помощью компью-

терных программ, каждому из механизмов, как и в работе [Осокина, 2000], присваивается шестизначный код, образованный из его параметров. Эти коды и параметры приведены в таблице 1.

Таблица 1. Параметры и коды механизмов деформирования (мд) слоя в зоне разрыва (для варианта задачи I)

Код механизма	Параметры механизма												
	α°	k	$\sigma_1^{0'}$	$\sigma_2^{0'}$	σ_z	μ_σ^0	Тип поля	σ_1^0	σ_2^0	σ_3^0	P^0	$ \tau_{\max}^0 $	$P^0/ \tau_{\max}^0 $
100200	15	0	0	-2.0	0	1	AB	0	0	-2.0	0.67	1.0	0.67
300200	30	0	0	-2.0	0	1	AB	0	0	-2.0	0.67	1.0	0.67
300515	30	0	0.5	-1.5	0	0.5	B	0.5	0	-1.5	0.33	1.0	0.33
310222	30	0.1	-0.2	-2.2	0	0.82	A	0	-0.2	-2.2	0.8	1.1	0.73
311300	30	0.1	-1.0	-3.0	0	0.33	A	0	-1.0	-3.0	1.33	1.5	0.89
311309	30	0.1	-1.0	-3.0	-0.9	0.9	A	-0.9	-1.0	-3.0	1.63	1.05	1.55
311310	30	0.1	-1.0	-3.0	-1.0	1.0	AB	-1.0	-1	-3.0	1.67	1.0	1.67
311316	30	0.1	-1.0	-3.0	-1.6	0.4	B	-1.0	-1.6	-3.0	1.87	1.0	1.87
311328	30	0.1	-1.0	-3.0	-2.8	-0.8	B	-1.0	-2.8	-3.0	2.27	1.0	2.27
311330	30	0.1	-1.0	-3.0	-3.0	-1.0	BC	-1.0	-3.0	-3.0	2.33	1.0	2.33
311331	30	0.1	-1.0	-3.0	-3.1	-0.9	C	-1.0	-3.0	-3.1	2.37	1.05	2.25
311399	30	0.1	-1.0	-3.0	-9.9	0.55	C	-1.0	-3.0	-9.9	4.63	4.45	1.04
400200	45	0	0	-2.0	0	1.0	AB	0	0	-2.0	0.67	1.0	0.67
400201	45	0	0	-2.0	-0.1	0.9	A	0	-0.1	-2.0	0.7	1.0	0.7
420200	45	0.2	0	-2.0	0	1.0	AB	0	0	-2.0	0.67	1.0	0.67
440201	45	0.4	0	-2.0	-0.1	0.9	A	0	-0.1	-2.0	0.7	1.0	0.7
480200	45	0.8	0	-2.0	0	1.0	AB	0	0	-2.0	0.67	1.0	0.67
480201	45	0.8	0	-2.0	-0.1	0.9	A	0	-0.1	-2.0	0.7	1.0	0.7
600200	60	0	0	-2.0	0	1	AB	0	0	-2.0	0.67	1.0	0.67
622400	60	0.2	-2	-4.0	0	0	A	0	-2	-4	2.0	2.0	1.0
700200	75	0	0	-2.0	0	1	AB	0	0	-2	0.67	1.0	0.67

Первое число кода обозначает первую цифру угла α , второе равно $10k$, третье и четвертое равны безразмерным напряжениям $\sigma_1^{0'}$ и $\sigma_2^{0'}$, пятое и шестое – первой и второй цифре напряжения σ_z . Для механизмов 310222 и 300515 код построен с отклонением от общего правила (σ_z в него не входит). Механизм 300515 имеет исходное двумерное поле сжатия–растяжения и представляет предельный случай использования дан-

ного решения задачи, т.к. для него на разрыве $\sigma_y = 0$.

В настоящей работе продолжено начатое в [Осокина, 1997, 2000] исследование трех рядов механизмов, в каждом ряду изменялся один из параметров задачи: угол α , соотношение главных напряжений исходного поля или коэффициент трения k . Прежде чем перейти к описанию механизмов с трехмерными полями, остановимся

на свойствах двумерного поля напряжений разрыва, которые понадобятся дальше. Варианты этого поля (и отвечающие им двумерные меха-

низмы) обозначим четырехзначными кодами, образуемыми по указанным выше правилам из параметров α , k , $\sigma_1^{0'}$, $\sigma_2^{0'}$.

3. ВЕЛИЧИНА И ОРИЕНТАЦИЯ ГЛАВНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ДВУХМЕРНОГО ПОЛЯ ВБЛИЗИ ЗАКРЫТОЙ ТРЕЩИНЫ (МОДЕЛИ РАЗРЫВА) В УСЛОВИЯХ СЖАТИЯ

Рассмотрим распределение около сдвиговой трещины величины и ориентации главных нормальных напряжений σ_1' и σ_2' двумерного локального поля, возникающего из-за перестройки однородного исходного поля напряжений после смещения берегов. Закономерности их изменения были исследованы в работе [Осокина, Фридман, 1987]. Напомним и отчасти дополним ряд ее результатов. В ней были построены картины изолиний напряжений σ_1' и σ_2' и их траекторий, а также углов α_2 , определяющих их ориентацию, для ряда вариантов двумерного поля трещины при широком диапазоне измене-

ния параметров. При рассмотрении свойств картин изолиний напряжений поля трещины σ_1' , σ_2' , σ_x' , σ_y' , τ_{\max}' , τ_{xy}' и углов α_2 отмечалось, что они имеют *центросимметричный характер* (благодаря чему можно ограничивать изображение изолиний данных напряжений верхней полуплоскостью) и что в концах трещины поле имеет *особые точки*, при приближении к которым все эти напряжения (кроме σ_y') неограниченно растут.

На рис. 2 показаны изолинии главных напряжений σ_1' и σ_2' для двух вариантов двумер-

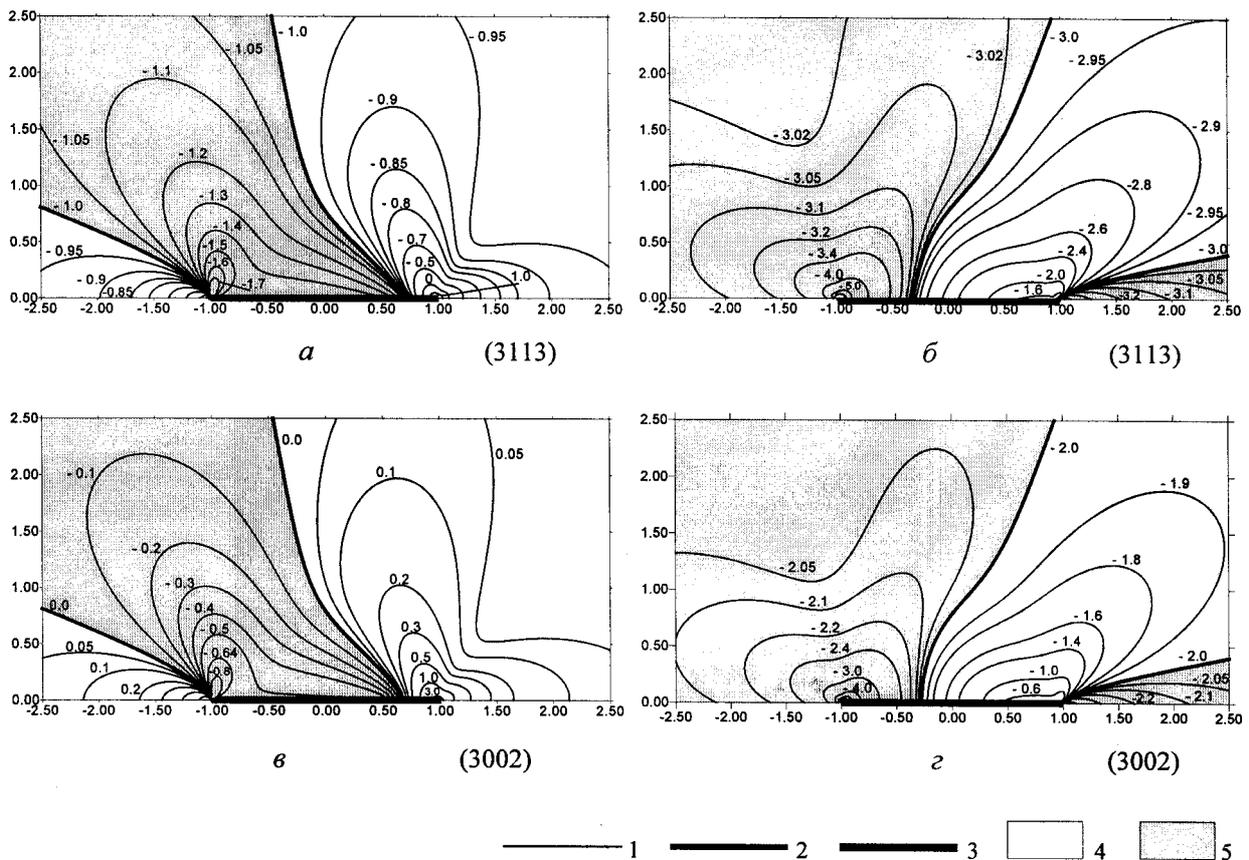


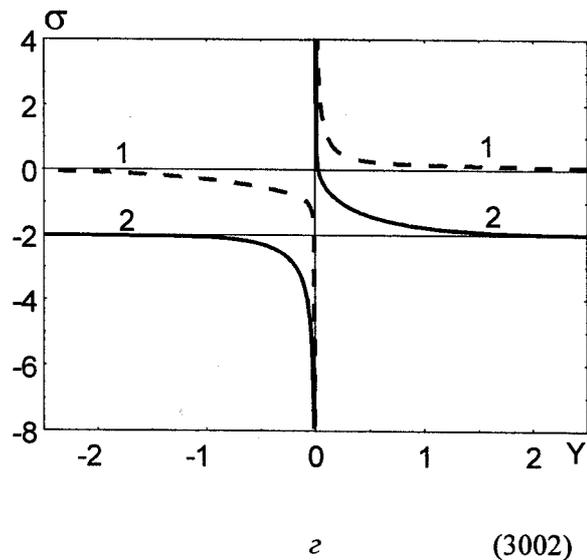
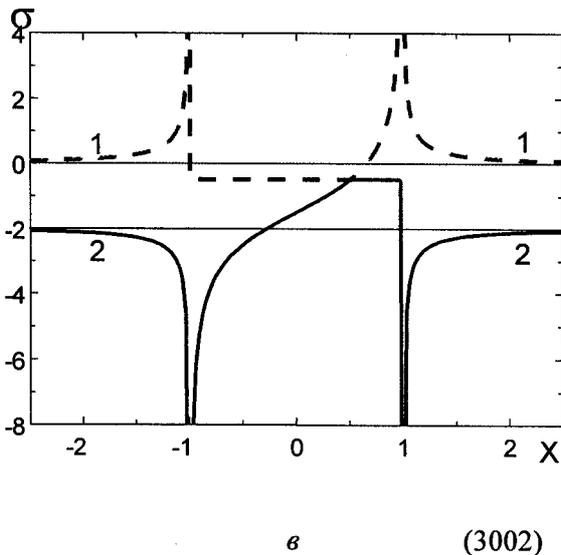
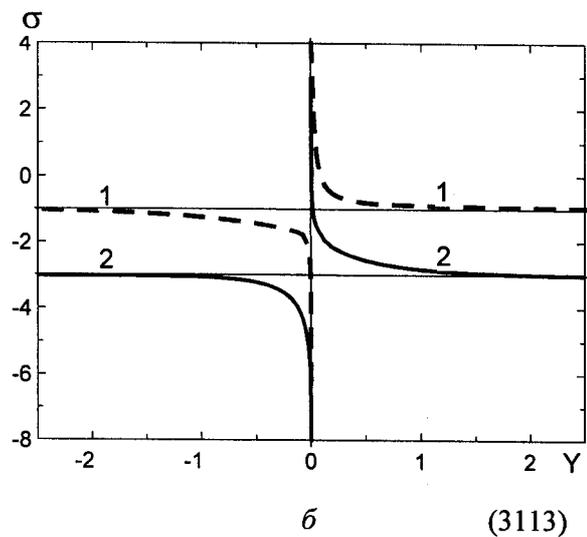
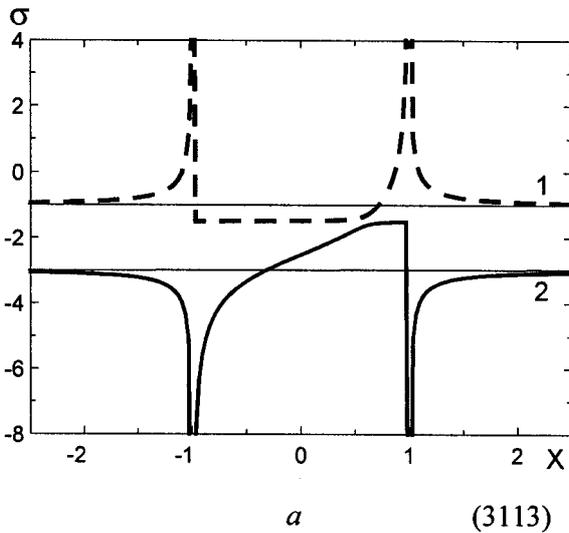
Рис. 2. Изолинии главных напряжений σ_1' (а, в) и σ_2' (б, г) двумерного поля трещины для механизмов (вариантов поля) 3113 (а, б) и 3002 (в, г). Параметры задачи: а, б - $\alpha = 30^\circ$, $k = 0.1$, $\sigma_1^{0'} = -1$, $\sigma_2^{0'} = -3$; в, г - $\alpha = 30^\circ$, $k = 0$, $\sigma_1^{0'} = 0$, $\sigma_2^{0'} = -2$ [Осокина, Фридман, 1987].

1 - изолинии локального поля; 2 - изолинии исходного поля; 3 - разрыв; 4 - сектора растяжения, области повышения напряжений относительно исходного поля; 5 - сектора сжатия, области понижения напряжений

ного поля (двухмерных механизмов), у которых параметры задачи $\alpha, k, \sigma_1^{0'}, \sigma_2^{0'}$ равны тем же параметрам механизмов 311300 и 300200. Обозначим эти механизмы кодами 3113 и 3002. Каждая из картин изолиний напряжений σ_1' и σ_2' состоит из двух секторов условного растяжения и двух секторов сжатия. Первые являются областями ослабления сжатия, а вторые – областями его усиления по сравнению с исходным полем.

На рис. 2 картины изолиний приведены только для верхней полуплоскости, а сектора сжатия выделены штриховкой. Если внешнее поле –

двухосное или одноосное сжатие, то напряжения σ_2' в обоих парах секторов – только сжимающие, тогда как напряжения σ_1' – в секторах сжатия – только сжимающие, а в секторах растяжения вблизи концов разрыва всегда возникают области, где они – *растягивающие*. Границами между секторами растяжения и сжатия служат изолинии исходного поля $\sigma_1^{0'}$ (или $\sigma_2^{0'}$). У правого конца разрыва изолиния $\sigma_1' = 0$ выделяет область истинного растяжения ($\sigma_1' > 0$). Размер этой области может варьировать в широких пределах. При исходном поле одноосного сжатия



- - - - - 1 ————— 2 ————— 3 ————— 4

Рис. 3. Изменение главных напряжений σ_1' и σ_2' двумерного поля разрыва по оси x – по линии разрыва (а, в), а также по линии $x = 1$, нормальной к нему (б, г), для механизмов: 3113 (а, б) и 3002 (в, г). Главные напряжения: σ_1' – пунктирные линии (1), σ_2' – сплошные линии (2), $\sigma_1^{0'}$ и $\sigma_2^{0'}$ – тонкие горизонтальные линии. Параметры задачи см. на рис. 2. Случай левой подвижки

1 – σ_1' , 2 – σ_2' , 3 – напряжения исходного поля: верхняя прямая – $\sigma_1^{0'}$, нижняя – $\sigma_2^{0'}$, 4 – линия $y = 0$ в плоскости σ_y

она занимает весь сектор растяжения (рис. 2, в), по мере роста отношения $\sigma_2^{0'}/\sigma_1^{0'}$ ее размер падает и доходит до весьма малого уже при $\sigma_2^{0'}/\sigma_1^{0'} = 1/3$ (рис. 2, а). Сектора условного растяжения (или сектора сжатия) для изолиний σ_1' и для изолиний σ_2' пересекаются, но не совпадают полностью. Поэтому следует уточнить, о каких секторах (σ_1' или σ_2') идет речь.

На рис. 3 показаны изменения напряжений

σ_1' и σ_2' вдоль оси x (рис. 3, а, в) и вдоль нормальной к ней линии $x = +1$ (рис. 3, б, г) для двумерных механизмов 3113 и 3002. Кривые σ_1' и σ_2' каждого механизма *попарно* сведены на одном графике. Видны отмеченные выше особенности распределения напряжений, в частности неограниченный рост значений σ_1' и $|\sigma_2'|$ вблизи концов разрыва. Тонкие прямые линии показывают напряжения исходного поля:

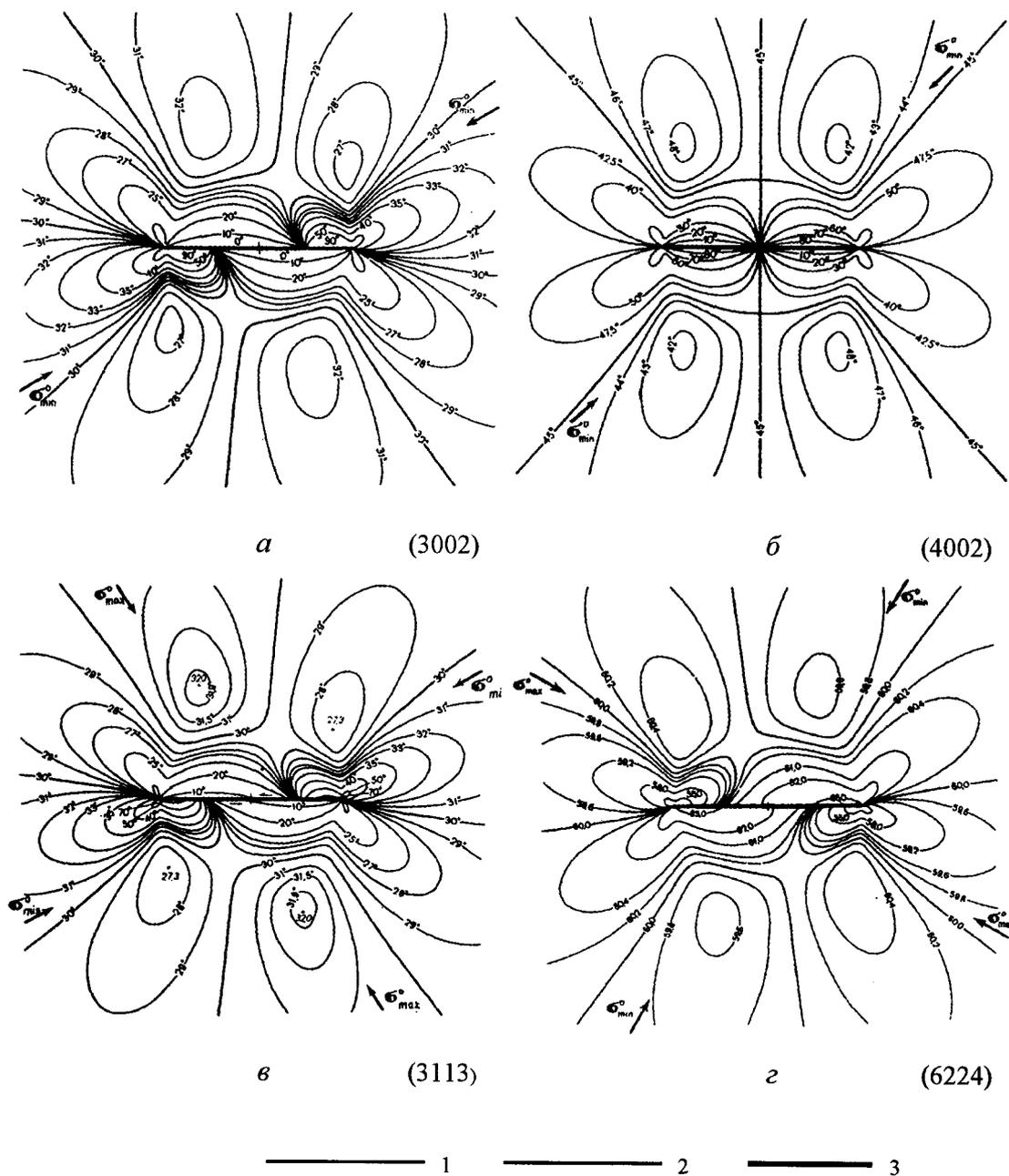


Рис. 4. Изоклины (изолинии углов α_2 между осью сжатия σ_2' и осью x) двумерного поля разрыва (трещины) для механизмов 3002 (а), 4002 (б), 3113 (в), 6224 (г) с изотропной точкой (а, б) и без изотропной точки на разрыве (в, г) [Осокина, Фридман, 1987]. Параметры задачи: а, в - см. рис. 2; б - $\alpha = 45^\circ$, $k = 0$, $\sigma_1^{0'} = 0$, $\sigma_2^{0'} = -2$; г - $\alpha = 60^\circ$, $k = 0.2$, $\sigma_1^{0'} = -2$, $\sigma_2^{0'} = -4$. Случай левой подвижки. План.

1 - изолинии локального поля, 2 - изолинии исходного поля, 3 - разрыв. Цифры - параметры изолиний в градусах

верхняя $-\sigma_1^{0'}$, нижняя $-\sigma_2^{0'}$. Точки пересечения прямой $\sigma_1' = \sigma_1^{0'}$ с кривой $\sigma_1' = f(x)$ {и прямой $\sigma_2' = \sigma_2^{0'}$ с кривой $\sigma_2' = f(x)$ } лежат на границах секторов растяжения и сжатия и делят эти кривые на части, относящиеся к разным секторам. Кривые $\sigma_1' = f(y)$ и $\sigma_2' = f(y)$ делятся разрывом на части, также лежащие в разных секторах.

На рис. 4 приведены картины изоклин, изолиний углов α_2 (между осью сжатия σ_2' и осью x), вблизи трещины с левой подвижкой для двухмерных механизмов 3002, 4002, 3113 и 6224 [Осокина, Фридман, 1987]. В каждой полуплоскости непосредственно к разрыву примыкают две группы изолиний с резкими изменениями углов. По мере приближения к разрыву в правой группе углы α_2 растут относительно угла α_2^0 в исходном поле, в левой группе – падают. Соответственно траектории каждого из главных напряжений вблизи разрыва разделяются на два потока. В правом потоке ориентация осей сжатия σ_2' становится более крутой, и они стремятся подойти к разрыву по нормали, в левом они

4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ЗОНЕ РАЗРЫВА ГЛАВНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ И ОБЛАСТЕЙ С РАЗЛИЧНЫМИ ТИПАМИ ИХ ОРИЕНТАЦИИ (С РАЗЛИЧНЫМИ ТИПАМИ ПОЛЯ)

Как было показано в работах [Осокина, Цветкова, 1979б; Осокина, 1989а, 1997, 2000 и др.] трехмерное поле напряжений в зоне разрыва распадается на области с различными вариантами ориентации главных напряжений относительно плоскости слоя xy или с различными «геометрическими» типами локального поля. Таких типов поля при выбранной постановке задачи (когда два главных напряжения исходного поля лежат в плоскости слоя, а разрыв нормален к ней) может возникать не более трех. Если эти условия не выполняются, число полей различного типа может быть больше. На границах областей с разными типами поля происходит переиндексация осей – одно из главных напряжений двухмерного поля и напряжение σ_z обмениваются индексами. Типы поля определяются тем, каким из главных напряжений трехмерного поля является напряжение σ_z . При $\sigma_z = \sigma_1$ будем говорить о поле типа А, при $\sigma_z = \sigma_2$ – о поле типа В, при $\sigma_z = \sigma_3$ — о поле типа С.

Далее приводятся результаты решения задачи о локальном поле напряжений слоя с нормальным к нему сколовым разрывом, которые, в общем, характеризуют это поле для различных случаев ориентации слоя и кинематического ти-

выполняются и приближаются к вектору подвижки {см. рис. 16, б, г в разделе 6 и рис. 3А в [Осокина, 2000]}.

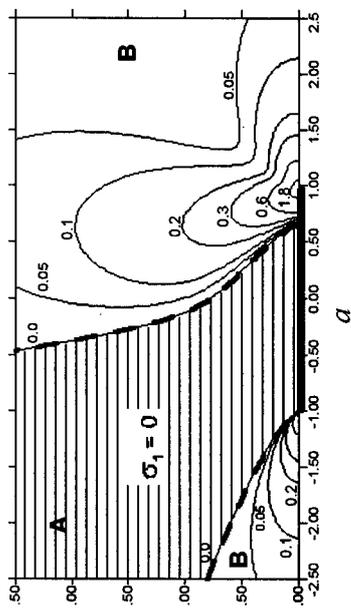
Концы разрыва, на которые замыкаются все изолинии, являются особыми точками 2-го типа ($\sigma_1' \neq \sigma_2'$). При нулевом трении точка на разрыве, отделяющая область роста углов α_2 от области их падения, оказывается *изотропной точкой* – особой точкой 1-го типа ($\sigma_1' = \sigma_2'$); углы α_2 на разрыве справа от нее равны 90° , а слева – 0° . Положение ее на разрыве определяется его ориентацией, с ростом угла α она смещается по разрыву справа налево, при $\alpha = 45^\circ$ – совпадает с его серединой (рис. 4, а, б). При наличии трения эта точка перестает быть изотропной, углы α_2 изменяются по длине разрыва от 0° до 90° , достигая этих значений на его концах (рис. 4, в, г).

В разных крыльях разрыва напряжения σ_1' и σ_2' , как правило, различны и по величине (рис. 2, 3, б, г) и по ориентации (рис. 4). Переход через разрыв обычно проявляется скачкообразным изменением этих и ряда других характеристик.

па разрыва. Для случая, когда плоскость слоя xy горизонтальна, а разрыв является сдвигом, поле типа А – *надвиговое*, поле типа В – *сдвиговое*, поле типа С – *сбросовое*¹. Для другого расположения плоскости слоя, например вертикального (когда плоскость разрыва оказывается наклонной), поля типа А, В, С будут иметь другую геологическую интерпретацию. Дальше мы будем относить результаты прежде всего к горизонтальному слою со сдвиговым разрывом, придавая полям А, В, С указанное выше значение. Однако следует помнить, что получаемые результаты могут быть применены и к негоризонтальным слоям с разрывами другой кинематики. В этих случаях поля А, В, С имеют другую геометрическую расшифровку, а постановка задачи иногда нуждается в уточнении. Так, например, при вертикальной плоскости слоя для варианта I необходимо, чтобы, напряжение внешнего поля по вертикали было много больше напряжений, вызываемых весом пород, и т.п.

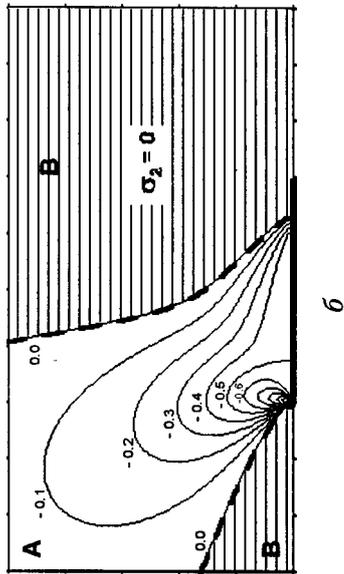
¹ В случаях, когда два главных напряжения равны, будем обозначать тип поля двумя буквами: АВ – при $\sigma_z = \sigma_1 = \sigma_2$, ВС – при $\sigma_z = \sigma_2 = \sigma_3$. В поле типа АВ равновероятно возникновение надвигов и сдвигов, в поле типа ВС – сдвигов и сбросов.

Напряжения σ_1

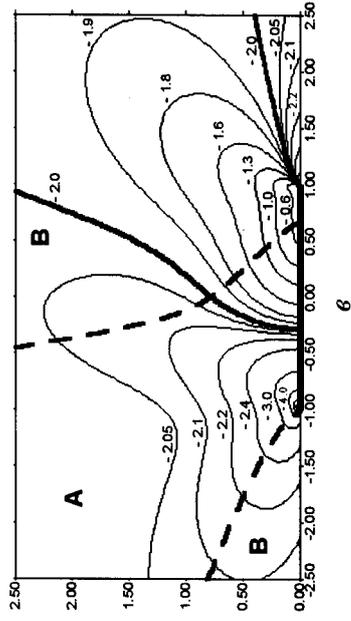


Напряжения σ_2

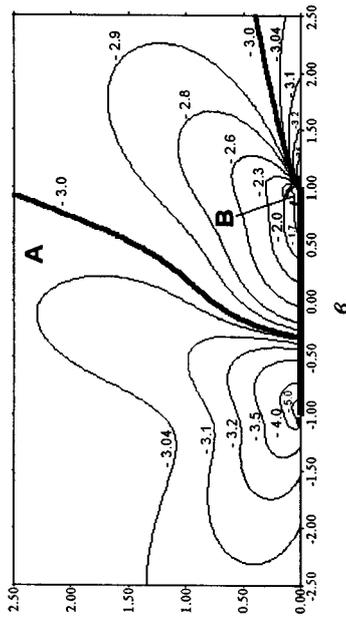
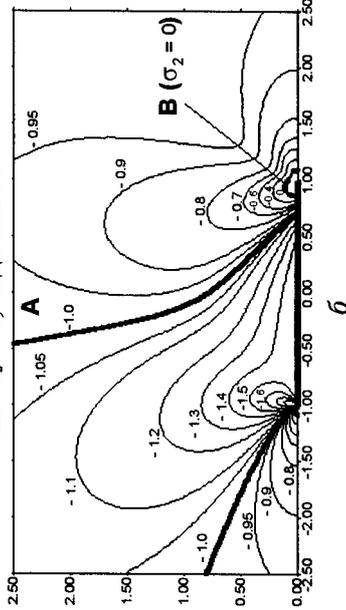
I. $\sigma_2 = 0$, мд 300200



Напряжения σ_3



II. $\sigma_2 = 0$, мд 311300



III. $\sigma_2 = -0.9$, мд 311309

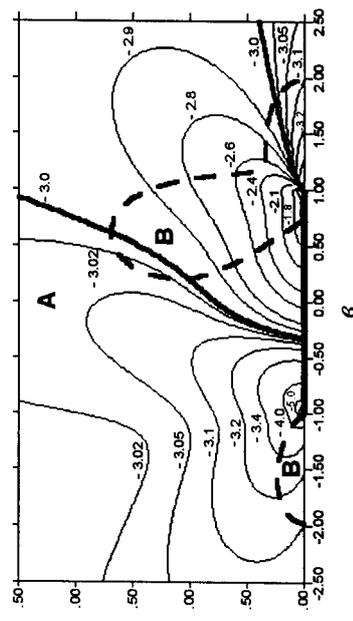
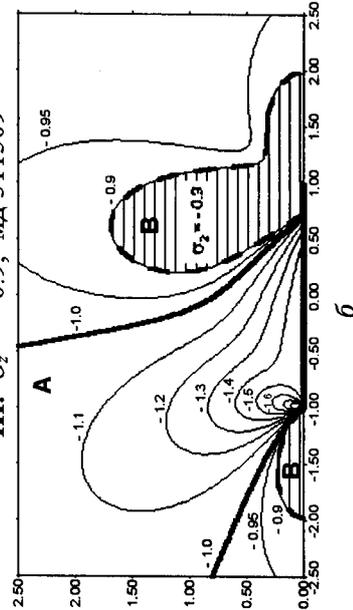
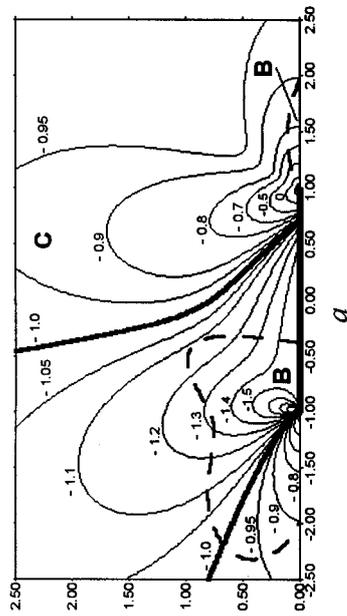


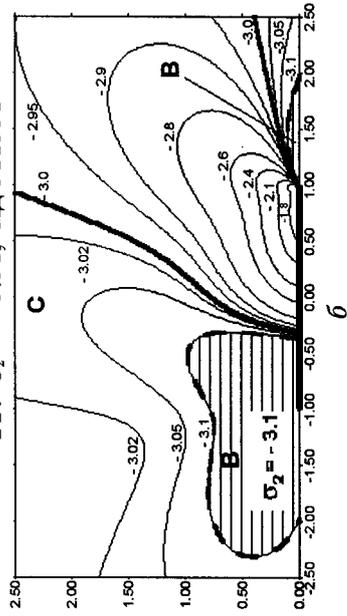
Рис. 5

Напряжения σ_1

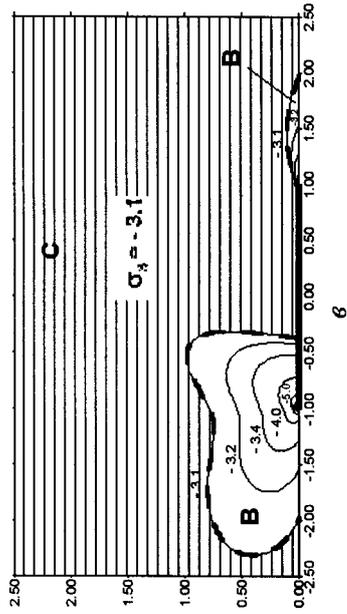


Напряжения σ_2

IV. $\sigma_2 = -3.31$, мд 311331



Напряжения σ_3



V. $\sigma_2 = 0$, мд 300515

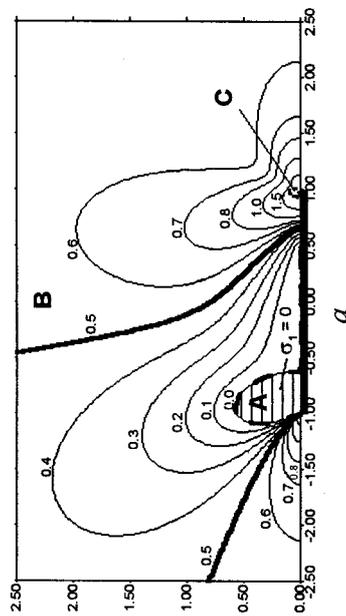
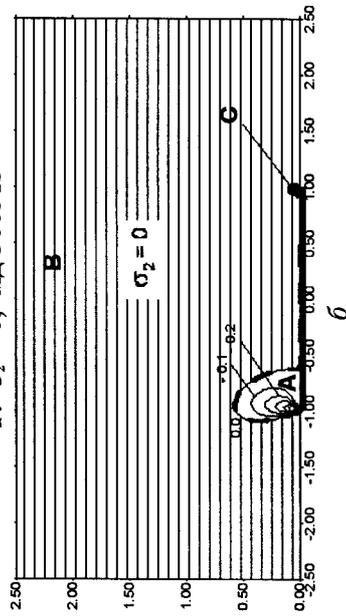


Рис. 5. Изолинии главных напряжений σ_1 (а), σ_2 (б), σ_3 (в) трехмерного поля в зоне сдвигового разрыва (план) для механизмов деформирования слоев: 300200 (А), 311300 (Б), 311309 (В), 311331 (Г), 300515 (Д). Параметры механизмов см. в табл. 1. Заштрихованы области с постоянной величиной напряжений σ_i ($i=1-3$), равной σ_z . Для I, II, $\gamma - \sigma_z = 0$; для III - $\sigma_z = -0.9$; для IV - $|\sigma_z| = -3.1$ областей, совпадающие с изолиниями исходного поля; 3 - границы областей с различными типами локального поля: надвигового (А), сдвигового (В), сбросового (С), 4 - границы тех же областей, совпадающие с изолиниями исходного поля; 5 - разрыв; 6 - области с постоянной величиной напряжений, равной σ_z .

Распределение в зоне разрыва величин главных напряжений σ_1 , σ_2 , σ_3 и областей с локальными полями различного типа. Рассмотрим картины изолиний главных напряжений трехмерного поля нескольких механизмов с параметрами, типичными для земной коры (рис. 5).

Сопоставление и анализ результатов для всех механизмов показывает, что по характеру распределения величин σ_1 , σ_2 , σ_3 они могут быть разделены на три группы.

1. Для механизмов 1-й группы, (у которых σ_z равно σ_1 или σ_2 , но при этом по модулю меньше величины $\approx 0.5 \cdot \sigma_2^{0'}$) в зоне разрыва наблюдаются области с локальными полями типа А и В, *границами между этими областями являются изолинии $\sigma_1' = \sigma_z$* (см. рис. 5, I–III). Изолинии σ_1 и σ_2 содержат участки, в пределах которых напряжения постоянны и равны σ_z . Для изолиний σ_1 эти участки совпадают с областями поля типа А, для изолиний σ_2 – с областями поля типа В. Размеры участков и положение изолиний $\sigma_1' = \sigma_z$ зависят от параметров задачи и могут изменяться в широких пределах.

2. Для механизмов 2-й группы (у которых σ_z равно σ_3 или σ_2 , причем по модулю больше величины $\approx 0.5 \cdot \sigma_2^{0'}$) в зоне разрыва наблюдаются области с полями типа В и С, *границами между ними оказываются изолинии $\sigma_2' = \sigma_z$* (см. рис. 5, IV). В этом случае участки с постоянными значениями напряжений, равными σ_z , содержат изолинии σ_2 и σ_3 . Для изолиний σ_2 эти участки совпадают с областями поля типа В, для изолиний σ_3 – с областями поля типа С. Размеры этих областей в зависимости от параметров механизма также варьируют от очень малых до охватывающих почти всю зону.

3. Для механизмов 3-й группы (у которых σ_z является напряжением σ_2 и по модулю меньше величины $\approx 0.5 \cdot \sigma_2^{0'}$) в зоне разрыва наблюдаются области с полями типа А, В и С, *границами которых являются изолинии $\sigma_1' = \sigma_z$* (для полей А и В) и $\sigma_2' = \sigma_z$ (для полей В и С). Изолинии каждого из главных напряжений содержат участки с постоянными значениями, равными σ_z . При этом для изолиний σ_1' , σ_2' и σ_3' эти участки совпадают с областями поля типов А, В и С, соответственно (см. рис. 5, V). Поле типа В занимает преобладающую часть зоны разрыва, а поля типов А и С – относительно малые участки у его концов.

Следует отметить, что результаты, показанные на рис. 2–19, относятся к разрыву с левой

подвижной. Для перехода к разрыву с правой подвижной каждую из построенных картин следует заменить картиной, зеркально-симметричной относительно оси у.

Таким образом, анализ картин изолиний главных напряжений позволяет выделить в зоне разрыва области с локальными полями разных типов, объяснить их появление, установить особенности размещения этих областей и границ между ними.

Карты размещения локальных полей различного типа и их границ были построены для нескольких рядов механизмов, в каждом из которых изменялся один параметр. Суммируя результаты, часть которых приведена на рис. 6 и 7, можно отметить следующее:

1) изменение ориентации разрыва вызывает заметные количественные изменения положения границ полей: при возрастании угла α левая граница “поворачивается” относительно конца разрыва против часовой стрелки, правая – меняет форму и смещается влево (рис. 6, а-д);

2) изменение коэффициента трения k слабо меняет положение границ, совпадающих с границами секторов растяжения и сжатия (см. рис. 2, а, в) двухмерного поля σ_1' (рис. 6, в, е), тогда как границы, совпадающие с обычными изолиниями, изменяются сильно (рис. 6, ж-и);

3) наиболее резкие качественные изменения карт размещения границ и типов полей наблюдаются при изменении соотношения главных напряжений исходного поля.

На рис. 7 приведены карты границ полей для ряда из 8 механизмов (311300–311399), имеющих одинаковое двухмерное поле (изолинии σ_1' и σ_2' этого поля см. на рис. 2, а, б), но различные σ_z в диапазоне от 0 до -9.9 , включающем все три названные выше группы механизмов. При $\sigma_z = 0$ почти вся зона разрыва занята надвиговым полем А (рис. 7, а). По мере роста модуля σ_z граница полей А и В поочередно совпадает со всеми изолиниями напряжения σ_1' (от 0 до -1.7), сдвиговое поле расширяется, надвиговое – сокращается, при σ_z , равном $-(1.5-1.6) \approx 0.5 \cdot \sigma_2^{0'}$, оно стягивается в малую зону у левого конца разрыва, затем исчезает (рис. 7, б-з). У правого конца при $\sigma_z = -1.6$ возникает зона сбросового поля С. Затем оно разрастается, граница между полями В и С совпадает со всеми изолиниями σ_2' (от -1.6 до -6.0), область В сокращается, стягивается в малую зону у левого конца, исчезает и остается только поле С (рис. 7, з-э). Данная *очередность изменения типов полей (от А к В, от В к С)* оказывается общей для рядов механизмов, возник-

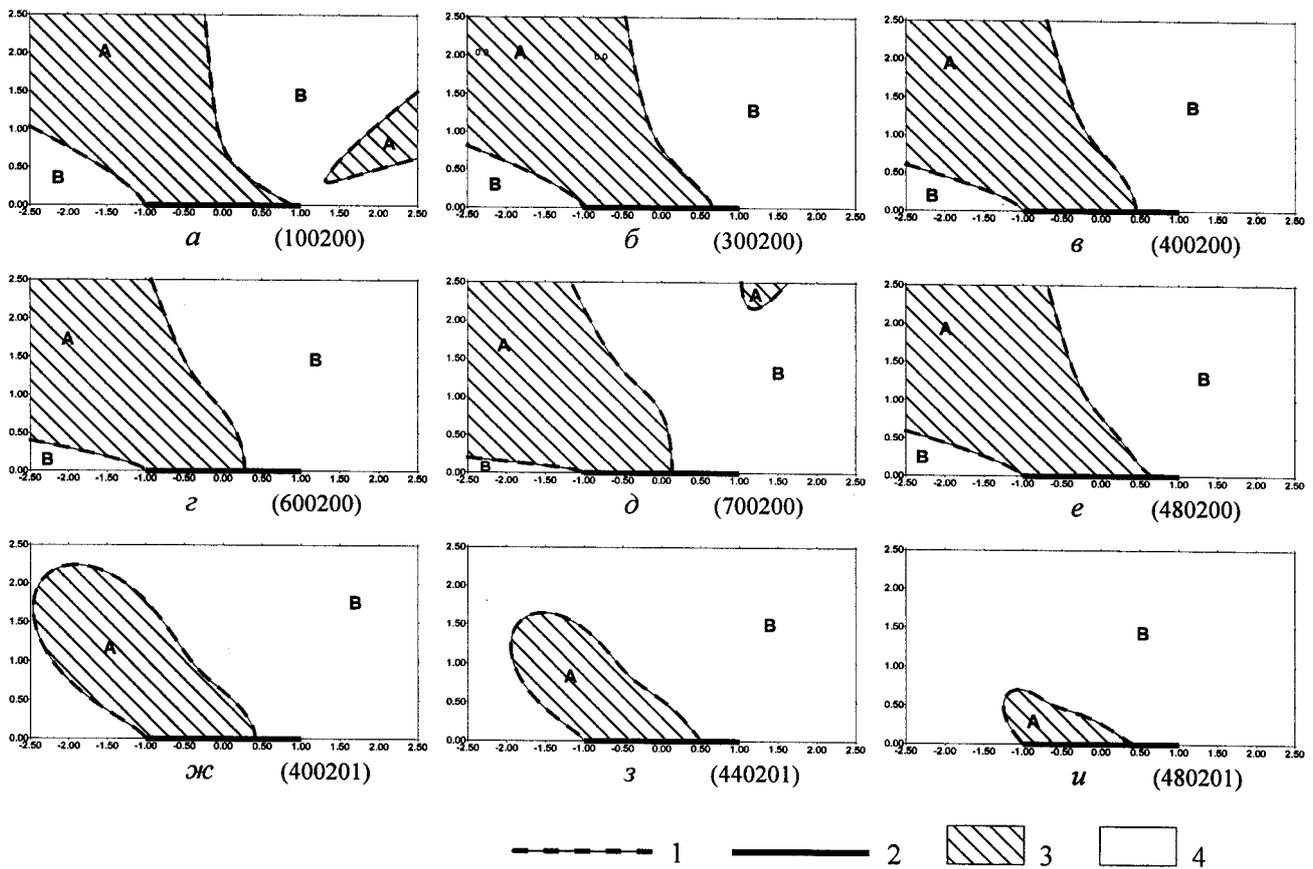


Рис. 6. Карты (независящего от глубины) размещения в зоне разрыва областей с локальными полями напряжений разных типов и их границ в зависимости от ориентации разрыва (угла α) и коэффициента трения k для механизмов: а – 100200, б – 300200, в – 400200, г – 600200, д – 700200, е – 480200, ж – 400201, з – 440201, и – 480201. Вариант задачи I. Случай левой подвижки. План.

1 – границы областей с разными типами поля; 2 – разрыв; 3–4 – области поля: 3 – А (надвиговое); 4 – В (сдвиговое)

кающих при увеличении модуля σ_z . Кроме того, на рис. 7, и показана карта границ для механизма 300515; на ней, как и для механизма 311316 (рис. 7, з), существуют все три поля сразу.

Отметим три особенности изучаемых карт.

1) В случае левой подвижки правый конец разрыва становится источником появления и центром расширения новых типов полей, а левый конец – областью их стока или центром стягивания. Для случая правой подвижки все картины изолиний станут зеркально-симметричными по отношению к полученным для левой подвижки, соответственно изменится и роль концов разрыва.

2) Для всех механизмов с величиной μ_σ равной 1, т.е. с девиатором исходного поля, отвечающим одноосному сжатию (рис 6, а-е, 7, в), границы полей А и В в зоне разрыва совпадают с границами секторов сжатия и растяжения двумерного поля для напряжений σ_1' .

3) Качественный характер карт (типы локального поля и положение областей) определяется прежде всего девиатором напряжений исходного поля. Для механизмов с равными девиаторами (равными μ_σ), но разными P^0 , карты границ совпадают. Так, почти совпадают карты для пар

механизмов: 300200 ($\mu_\sigma=1$) и 311310 ($\mu_\sigma=1$); 311316 ($\mu_\sigma=0.4$) и 300515 ($\mu_\sigma=0.5$).

Важно отметить, что в строении трехмерного поля напряжений, помимо линий, образующих двумерное поле (изолиний локального поля и исходного поля, границ между секторами сжатия и растяжения), участвуют новые элементы – границы областей с полями различного геометрического типа и сами типы этих полей.

Построенное локальное поле напряжений в слое, рассеченном плоским разрывом, полезно прежде всего как простейшая модель, впервые позволившая детально исследовать строение трехмерного поля в окрестностях разрыва [Осокина, 2000]. Часть результатов может быть перенесена на локальные поля разрывов другой формы. В первую очередь это относится к возникновению областей с полями типов А, В, С, отличающихся ориентацией осей напряжений. Нетрудно показать, что такие же области, как правило, должны существовать в трехмерных локальных полях, обусловленных разрывами более сложной формы или их системами. Используя данные для плоского разрыва, можно в

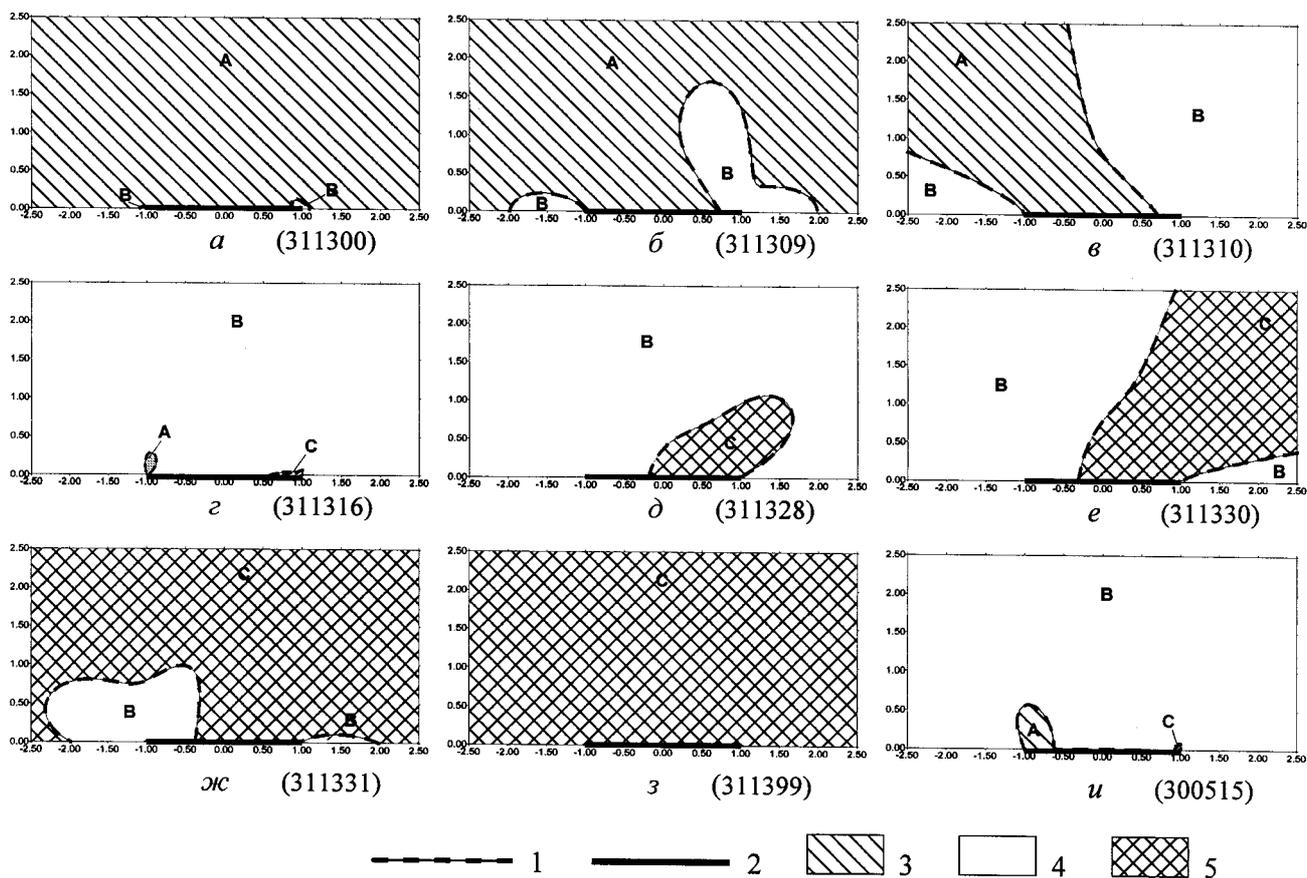


Рис. 7. Для варианта задачи I. Карты (независящего от глубины) расположения в зоне разрыва областей с локальными полями напряжений разных типов и их границ в зависимости от соотношения главных напряжений исходного поля (от величины σ_2) для механизмов: а – 311300, б – 311309, в – 311310, г – 311316, д – 311328, е – 311330, жс – 311331, з – 311399, и – 300515. Случай левой подвижки. План Для варианта задачи II. Карты расположения в зоне разрыва областей с локальными полями напряжений разных типов и их границ для механизма 3113Kz в горизонтальных сечениях слоя на различной глубине в зависимости от величины модуля напряжений σ_2 на этой глубине, равного: а – 0, б – 0.9, в – 1.0, г – 1.6, д – 2.8, е – 3.3, жс – 3.31, з – 9.9
1 – границы областей разного типа; 2 – разрыв; 3–5 – области поля: 3 – А (надвиговое); 4 – В (сдвиговое); 5 – С (сбросовое)

некоторых случаях предсказать типы полей и их примерное расположение около разрывов другой формы. Например, если разрыв дугообразный и напряжение σ_2^0 действует по нормали к дуге, то у выпуклой стороны дуги возникает поле типа В,

а у вогнутой – поле типа А и т. д. Отметим также, что плоский разрыв можно рассматривать как простейший тип тектонического нарушения, и как элементарное нарушение сплошности среды, и как разрыв в очаге землетрясения.

5. ХАРАКТЕРИСТИКИ P И P/τ_{\max} ТРЕХМЕРНОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗОНЕ РАЗРЫВА

Изолинии характеристик шарового тензора (всестороннего давления). Изолинии всестороннего давления P $\{P = -(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3\}$ для механизмов с различными значениями характеристик $\alpha, k, \sigma_z, \sigma_1', \sigma_2'$ показаны на рис. 8. Все картины имеют полностью *единообразное строение* и отличаются только величинами параметров одинаково расположенных изолиний. *Геометрическая тождественность* картин определяется тем, что для всех вариантов задачи величины приращений параметра изолиний ΔP ($\Delta P = P - P^0$) пропорциональны одной и той же

функции координат $\varphi(x, y)$, умноженной на величину T , зависящую от характеристик задачи¹

$$T = \Delta\tau = \tau \cdot \sin 2\alpha - k(p^0 - \tau \cos 2\alpha). \quad (3)$$

Чтобы показать это, напомним: из решения двухмерной задачи, приведенного в работе [Осокина, 1987а],

¹ Множитель T равен падению касательного напряжения на разрыве $\Delta\tau$ [Осокина, Фридман, 1987]. Эта величина пропорциональна смещению центра разрыва Δu_x , ее зависимости от переменных α, k, p^0 рассмотрены в работе [Осокина, 1987а].

кина, Фридман, 1987], следует, что давление p $\{p = 1/2(\sigma_1' + \sigma_2')\}$ описывается выражением:

$$p = p^0 + T \cdot \varphi(x, y), \quad (4)$$

где: $\varphi(x, y)$ – функция координат точки, получаемая из решения задачи; α, k, p^0, τ – параметры задачи. Для изучаемого трехмерного поля давление P задается соотношением:

$$P = -(2p + \sigma_z)/3 = P^0 - 2/3\{T \cdot \varphi(z)\}, \quad (5)$$

из которого следует:

$$\Delta P = -2/3\{T \cdot \varphi(z)\}. \quad (6)$$

Картины изолиний всестороннего давления P (как и большинства характеристик поля напряжений разрыва) имеют *центросимметричный* характер, ось симметрии совпадает с осью z . Границами областей повышения и понижения P являются оси координат x и y . Изолинии в этих областях выглядят как зеркально-симметричные относительно оси y (и оси x), но их параметры в точках (x, y) и $(-x, y)$ равны $P^0 + \Delta P$ и $P^0 - \Delta P$. Изолинии исходного поля P^0 совпадают с осью x (вне разрыва) и с осью y . Все остальные изолинии начинаются на разрыве и входят в один из его концов. Изолинии с параметрами, близкими к P^0 , изометричны и вытянуты по диагонали, но вблизи концов разрыва их форма приближается к полуокружности.

Изменения давления усиливаются по мере движения от центра разрыва к его концам. Их характер удобно проследить на рис. 9, а, б, где показаны кривые изменения P по оси x (в сечении $y = 0$) для механизмов 300200 и 311300. Вне разрыва величина P постоянна, на разрыве падает, при переходе через его концы испытывает скачки: у левого – неограниченный рост, у правого – неограниченный спад (и смену знака). Для сечений с другими значениями y характер кривых сохраняется, но с ростом y величины скачков при $x = \pm 1$ уменьшаются. Зависимости приращения давления ΔP от параметров механизма определяются зависимостями от них падения напряжений $\Delta \tau = T$. Чем больше T и ΔP , тем сильнее дифференцирована картина изолиний P . Зависимости величин T и ΔP от угла α при его увеличении проходят через максимум. Если $k = 0$, то максимум отвечает углу $\alpha = 45^\circ$ (рис 8, а–в), с ростом k этот угол уменьшается. Кроме того, если $k = 0$ и при прочих равных условиях углы α для двух механизмов равны $45^\circ + \theta$ и $45^\circ - \theta$, то величины T для них одинаковы и картины изолиний P совпадают. Для механизмов,

отличающихся только напряжениями σ_z (как на рис. 8, z-e), картины изолиний P одинаковы с точностью до постоянного слагаемого $\Delta \sigma_z/3$ в параметрах изолиний. С ростом коэффициента k величины T и ΔP снижаются.

Изолинии отношения характеристик шарового тензора и девиатора P/τ_{\max} . Картины изолиний P/τ_{\max} (рис. 10) являются центросимметричными. Границы областей повышения и понижения P/τ_{\max} , как правило, имеют диагональное к разрыву положение, подобное положению границ между секторами сжатия и растяжения на картинах изолиний σ_1' (см. рис. 2, а, в), а для механизмов с исходным полем одноосного сжатия (100200-700200) – совпадающее как с ними, так и с границами между полями типа А и В. Области понижения P/τ_{\max} совпадают с секторами растяжения двумерного поля σ_1' или лежат внутри них. Изолинии параметра P/τ_{\max} в областях его понижения часто имеют форму двух лепестков, подобно изолиниям напряжений σ_1' в секторах растяжения. Основная часть сектора понижения параметра прилегает к правой части разрыва (в верхней полуплоскости), вблизи его правого конца обычно возникает участок, на границе которого величина P/τ_{\max} *меняет знак* – становится отрицательной. Характер и амплитуду изменений отношения P/τ_{\max} удобно, как и для давления P , рассмотреть по кривым изменения P/τ_{\max} на оси x для тех же механизмов (рис. 9, в, г). При приближении к концам разрыва извне величина P/τ_{\max} падает. Переход через концы вызывает ее скачкообразные изменения, но существенно менее резкие, чем на рис. 9, а, б. У правого конца амплитуда скачка заметно больше, чем у левого. Величина P/τ_{\max} ограничена значениями от нескольких десятых до одной–двух единиц.

Отметим еще некоторые особенности картин изолиний отношения P/τ_{\max} .

1) Изолинии P/τ_{\max} для механизмов, у которых $\sigma_z = 0$, совпадают с изолиниями коэффициента Лоде–Надаи μ_σ (см. [Осокина, 2000]) с точностью до постоянного множителя в параметрах изолиний.

2) Изменение угла α меняет конфигурацию изолиний P/τ_{\max} , не изменяя характера картины качественно. Основные ее части при росте угла α “поворачиваются” против часовой стрелки.

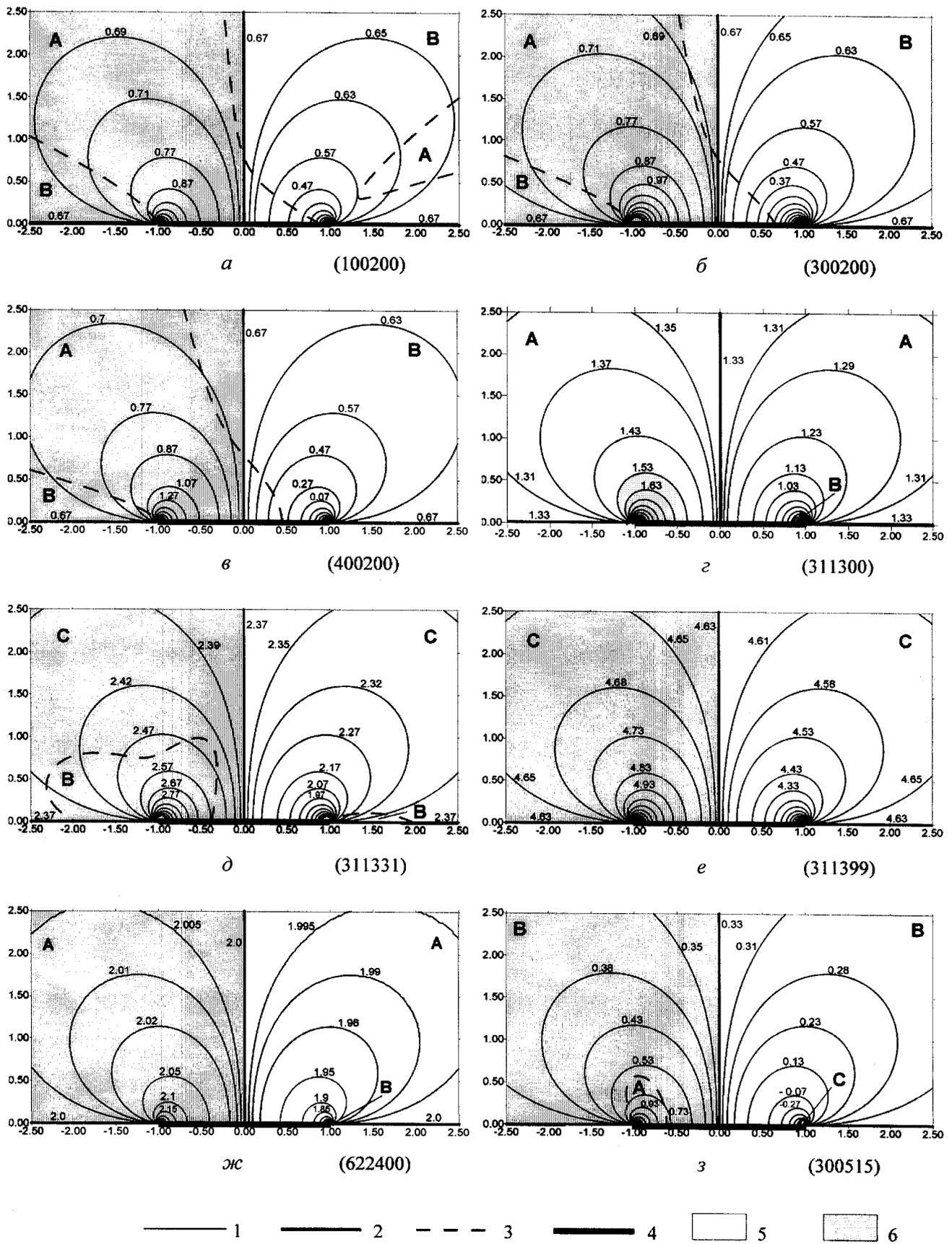


Рис. 8. Изолинии всестороннего давления P трехмерного поля напряжений в зоне разрыва (план) для механизмов, отличающихся параметрами α , σ_z , k : а – 100200, б – 300200, в – 400200, г – 311300, д – 311331, е – 311399, жс – 622400, з – 300515 (см. табл. 1). Случай левой подвижки.

1 – изолинии локального поля; 2 – изолинии исходного поля; 3 – границы областей с локальными полями разного типа (А – надвигового, В – сдвигового, С – сбросового); 4 – разрыв; 5 – области понижения давления (относительно исходного поля); 6 – области повышения давления

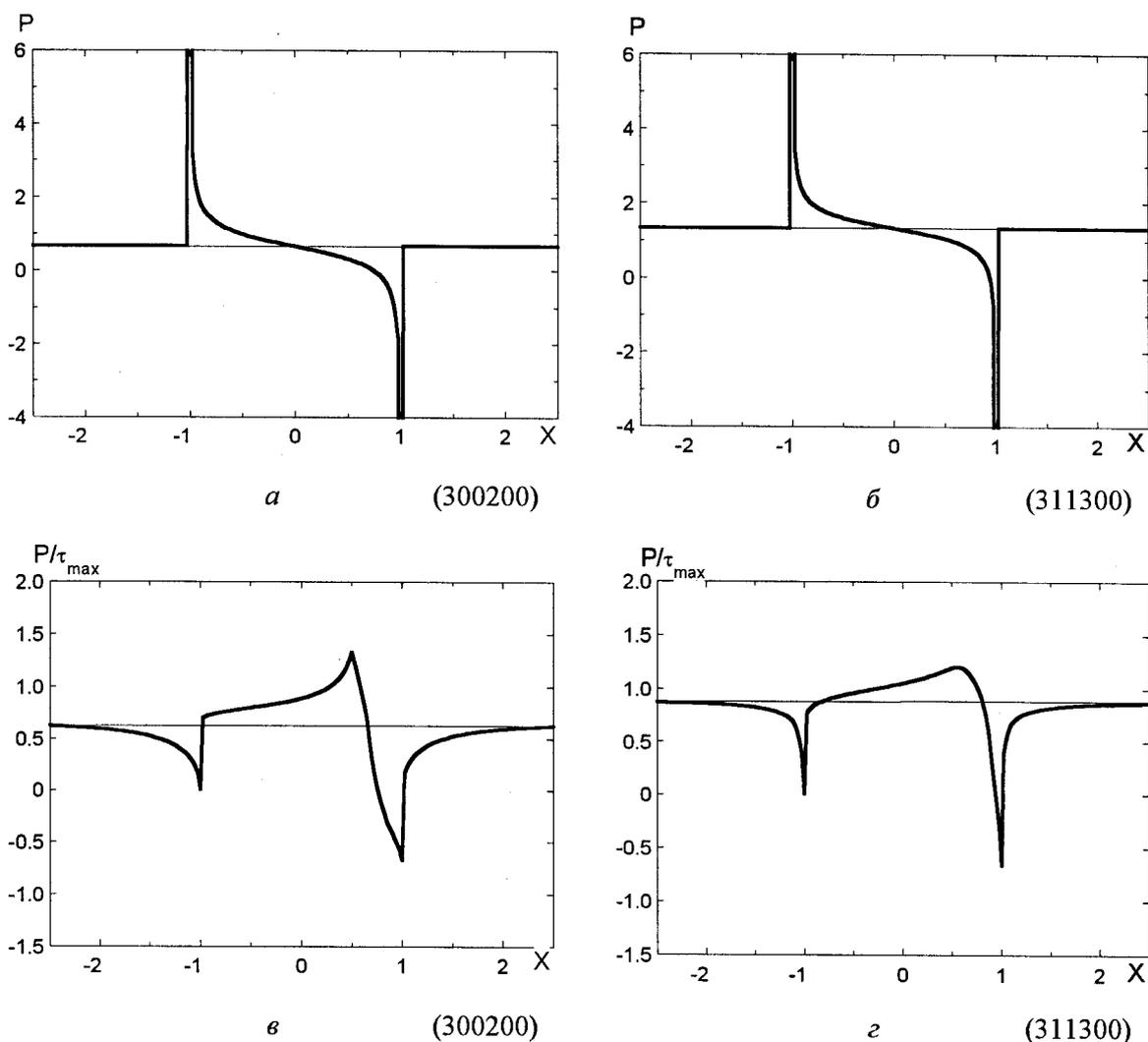


Рис. 9. Изменение всестороннего давления P (а, б) и отношения P/τ_{\max} (в, г) трехмерного поля напряжений в зоне разрыва вдоль оси X (линии пересечения разрывом плоскости слоя) для механизмов: а, в – 300200; б, г – 311300. Горизонтальные линии – значения параметров исходного поля. Случай разрыва с левой подвижкой.

3) Изменение соотношения главных напряжений влияет на картину изолиний P/τ_{\max} намного сильнее, чем изменение α , в частности резко меняется конфигурация изолиний.

4) Рост коэффициента трения k согласно (3) вызывает снижение величин T и следующее за ним согласно (6) уменьшение приращений ΔP , что делает картину изолиний более сглаженной.

6. РАЙОНИРОВАНИЕ ЗОНЫ РАЗРЫВА, ПРОГНОЗ ОБЛАСТЕЙ РАЗРУШЕНИЯ И ВТОРИЧНЫХ СТРУКТУР ПУТЕМ СОВМЕСТНОГО АНАЛИЗА КАРТ ДВУХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ (P/τ_{\max} И τ_{\max} , P И τ_{\max})

В работе [Осокина, 2000] была сделана попытка прогноза в зоне разрыва областей возникновения вторичных нарушений на основе анализа изолиний двух прочностных параметров: эквивалентных напряжений по О. Мору σ_e и напряжений τ_{\max} . Характеристики поля напряжений P и P/τ_{\max} , рассмотренные в разделе 5, позволяют дополнить прогноз. Обе они входят в число физических величин, влияющих на разви-

тие пластической деформации, вязко-пластического течения, длительную и мгновенную прочность геосреды. Зависимость прочности горных пород от давления хорошо исследована. Известные эксперименты (О.Мора, Т.Кармана, Д.Григгса, Е.Робертсона и др.) и теории разрушения (Кулона–Навье, О.Мора и др.), обобщающие их результаты, показывают, что с ростом всестороннего сжатия P прочность на скалывание (разру-

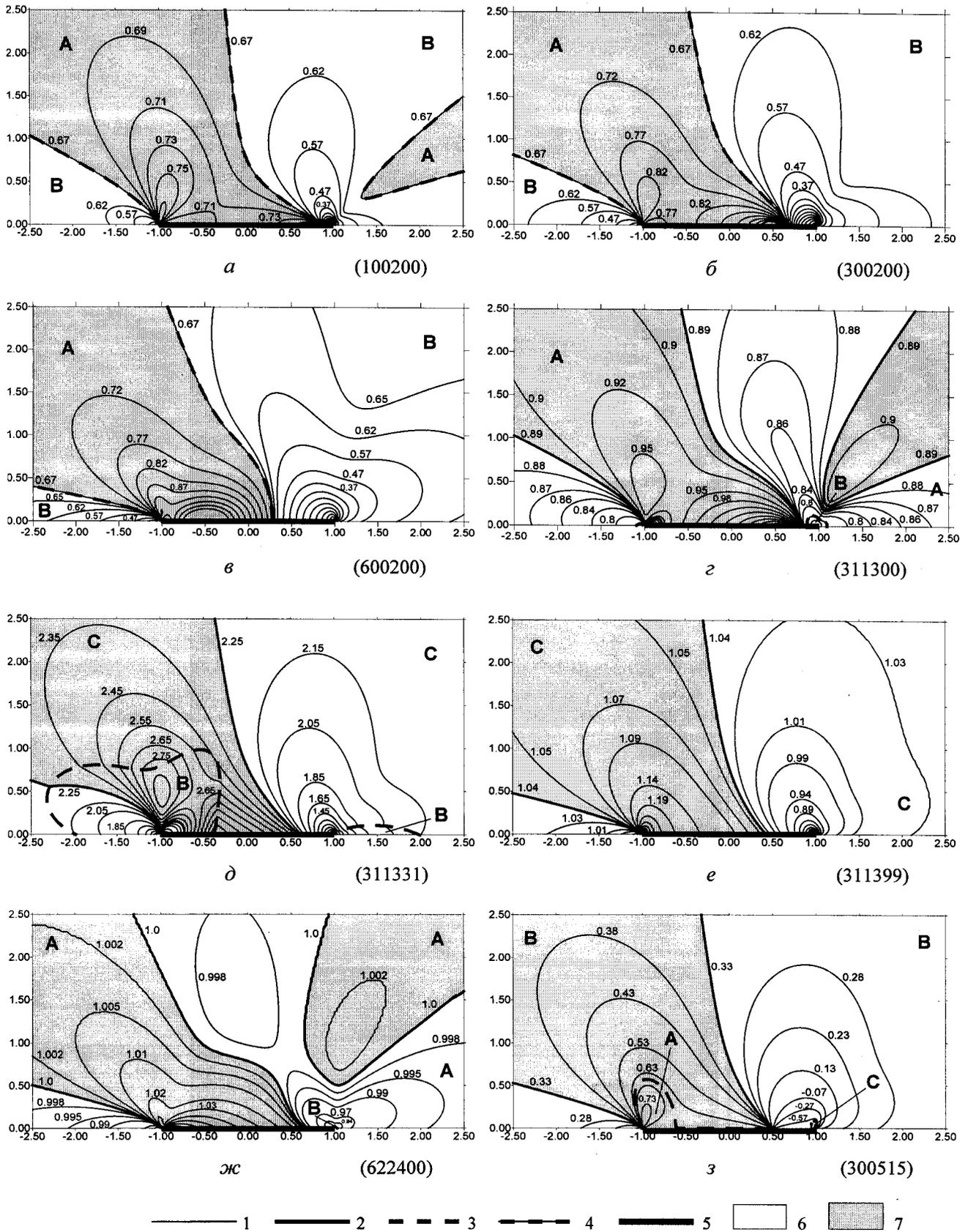


Рис. 10. Изолинии отношения P/τ_{\max} трехмерного поля в зоне разрыва (план) для механизмов, отличающихся параметрами α , σ_z , k : а 100200, б – 300200, в – 600200, г – 311300, д – 311331, е – 311399, ж – 622400, з – 300515. Случай левой подвижки.

1 – изолинии локального поля; 2 – изолинии исходного поля; 3 – границы областей с локальными полями различного типа (А – надвигового, В – сдвигового, С – сбросового); 4 – те же границы, совпадающие с изолиниями исходного поля; 5 – разрыв; 6 – области понижения P/τ_{\max} относительно исходного поля; 7 – области повышения P/τ_{\max} .

шающее касательное напряжение) и пластичность, предельные деформации пород, возрастают. Поэтому области понижения P благоприятны для хрупкого разрушения, а области повышения P – для необратимых деформаций, пластического и вязкого разрушения [Хендин, 1969; Качанов, 1974; Оберт, 1976; Панасюк и др., 1988; и др.].

Параметр P/τ_{\max} есть отношение характеристик двух частей тензора напряжений: шаровой и девиаторной. По физическому смыслу этих частей при уменьшении параметра вероятность разрушения должна расти. Чем меньше P и чем больше τ_{\max} , тем больше смещения по трещинам и напряжения на их концах, тем больше вероятность их объединения. В работах [Осокина, Фридман, 1987; Осокина, 1987а] использовался параметр нагружения двумерного поля $p^* \{p^* = (\sigma_2 + \sigma_1)/(\sigma_2 - \sigma_1)\}$ и было отмечено, что его величина не только определяет тип исходного поля напряжений и разделение разрывов на активные и неактивные в зависимости от ориентации, но и существенно влияет на величину смещений по ним¹. Очевидно, что и в случае трехмерной задачи существует аналогичная связь величины P/τ_{\max} с типом поля напряжений и активностью разрывов. Поэтому можно считать, что по мере снижения P/τ_{\max} опасность разрушения заметно растет. Это позволяет использовать данную величину как прочностной параметр, вслед за работой [Кузнецова, 1991]², где в такой роли был использован почти тот же по физической сути параметр $P^* = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$. Как и

в работе [Осокина, 2000], был применен способ выделения опасной зоны как области, содержащей опасную линию – линию минимальных значений градиента прочностного параметра [Григорьев и др., 1987 и др.].

Поведение параметра P/τ_{\max} интересно еще и потому, что, как было показано в [Ребецкий, Фурсова, 1998; и др.], он является одной из немногих характеристик тензора напряжений, которую можно определить по натурным данным о механизмах очагов землетрясений.

Сопоставление карт изолиний P/τ_{\max} (рис. 10) с картами изолиний прочностного параметра σ_3 [Осокина, 2000] показывает, что для большинст-

¹ При $p^* = +\infty$ (всестороннее сжатие) – неактивны разрывы любой ориентации, при $p^* = +1$ (одноосное сжатие) – неактивна часть разрывов и т.д.

² См. также статью К.И. Кузнецовой [2002] в наст. сборнике

ва механизмов положение благоприятных для разрушения областей понижения величин P/τ_{\max} (относительно значений P^0/τ_{\max}^0) и опасных линий (осевых линий этих областей) в первом приближении совпадает с положением областей повышения величин σ_3 и их опасных линий.

Районирование зоны разрыва и выделение областей возможного разрушения по характеристикам P/τ_{\max} и τ_{\max} . Знание характера напряженного состояния в различных участках зоны разлома представляет интерес как в связи с задачами прогноза разрушения, так и в связи с изучением ряда других процессов: формирования ослабленных областей, развития необратимых деформаций, образования складок, структур, возникающих путем растворения или рекристаллизации, динамометаморфизма и других. При решении этих задач могут быть полезными карты совместного распределения двух характеристик тензора напряжений, отражающих его девиаторную и шаровую части: P/τ_{\max} и τ_{\max} или P и τ_{\max} – карты распределения участков с различными сочетаниями величин этих параметров.

Для исследованных механизмов были построены такие двухпараметрические карты распределения в зоне разрыва величин P/τ_{\max} и τ_{\max} и выделены участки, благоприятные для разрушения одновременно по этим двум характеристикам. С этой целью совмещались карты P/τ_{\max} и τ_{\max} и определялись участки пересечения областей повышения τ_{\max} ($\tau_{\max} > \tau_{\max}^0$) с областями понижения³ P/τ_{\max} ($P/\tau_{\max} < P^0/\tau_{\max}^0$), предполагалось, что именно здесь наиболее вероятно хрупкое разрушение (рис. 11, а, в). Результаты показаны на примере четырех механизмов, отличавшихся или ориентацией разрыва или типом исходного поля напряжений (рис. 12, а-г).

Для большинства механизмов в верхней полуплоскости выделяются три области ожидаемого хрупкого разрушения (рис. 11, 12): выходящие из концов разрыва (концевые) области 1 и 2, и лежащая в стороне от разрыва и вытянутая субнормально к нему “боковая” область 3; для некоторых механизмов области 1 и 3 сливаются (рис. 12, г). Для всей плоскости опасных областей – четыре: две концевые, каждая из которых

³ Напомним, что вместо величин τ_{\max}^0 используются их модули, но значки модуля опускаются. Так как для всех механизмов $P^0 > 0$, то и $P^0 / \tau_{\max}^0 > 0$ (см. табл. 1).

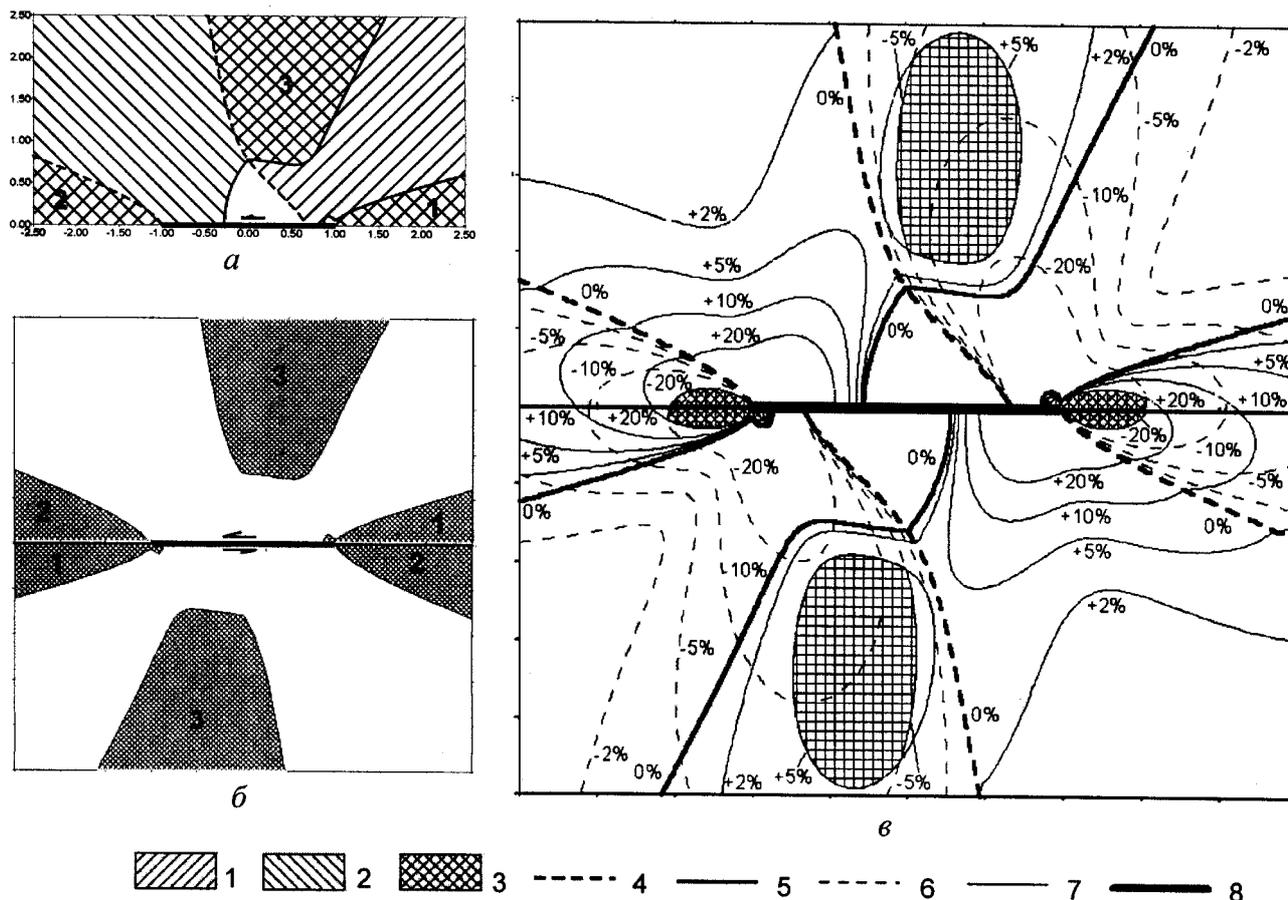


Рис. 11. Выделение (прогноз) областей хрупкого разрушения вблизи разрыва путем анализа карт P/τ_{\max} и τ_{\max} на примере механизма 300200 (план): а – выделение областей пересечения участков понижения P/τ_{\max} и повышения τ_{\max} , б – области хрупкого разрушения на всей плоскости слоя; в – изолинии P/τ_{\max} и τ_{\max} , использованные для разделения областей 1–3 на зоны с разной опасностью разрушения (с разными интервалами изменения параметров) при построении рис. 13. Заштрихованы зоны с изменениями параметров: от 5 до 10 % и от 20 % и выше. Случай левой подвижки.

1 – понижение P/τ_{\max} , 2 – повышение τ_{\max} , 3 – области хрупкого разрушения, 4–7 – изолинии (4 – P^0/τ_{\max}^0 , 5 – τ_{\max}^0 , 6 – P/τ_{\max} , 7 – τ_{\max}), 8 – разрыв. Цифры – изменения параметров изолиний относительно исходного поля

является суммой областей 1 и 2, и две боковые, область 3 в верхней полуплоскости и ее аналог – в нижней (рис. 11, б). Области 3 возникают благодаря боковым максимумам поля напряжений τ_{\max} около разрыва. В областях 1 и 2 сочетаются заметно повышенные (и высокие) значения τ_{\max} и заметно пониженные (и низкие) величины P/τ_{\max} , т.е. условия, наиболее благоприятные для хрупкого разрушения. Здесь можно ожидать весь спектр процессов такого разрушения – от разупрочнения и накопления мелких вторичных нарушений до образования вторичных разрывов или даже прорастания исходного. В области 3 сочетаются слабо повышенные напряжения τ_{\max} и слабо пониженные величины P/τ_{\max} . В ней можно ожидать развития тех же процессов, намного менее интенсивного, чем в областях 1 и 2,

но в ряде случаев на весьма большой площади¹. И, наконец, для части механизмов можно выделить область 4, где существенное повышение τ_{\max} (от 10% и выше), сочетается с таким же повышением P/τ_{\max} . Область 4 может быть местом развития больших необратимых деформаций и завершающего их вязко-пластического разрушения. Она образуется пересечением изолиний P/τ_{\max} и τ_{\max} , параметры которых на 10% превышают параметры исходного поля. На рис. 12 область 4 реально выделяется только у двух механизмов с двумерным полем одноосного сжатия (рис. 12, а, б). У двух других механизмов эти изолинии P/τ_{\max} и τ_{\max} (с надписями “+10%”) либо не пересекаются (рис. 12, в), либо зона их пересечения очень мала (рис. 12, г). На рис. 12 показаны также изолинии, параметры которых

¹ Области 3 крупных сдвигов могут проявляться зонами повышенной слабой сейсмичности.

на 40 и 100% меньше P^0/τ_{\max}^0 , вторая из них ограничивает область $P/\tau_{\max} < 0$ вблизи конца разрыва.

Разделение областей 1–4, выделенных по данным о P/τ_{\max} и τ_{\max} , на зоны с различной опасностью разрушения. На рис. 13 показано разделение областей 1–3 на участки с различной величиной параметров P/τ_{\max} и τ_{\max} . Они построены как участки пересечения областей повышения τ_{\max} и областей понижения P/τ_{\max} , околнуренных изолиниями, параметры которых на 0, 2, 5, 10 и 20% выше τ_{\max}^0 или ниже P^0/τ_{\max}^0 (см. рис. 11, в). Области 1 и 2 содержат участки всех этих пяти типов, причем изменения параметров (вблизи концов разрыва) достигают многих десятков и даже сотен процентов, тогда как области 3 включают участки одного–двух и не более трех типов и имеют изменения параметров не выше 5–10%. В области 4 выделялись участки с тремя интервалами повышения ΔP и $\Delta\tau_{\max}$: от 10 до 20%, от 20 до 40%, и выше 40%. Для одних механизмов области 4 содержат участки всех типов (рис. 13, б), для других – двух типов

(рис. 13, а), для некоторых – только одного (рис. 13, з).

Структурный рисунок, образуемый границами участков с различной величиной P/τ_{\max} и τ_{\max} , показывает, что из концевых областей 1 и 2 в рамках принятого условия разрушения более опасной можно считать ту, в которой участки с тремя интервалами наиболее высоких значений изменения обеих характеристик занимают наибольшую площадь и в которой располагается осевая линия этих участков. Для механизмов 400200, 600200, 700200, 311399 такой является область 1, для механизмов 100200, 311300, 311309 – область 2. Для вариантов 300200, 311331 и др. опасность областей 1 и 2 примерно одинакова {см. рис. 10 настоящей работы и рис. 4, б, в в [Осокина, 2000]}.

Районирование зоны разрыва и выделение областей возможного разрушения по характеристикам P и τ_{\max} . Можно ожидать, что еще лучше соответствовать натурным данным будет выделение благоприятных для разрушения областей вблизи разрыва на основе совместного анализа другой пары характеристик – τ_{\max} и P .

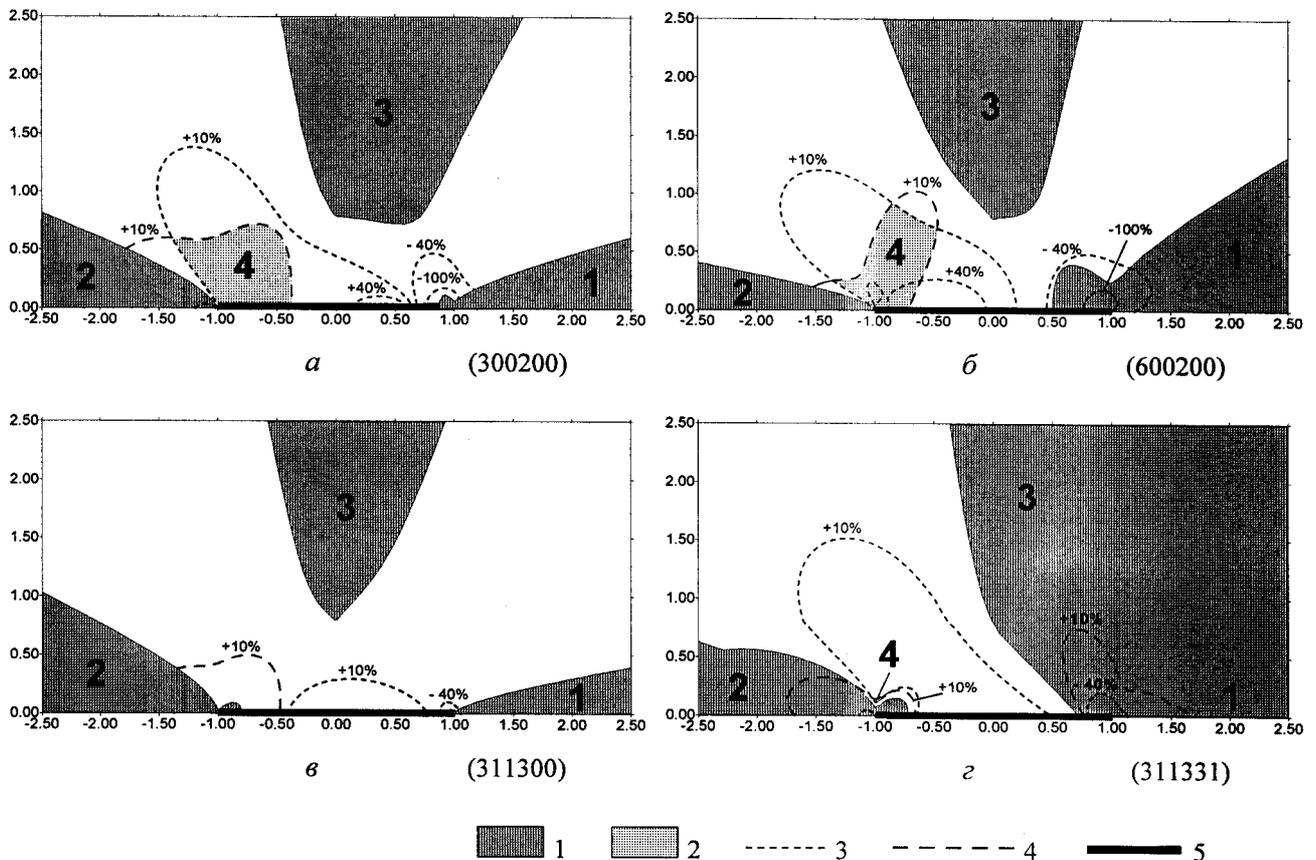


Рис. 12. Выделение (прогноз) областей хрупкого и вязко-пластического разрушения в зоне разрыва (план) на основе наложения карт P/τ_{\max} и карт τ_{\max} для механизмов: 300200 (а), 600200 (б), 311300 (в), 311331 (з). Случай левой подвижки.

1 – области хрупкого разрушения (1-3), 2 – область необратимых деформаций и вязко-пластического разрушения (4), 3 – изолинии P/τ_{\max} , 4 – изолинии τ_{\max} , 5 – разрыв. Цифры – изменения параметров изолиний относительно исходного поля (в процентах)

Для исследованных механизмов были построены карты распределения в окрестностях разрыва участков с различными сочетаниями величин P и τ_{\max} и выделены области пересечения участков повышения напряжений τ_{\max} ($\tau_{\max} > \tau_{\max}^0$) с участками понижения давления P ($P < P^0$). Следовало предполагать, что в таких областях наиболее вероятно хрупкое разрушение.

Результаты показаны на рис. 14. В первую очередь обращает внимание соответствие этих карт областей прогнозируемого разрушения картам рис. 12: на них повторяются все отмеченные на рис. 12 опасные области, кроме областей 2. Для большинства механизмов в верхней полуплоскости выделяются две области хрупкого разрушения (рис. 14, а-в). Одна из них совпадает с областью 1 на рис. 12, другая совпадает с той частью области 3 на рис. 12, которая отвечает условию $x \geq 0$; для некоторых механизмов (тех же, что и ранее) области 1 и 3 объединяются (рис. 14, г). Области 2 в данном случае не существуют по определению, так как на картах

рис. 12 они лежат слева от оси y , т.е. на участках, где $P > P^0$. Как и на рис. 12, помимо областей хрупкого разрушения были выделены области 4 – области существенного повышения значений τ_{\max} и P (от 10% и выше), где можно ожидать развития большой вязко-пластической деформации и следующего за ней деформационного разрушения.

Разделение областей 1, 3, 4, выделенных по данным о P и τ_{\max} , на зоны с различной опасностью разрушения. На рис. 15 показано разделение областей 1 и 3 на участки с различной величиной параметров P и τ_{\max} . Они получены аналогично построению на рис. 13 – как участки пересечения областей повышения τ_{\max} и областей понижения P , ограниченных изолиниями, параметры которых на 0, 2, 5, 10 и 20% выше τ_{\max}^0 или ниже P^0 . Таким образом опасные области 1 и 3 разбиты на участки с пятью интервалами изменений обоих параметров (одинаковых для каждого из параметров). Область 4, как и на

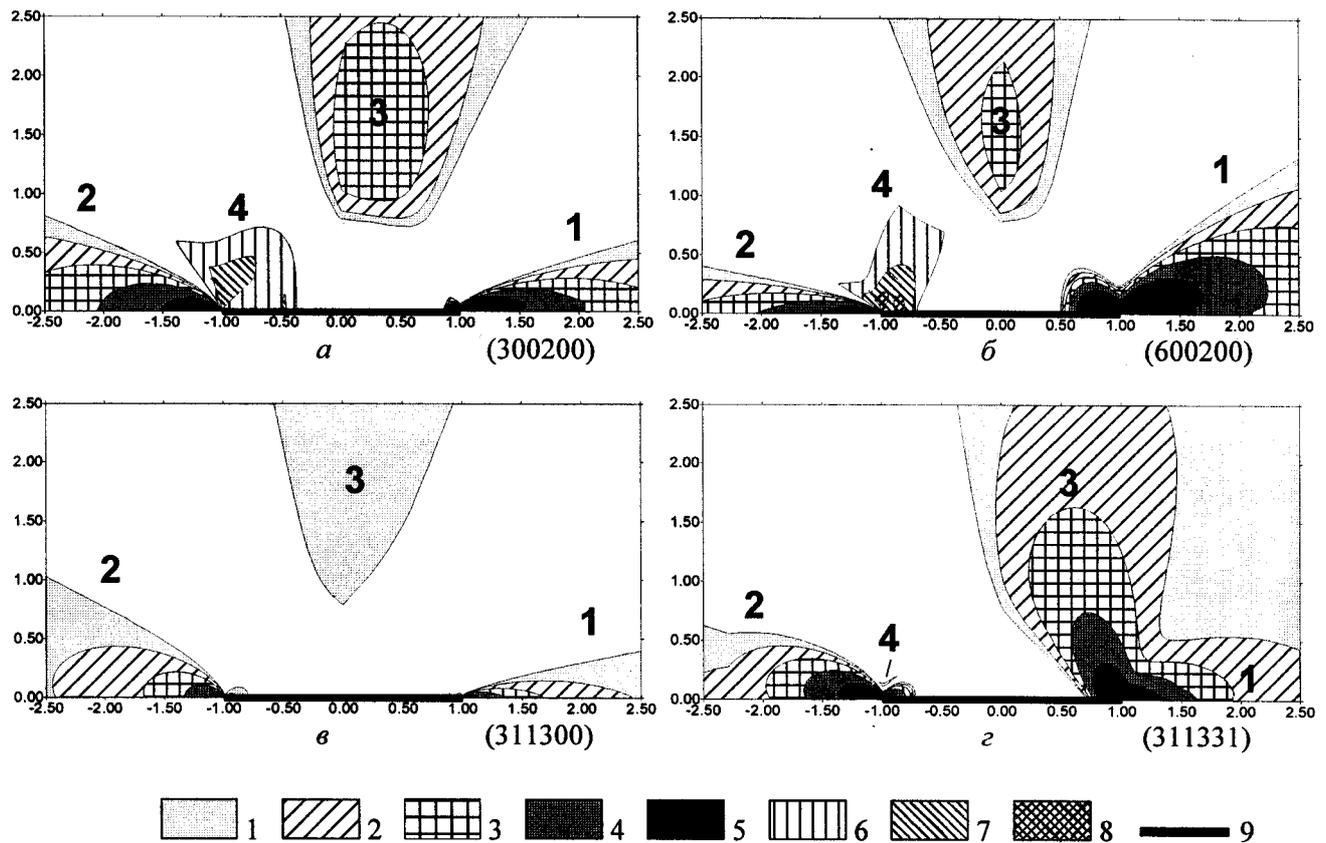


Рис. 13. Разделение областей прогнозируемого хрупкого (1–3) и вязко-пластического (4) разрушения в зоне разрыва (план) на участки с различной опасностью (с различными интервалами изменения значений P/τ_{\max} и τ_{\max} относительно P^0/τ_{\max}^0 и τ_{\max}^0) для механизмов: 300200 (а), 600200 (б), 311300 (в), 311331 (г). Случай левой подвижки.

1–5 – величины снижения P/τ_{\max} и роста τ_{\max} в областях 1–3: 1 – от 0 до 2%, 2 – от 2 до 5%, 3 – от 5 до 10%, 4 – от 10 до 20%, 5 – от 20% и выше; 6–8 – величины роста P/τ_{\max} и τ_{\max} в области 4: 6 – от 10 до 20%, 7 – от 20 до 40%, 8 – от 40% и выше; 9 – разрыв

рис. 13, разделена на участки с тремя интервалами повышения ΔP и $\Delta \tau_{\max}$: от 10 до 20%, от 20 до 40%, от 40% и выше. Ряд особенностей распределения характеристик P/τ_{\max} и τ_{\max} , отмеченных для рис. 13, повторяются на рис. 15. Области 1 также содержат участки всех пяти типов, а изменения параметров достигают многих десятков (и даже сотен) процентов, тогда как области 3 включают участки от одного до трех типов и имеют изменения параметров не выше 5-10%. *Области 1 в данном случае наиболее опасны в отношении хрупкого разрушения.* Области 4 содержат все три указанных интервала повышения ΔP и $\Delta \tau_{\max}$. Вблизи конца разрыва изменения параметров P и τ_{\max} составляют 50-100% и выше.

На рис. 15 выделены еще и области 5, где сочетаются заметно повышенные и высокие τ_{\max} ($\tau_{\max} > 1.1 \tau_{\max}^0$) и слабо повышенные значения P (от P^0 до $1.1 P^0$). Эти области не подчиняются принятому правилу выделения областей хрупкого разрушения, и в этом смысле на данных картах они «незаконны». Их можно считать *переходными между областями 1, 3 и 4.* Можно ожидать, что в части области 5, прилегающей к оси x , где $P \approx P^0$, возможно хрупкое разрушение, хотя оно должно быть заведомо слабее, чем в исходном поле, и существенно слабее, чем в областях 1 и 3.

Сопоставление карт распределения P/τ_{\max} – τ_{\max} и карт распределения P – τ_{\max} и их общие свойства. Как уже отмечалось, имеет место соответствие опасных областей на картах рис. 14 и на картах рис. 12. На рис. 14 имеются все отмеченные на рис. 12 области, кроме областей 2. Причем области 1 на рис. 14 и на рис. 12 совпадают тождественно, области 3 на картах P – τ_{\max} точно совпадают с частью области 3, лежащей на картах P/τ_{\max} – τ_{\max} в секторе понижения P , размеры областей 4 на рис. 14 больше, чем на рис. 12, в ряде случаев они существуют на картах P – τ_{\max} , хотя на картах рис. 12 их не было. Так что серьезное отличие между картами этих двух видов только одно – отсутствие на картах P – τ_{\max} областей 2.

В такой ситуации было нецелесообразно вводить для опасных областей рис. 14, 15 новые обозначения, они остались теми же, что на рис. 11-13. Тем более, что по натурным данным в ближайшее время можно рассчитывать только на построение карт P/τ_{\max} – τ_{\max} (и то в грубом приближении) и на использование их для оценки опасных областей карт P – τ_{\max} . С учетом этого интересно рассмотреть общие черты строения карт обоих типов. Отметим некоторые из них:

1) *Изменение параметров механизма существенно влияет на расположение и форму опасных областей на картах обоих типов (рис. 12-15).* Так, рост угла α на величину $\Delta \alpha$ вызывает изменения, близкие к повороту всей картины на такой же угол против часовой стрелки. Форма и размеры областей 1-4 при этом заметно меняются – размеры областей 1 растут, а областей 2 и 3 – снижаются (рис. 12-15, а, б). Еще сильнее влияют изменения главных напряжений исходного поля (рис. 12-15, а, в, г).

2) В области 1 наиболее опасным является малый участок вблизи правого конца разрыва, где имеют место резкая концентрация τ_{\max} и σ_1 , а также минимум давления P со сменой знака и областью всестороннего растяжения – условия, максимально благоприятные для хрупкого разрушения путем отрыва или скола (см. рис. 2, 3, 8-10). В области 4 на малом участке вблизи левого конца разрыва имеют место резкая концентрация напряжений τ_{\max} и σ_3 , а также давления P – условия, благоприятные для развития необратимой деформации и вязко-пластического разрушения.

3) Области сильного понижения давления могут проявляться опусканиями поверхности, а области всестороннего растяжения – локальными впадинами вблизи концов разрыва.

4) Опасные области на картах обоих типов указывают место вероятного появления вторичных нарушений, но не предсказывают их физический тип (сколы, отрывы), их геометрический тип (надвиги, сдвиги и т.п.) и ориентацию. Эти данные определяются ориентацией и величиной главных напряжений исходного поля и свойствами среды, у разных механизмов они могут иметь большие различия. Было показано¹, что для механизмов 300200, 400200, 600200 области 1-3 попадают в сдвиговое поле (В), а область 4 – в надвиговое поле (А). В этих случаях (при угле скальвания 30°) в областях 1, 2, 3 ожидаются *сдвиги* под углами от 0 до 30° к разрыву и сопряженные с ними *сдвиги* под углами от 60 до 90°, а кроме того в области 1 – *отрывы* у концов разрыва, вначале нормальные к нему. В области 4 прогнозируются *надвиги*, субнормальные к разрыву (рис. 16, б-г). Для механизма 311300 области 2-4 и большая часть области 1 попадают в надвиговое поле и лишь малая часть области 1 – в сдвиговое. В этом случае в областях 1-3 ожидаются надвиги под углом 110-130° к разрыву, в области 4 надвиги, суб-

¹ См. рис. 5, I, II; рис. 6 и 7 в настоящей работе.

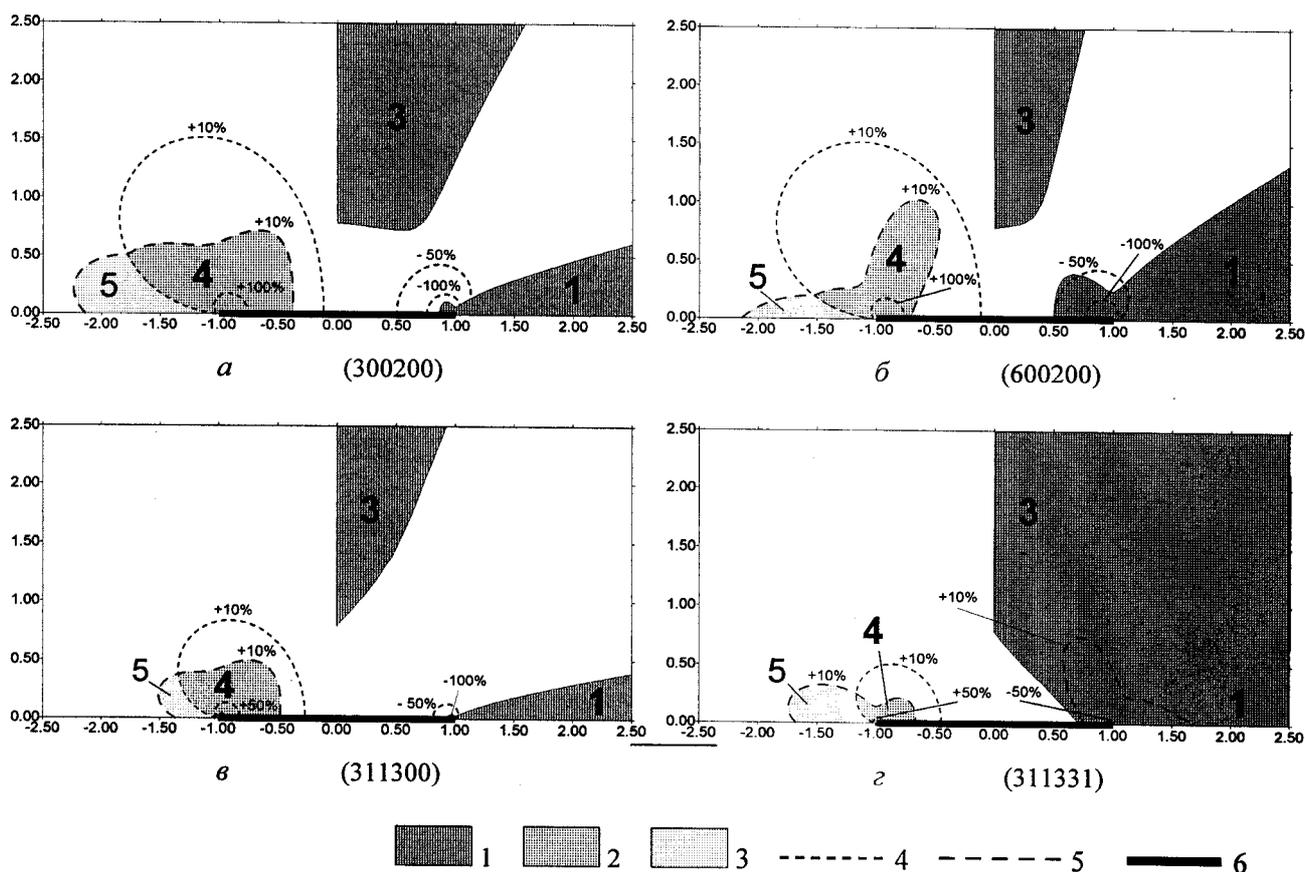


Рис. 14. Выделение (прогноз) областей хрупкого и вязко-пластического разрушения в зоне разрыва (план) на основе наложения карт P и карт τ_{\max} для механизмов: 300200 (а), 600200 (б), 311300 (в), 311331 (г). Случай левой подвижки.

1 – области хрупкого разрушения (1, 3), 2 – область необратимых деформаций и вязко-пластического разрушения (4), 3 – «переходная» область (5), 4 – изолинии P , 5 – изолинии τ_{\max} , 6 – разрыв. Цифры – изменения параметров изолиний относительно исходного поля, в процентах

нормальные к нему¹, и т.д.

5) Очевидно, что частота ожидаемых вторичных нарушений, их длина и амплитуда смещений будут тем выше, чем выше значения изменений P/τ_{\max} и τ_{\max} (или P/τ_{\max} и τ_{\max}) в данном участке. Поэтому изолинии карт рис. 15 (и рис. 13), позволяющие дать ориентировочную оценку распределения этих параметров около разрыва, особенно в областях сильного понижения P , могут иметь практическое значение для прогноза и поиска полезных ископаемых, образующихся в местах с высокой проницаемостью.

Сопоставление результатов выделения областей разрушения по данным математического моделирования с экспериментами и натурными данными. Сравним результаты выделения опасных участков в зоне разрыва на основе совместного анализа карт τ_{\max} и P/τ_{\max} , τ_{\max} и P и экспериментов по образованию вторичных нарушений около разрыва в модели или образце в усло-

виях одноосного сжатия [Стойнов, 1977; Шамина, 1981; Petit, Barquins, 1988; Barquins, Petit, 1992; и др.]. Часть экспериментов была близка к механизму 300200, у которого $\alpha=30^\circ$ (С.Стойнов, вязко-пластичные модели из влажной глины, $\alpha = 35^\circ$; Ж.Пти и М.Баркенс, хрупкие модели из песчаника и оргстекла, $\alpha = 30^\circ$). Другая часть была близка к механизму 400200, с углом $\alpha = 45^\circ$ (О.Г.Шамина, хрупкие модели из алебаstra и гипосульфита, менее хрупкие – из парафина, $\alpha = 45^\circ$).

В хрупких моделях при данных условиях у концов разрыва в областях 1 развиваются², как правило, вторичные нарушения двух типов: 1) сдвиги (или зоны их подготовки – полосы трещин), составляющие с разрывом небольшой угол (от единиц до $15-20^\circ$) или продолжающие его; 2) отрывы, нормальные или субнормальные к разрыву у места своего зарождения. В вязко-пластичных моделях С.Стойнова [1977], которые воспроизводили образование вторичных структур в зоне разрыва, идущее параллельно с разви-

¹ См. траектории осей напряжений и карты вторичных нарушений на рис. 3 [Осокина, 2000].

² Точнее – в участках модели, отвечающих областям 1.

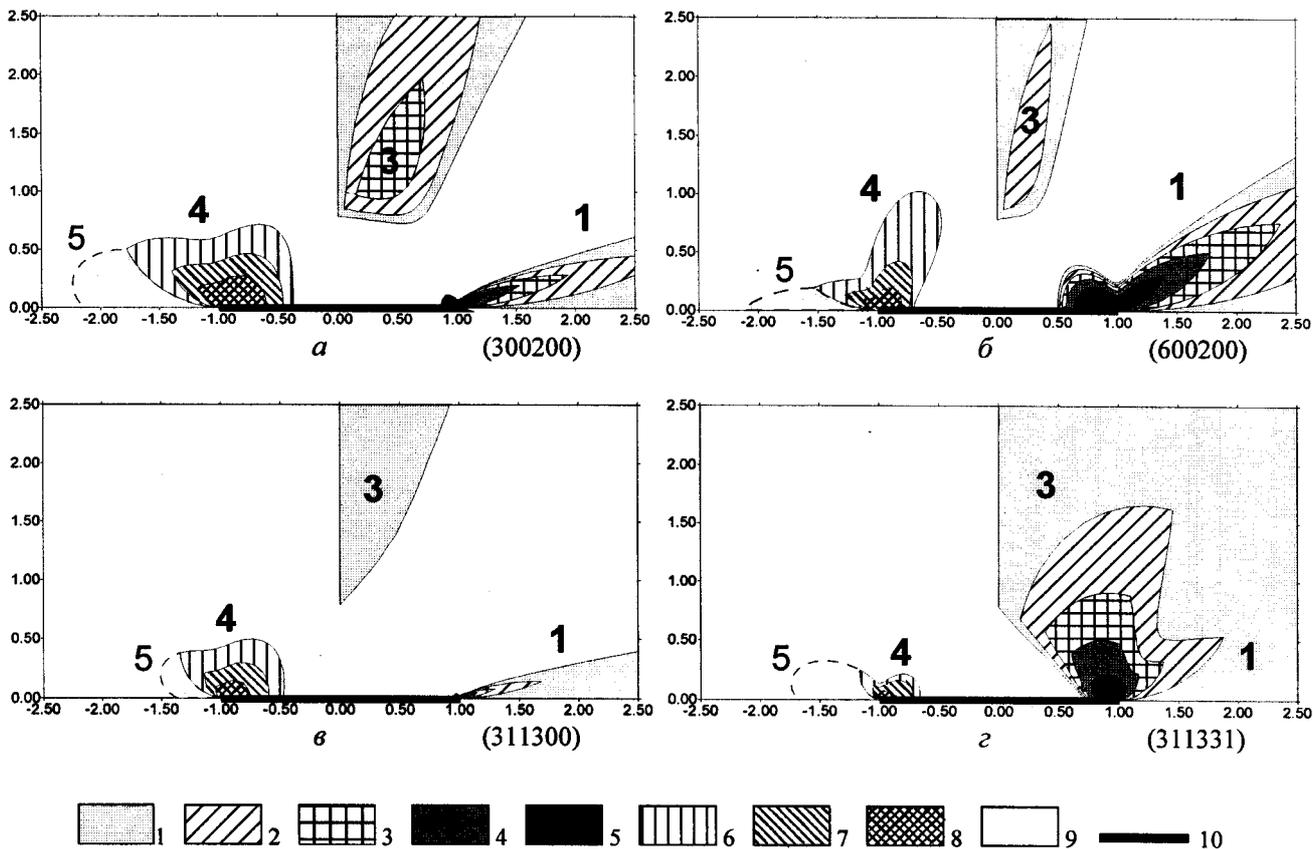


Рис. 15. Разделение областей прогнозируемого хрупкого (1, 3) и вязко-пластического (4) разрушения в зоне разрыва (план) на участки с различной опасностью (с различными интервалами изменения значений P и τ_{\max} относительно P^0 и τ_{\max}^0) для механизмов: 300200 (а), 600200 (б), 311300 (в), 311331 (з). Случай левой подвижки.

1-5 – величины снижения P и роста τ_{\max} в областях 1 и 3: 1 – от 0 до 2%, 2 – от 2 до 5%, 3 – от 5 до 10%, 4 – от 10 до 20%, 5 – от 20% и выше; 6-8 – рост P и τ_{\max} в области 4: 6 – от 10 до 20%, 7 – от 20 до 40%, 8 – от 40% и выше; 9 – рост P и τ_{\max} в области 5: P от 0 до 10%, τ_{\max} – от 10% и выше; 10 – разрыв

тием необратимых деформаций¹, набор вторичных нарушений был шире (рис. 16, а). При сжатии модели (до укорочения на 5-10%), как правило, формировались следующие структуры:

1) у обоих концов – вторичные сдвиги, продолжавшие разрыв (при этом увеличение его длины достигало 60-70%);

2) в областях 1 удлинившегося разрыва – вторичные сдвиги под углами 15-20° к нему;

3) в однослойных моделях в областях 4 у новых концов разрыва – вторичные надвиги, субнормальные к нему, а затем приближающиеся к оси «растяжения» локального поля σ_1' (σ_2);

4) в слоистых моделях в областях 4 – складки с таким же простираем, как у надвигов.

5) В моделях из менее прочного материала в областях 1 вблизи концов разрыва возникали

отрывы, нормальные к нему, по мере сжатия модели они раскрывались, удлинялись и приближались² к оси сжатия σ_2' (σ_3).

б) Намного реже, чем в областях 1, вторичные сдвиги под небольшими углами к разрыву возникали в областях 2 – слабее выраженные и быстро затухающие³. Еще реже отмечались сдвиги под углами 60-90° к разрыву.

Мы видим, что по локализации вторичных нарушений в экспериментах отчетливо проявляются две из выделенных нами опасных областей: *концевая область 1 и приразрывная область 4.*

² Отрывы у концов разрыва с тем же типом развития описаны в ряде работ, в том числе [Осокина, Цветкова, 1979б; Осокина и др., 1979б; Бондаренко, 1991].

³ С. Стоянов [1977] отмечает: “Косые... сколы второго порядка развиваются с явным преобладанием в секторах растяжения (подгруппа А₂ по М.Чиннери). С первичным разрывом они образуют... небольшие углы, чаще всего 15-20°. В секторах сжатия косые сколы подгруппы А₁ получают значительно реже... остаются прищемленными, небольших размеров...”

¹ Исследование С.Стоянова сочетало обширный эксперимент (с соблюдением подобия и изучением свойств моделей), механический анализ и геологические данные. Это делает результаты представительными и позволяет переносить их на природу. Угол α был равен углу скалывания материала модели (35°).

Гораздо слабее отражается область 2 (или область 5). Область 3 не выявляется¹.

В области 1 и на хрупких и на пластичных моделях, как правило, возникают вторичные сдвиги или области их подготовки, под небольшими углами к разрыву или вдоль него. Только в области 1 возникают вторичные отрывы. В областях 2 (или 5) вторичные сдвиги возникают лишь в пластичных моделях, причем намного реже и слабее выраженные. Это позволяет считать, что положение областей хрупкого разрушения в моделях лучше соответствует прогнозу данных областей по карте распределения величин P и τ_{\max} , чем по карте распределения P/τ_{\max} и τ_{\max} . Область 4 на моделях С. Стоянова устойчиво проявляется формированием вторичных надвигов или складок. Тот факт, что на картах $P - \tau_{\max}$ она выражена сильнее, чем на картах $P/\tau_{\max} - \tau_{\max}$, подтверждает лучшее соответствие этих карт результатам изучения моделей. И отрывы, и сдвиги, и надвиги в моделях часто зарождаются в зонах концентрации напряжений у концов разрыва.

К близким выводам приводят данные натуральных наблюдений ряда авторов (В.С. Буртман, А.В. Лукьянов, Л.М. Расцветаев, С.В. Руженцев, С. Стоянов, А.И. Суворов и др.) по вторичным структурам растяжения и сжатия вблизи окончания крупных сдвигов [Разломы..., 1963; Лукьянов, 1965; Стоянов, 1977; Расцветаев, 1987б; и др.]. Согласно этим данным вторичные структуры растяжения (раздвиги, нормальные сбросы, сдвиги, флексуры, грабены, впадины) располагаются в участках, соответствующих опасным областям 1 на рис. 12-15, диагонально к основному сдвигу, чаще под углами 20-40°. В то же время вторичные структуры сжатия (надвиги, взбросы, складки, области динамометаморфизма, и др.) отмечаются в участках, соответствующих опасным областям 4 на рис. 12-15. Следовательно по полевым данным выделяются те же опасные области, что и по экспериментам: *области 1 и 4, что лучше соответствует картам прогноза по параметрам P и τ_{\max} .*

Парагенезы вторичных нарушений в зоне разрыва, прогнозируемые по данным математического моделирования. Карты прогноза опасных областей в изолиниях интервалов изменений параметров P (или P/τ_{\max}) и τ_{\max} (рис. 13,

¹ Области 3 крупных сдвигов могут проявляться как "пятна" сейсмической активности (см. статью К.И. Кузнецовой [2002] в настоящем сборнике) в стороне от них.

15), полученные в данной работе, вместе с картами траекторий главных напряжений [Осокина, 2000] помогают объяснить закономерности формирования вторичных нарушений в зоне разлома. Они зарождаются и развиваются именно в пределах опасных областей, причем скорость их развития, длина и амплитуда смещения тем больше, чем больше значения изменений $\Delta\tau_{\max}$ и ΔP . Поэтому в областях 1 и 4 все эти величины растут при приближении к концам разрыва и местами зарождения самых крупных вторичных структур должны быть малые участки зон наибольшей опасности на картах $P - \tau_{\max}$ (рис. 15), совпадающие с зонами концентрации напряжений у концов разрыва.

Простираемость нарушений определяется ориентацией осей σ_1' и σ_2' – главных напряжений локального поля зоны разлома в горизонтальной плоскости, а их кинематический тип – соотношением величин σ_1' , σ_2' , σ_z , определяющим тип локального поля. Для структур растяжения отрывного генезиса (раздвигов, сбросо-раздвигов) простираемость всегда совпадает с осями сжатия σ_2' (σ_3), направленными диагонально к разрыву с выполаживанием при удалении от него. Для случая небольших значений σ_z , когда в плоскости слоя возникают области с полем надвигового и сдвигового типа, простираемость структур растяжения сколового генезиса (вторичных сдвигов) в области 1 отклоняется от осей напряжений σ_2' (σ_3) на углы порядка 20–30° (углы скалывания). Это приводит, если рассматривать основные разрывы с разной ориентацией относительно оси регионального сжатия $\sigma_2^{0'}$ (α от 20 до 70°), к простираению вторичных сдвигов (знак подвижки которых совпадает с подвижкой по основному разрыву) от субпараллельного к разрыву до косоугольного под углами 40–50° к нему. Для вторичных структур сжатия (надвигов, взбросов) простираемость совпадает с осями «растяжения» σ_1' (σ_2), которые в области 4 вблизи разрыва субнормальны к нему, а вдали от него приближаются к осям $\sigma_1^{0'}$ внешнего поля.

На рис. 16 сопоставлены: схема прогноза вторичных нарушений в зоне сдвигового разрыва, полученная на основе теоретического расчета, для одного из типичных механизмов (рис. 16, з), и вторичные нарушения у концов разрыва в эксперименте С. Стоянова с однослойной моделью (рис. 16, а), параметры деформирования которой близки к параметрам этого механизма (300200).

Теоретическая схема прогноза вторичных на-

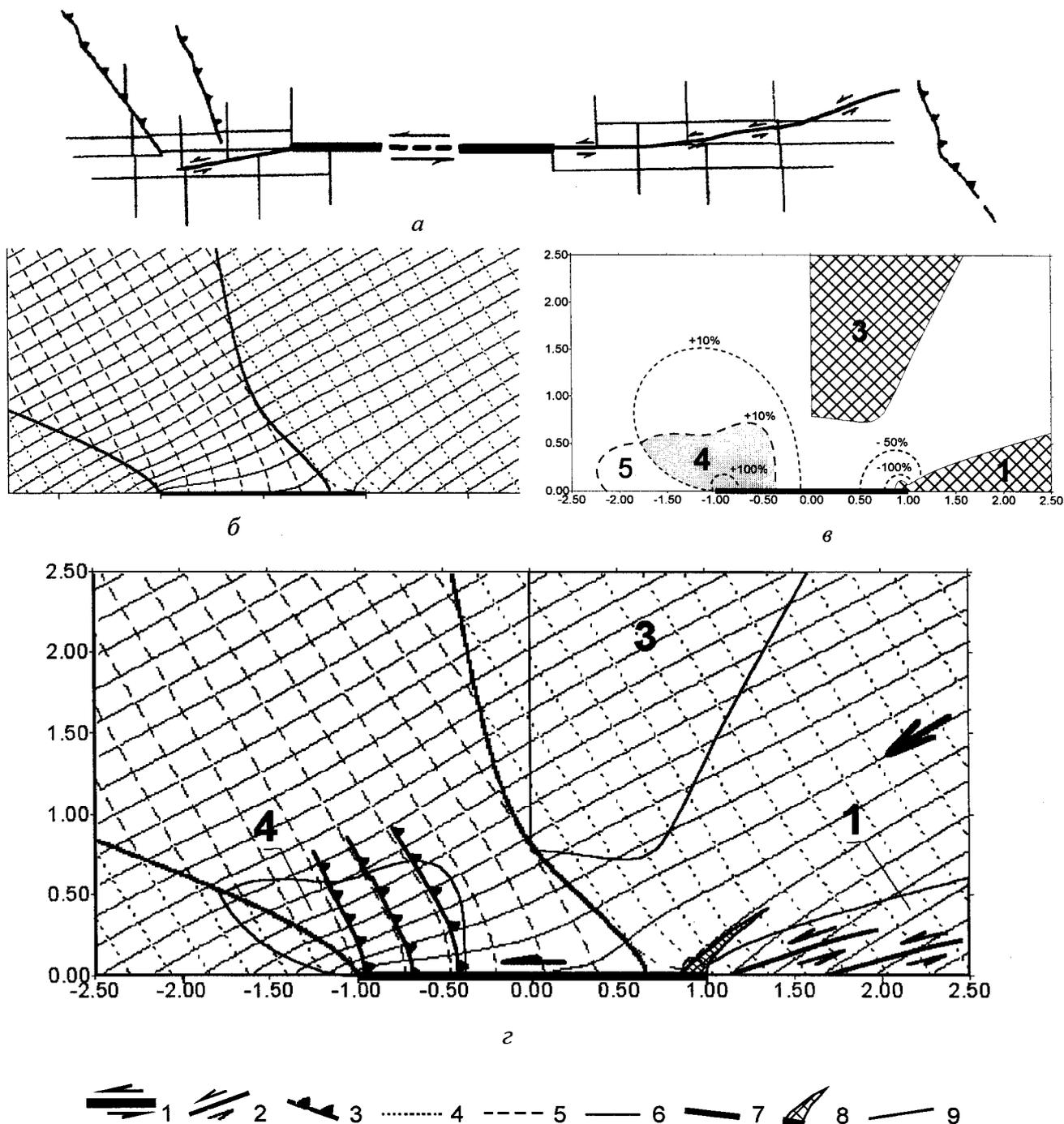


Рис. 16. Парагенезы вторичных структур у концов сдвигового разрыва: *а* – эксперимент на модели из влажной глины, одноосное сжатие, $\alpha = 35^\circ$ [Стоянов, 1977]; *б* – карта траекторий осей напряжений трехмерного поля разрыва для механизма 300200 (одноосное сжатие, $\alpha = 30^\circ$), расчет [Осокина, 2000]; *в* – карта прогноза областей разрушения для того же механизма, расчет (см. рис. 14, *а*); *г* – теоретическая схема прогноза вторичных нарушений для механизма 300200 по данным о траекториях (рис. *б*) и областях разрушения (рис. *в*), $\alpha_{ск} = 20^\circ$.

К рис. *а, г*: 1 – основной разрыв, 2, 3 – вторичные сдвиги (2) и надвиги (3). К рис. *б, г*: 4 – оси σ_1 , 5 – оси σ_2 , 6 – оси σ_3 , 7 – границы между полями типа А и В.

К рис. *в* – см. обозначения на рис. 14. К рис. *г*: 8 – вторичные отрывы, 9 – границы областей разрушения 1, 3, 4

рушений построена на основе схемы прогноза областей разрушения и карты траекторий осей напряжений данного механизма (рис. 16, *б, в*), угол скальвания был принят равным 20° . Вторичные нарушения, предсказываемые этой схемой, хорошо согласуются с результатами С.Стоянова. Для упрощения схемы на ней показаны лишь те вторичные нарушения, кинематика которых согласуется с левосторонним сме-

щением по основному разрыву (в области 1 – левые сдвиги, в области 4 – надвиги, для которых горизонтальная компонента вектора смещения всяческого крыла совпадает с вектором смещения по основному разрыву), а сопряженные с ними вторичные нарушения (в области 1 – правые сдвиги и т.д.) – не показаны.

Схемы ожидаемых вторичных нарушений в зоне разрыва [Осокина, 2000], строившиеся

только по траекториям осей напряжений, предсказывали ориентацию и тип нарушения в любой точке, но не могли предсказать места их возникновения. Математическое моделирование с использованием карт прогноза опасных областей позволяет сделать это и построить схемы прогноза вторичных структур механизма с любыми параметрами, интерпретировать данные полевых наблюдений и экспериментов.

Отметим, что рис. 16 наглядно демонстрирует связь между механизмом деформирования и образованием присущего именно ему структурного парагенеза, отмечавшуюся в конце раздела 1. Смещение берегов разрыва вызывает образование вокруг него резко неоднородного локального поля напряжений (смещений и т.д.). Поэтому в разных участках зоны разрыва могут одновременно возникать вторичные структуры, различные по характеру и ориентации, совокупность которых и образует парагенез. Данные структуры закономерно связаны между собой общим механизмом: региональным полем, разрывом, вектором подвижки, единым локальным полем

напряжений и т.д. Это проявляется в наличии у парагенезов, выделяемых по натурным данным, общих динамических и/или кинематических факторов [Расцветаев, 1987 а, б, 2002 и др.], которые отражают основные черты механизма деформирования исследуемого геобъекта.

Завершая данный раздел подчеркнем еще раз, что результаты экспериментов и геологических наблюдений *согласуются со схемой прогноза опасных областей по значениям P и τ_{\max} лучше*, чем со схемой прогноза опасных областей по значениям P/τ_{\max} и τ_{\max} . Это подтверждает, что область 1, как правило, заметно более благоприятна для образования вторичных сдвигов, чем область 2. Но мы уже отмечали, что эти схемы нужно не противопоставлять одну другой, а считать дополняющими друг друга.

Кроме того, поскольку параметры прочности для разных материалов неодинаковы, не исключено, что для некоторых геомассивов схема $P/\tau_{\max} - \tau_{\max}$ будет лучше описывать опасные области.

7. ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ РАЗЛИЧНОГО ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО ТИПА В ЗОНЕ РАЗРЫВА И ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В СЛОЕ ПО ГЛУБИНЕ И ПО ПЛОЩАДИ ДЛЯ ВАРИАНТА ЗАДАЧИ, В КОТОРОМ σ_z ОПРЕДЕЛЯЕТСЯ ВЕСОМ ПОРОД (ВАРИАНТА II)

Постановка задачи о слое с разрывом для случая изменения напряжения σ_z с глубиной. В работе [Осокина, 2000] и в разделах 2, 4-6 настоящей работы использовалось решение задачи о слое с разрывом, в котором трехмерное поле напряжений было получено путем наложения на двумерное поле в упругой плоскости xy с разрывом третьего главного напряжения σ_z , постоянного по величине. Такая постановка означает, что вес слоя предполагается малым по сравнению с внешними нагрузками. Однако давление от веса пород уже на глубине в 1 км составляет около 250-300 бар, тогда как горизонтальные напряжения большинством исследователей оцениваются в 100-1000 бар. Значит, начиная с глубин 0.5-1 км вес пород или сопоставим с горизонтальными усилиями или превосходит их.

Для приближения к натурным условиям можно использовать другой вариант задачи о слое с разрывом, намеченный в [Осокина, 2000], когда условие постоянства напряжения σ_z заменяется линейным ростом модуля σ_z с глубиной z . Это означает переход к задаче, в которой на двумерное поле в плоскости xy накладывается напряжение σ_z , определяемое весом пород: $\sigma_z = \rho g z$, где ρ – плотность, g – ускорение силы

тяжести¹. В этом случае, как и в прежнем варианте задачи, смещения по разрыву и главные напряжения σ_1' и σ_2' в горизонтальных сечениях слоя одинаковы при всех z (так как σ_z не влияет на смещения в горизонтальной плоскости), а модуль σ_z линейно растет от 0 на поверхности до $\rho g z$ на глубине z . Но теперь все характеристики поля напряжений, в которые входит σ_z (τ_{\max} , P , P/τ_{\max} и др.), *изменяются с глубиной*.

В варианте задачи II, как и в варианте I, внешнее нагружение в горизонтальной плоскости задается либо как двухосное сжатие, либо как сжатие-растяжение – при условии, что на разрыве $\sigma_y < 0$. Снизу слой ограничен жестким основанием, его реакция уравнивает нагрузку веса, обеспечивая сжатие по вертикали. Глубина, до которой рассматривается поле напряжений, заметно меньше глубины основания слоя.

При таком переходе характеристики ряда механизмов, которые отличаются друг от друга только величинами напряжений σ_z , можно считать

¹ Коэффициент A , равный отношению характерных множителей задачи l/T^0 (см. ниже), введен потому, что σ_z – безразмерное напряжение.

характеристиками одного механизма для горизонтальных сечений слоя на различной глубине.

Рассмотрим в этой новой постановке решение задачи о слое с разрывом на примере механизма, первые параметры которого равны параметрам изученного ряда механизмов 311300-311399 ($\alpha=30^\circ, k=0.1, \sigma_1^0=-1, \sigma_2^0=-3$). Обозначим код этого механизма как 3113Kz. Первые 4 цифры кода записаны по прежним правилам (раздел 2), 5-й и 6-й знаки обозначают линейную зависимость σ_z от z . Определим расположение в слое границ полей типов А, В, С для этого механизма.

Границы полей разного типа в горизонтальных сечениях слоя при изменении σ_z с глубиной. При рассмотрении варианта задачи (I), когда σ_z не зависело от z , было отмечено, что в горизонтальных сечениях слоя границы полей А и В совпадают с изолиниями $\sigma_1'=\sigma_z$, а границы полей В и С – с изолиниями $\sigma_2'=\sigma_z$, где σ_1' и σ_2' – главные напряжения двухмерного поля разрыва в плоскости слоя $xу$. Очевидно, что для конкретного механизма с заданными параметрами α, k, p, τ эти границы представляют собой сечения поверхностей напряжений

$$\sigma_1' = f_1(x, y), \quad (7)$$

$$\sigma_2' = f_2(x, y), \quad (8)$$

в пространстве (x, y, σ) плоскостью $\sigma = \sigma_z = \text{const}$, т. е., что они являются кривыми

$$f_1(x, y) = \sigma_z, \quad (9)$$

$$f_2(x, y) = \sigma_z. \quad (10)$$

Поскольку при разных z эти границы одинаковы, области с полями каждого типа образуют в слое тела цилиндрической формы, разделенные цилиндрическими же поверхностями.

Соотношения (7) и (8) описывают зависимости напряжений σ_1' и σ_2' от координат плоскости $xу$ при фиксированных параметрах α, k, p, τ , следующие из решения двухмерной задачи об упругой плоскости с разрывом [Осокина, Фридман, 1987]¹. Графически эти функции и отвечающие им поверхности напряжений отображаются изолиниями σ_1' и σ_2' на плоскости $xу$ (см. рис. 2), аналогично изображению земной поверхности на топографической карте.

В новом варианте задачи (II) границы полей А и В, В и С на разных глубинах становятся неодинаковыми. В горизонтальных сечениях слоя эти

границы так же, как и в предыдущем случае, совпадают с изолиниями $\sigma_1'=\sigma_z$ и $\sigma_2'=\sigma_z$ и получаются как сечения поверхностей (7) и (8) в пространстве (x, y, σ) плоскостью $\sigma = \sigma_z$, задаваемые выражениями (9) и (10). Поэтому теперь параметры, форма и размеры изолиний, описывающих эти границы в горизонтальных сечениях, изменяются с ростом глубины вслед за изменениями σ_z . Области с полями каждого типа образуют в слое тела конусообразной формы, разделенные конусообразными поверхностями. Нетрудно убедиться, что в этом случае граница между объемами с полями А и В совпадает (по форме) с поверхностью (7), а граница между объемами с полями В и С совпадает (по форме) с поверхностью (8). Граничные поверхности в слое получаются из поверхностей (7) и (8) путем замены в них величин σ_1' и σ_2' величинами z (или Z) при помощи соотношений (11) или (12), приведенных ниже. Здесь z – безразмерная глубина, Z – размерная.

Положение этих границ на плоскости $xу$ при различных значениях z для нового механизма показано на рис. 7. Каждая из карт этого рисунка для варианта задачи I отвечала полю напряжений отдельного механизма. Для варианта II весь ряд карт (рис. 7, а-з) отвечает полю напряжений одного механизма 3113Kz и показывает размещение областей с полями типа А, В и С в горизонтальных сечениях слоя при изменении значений σ_z и z в широких пределах: σ_z (в безразмерных величинах, после деления на τ_{\max}^0) – от 0 до –9.9, т. е. до $3.3 \cdot \sigma_2^0$, z (в тех же величинах, после деления на полудлину разрыва l) – от 0 до –3.96, т. е. почти до двух длин разрыва. Значения напряжений σ_z и глубин z , отвечающие этому ряду карт, приведены ниже в табл. 2.

Точно так же все полученные ранее результаты для механизмов, у которых изменялись только параметры σ_z , можно считать характеристиками единого механизма для различных значений z . В работе [Осокина, 2000] было отмечено, что при таком подходе данные о траекториях осей напряжений и вторичных нарушениях для механизмов 311300–311399 показывают, что надвиговое поле, преобладающее на поверхности, с глубиной выклинивается, образуя в каждом крыле разрыва конусообразное тело, сужающееся сверху вниз, сдвиговое поле образует тела такой же формы, с глубиной они сперва расширяются, но после почти полного охвата зоны разрыва выклиниваются, а у концов разрыва возникают и расширяются два новых кону-

¹ При переменных параметрах (7) и (8) переходят в $\sigma_1' = f_1(x, y, \Delta\tau, \alpha, \tau)$, $\sigma_2' = f_2(x, y, \Delta\tau, \alpha, \tau)$, где $\Delta\tau = f(\alpha, k, p, \tau)$.

сообразных тела сбросового поля. Эти выводы совпадают с результатами рассмотрения рис. 7.

Границы полей разного типа в вертикальных сечениях слоя при изменении σ_z с глубиной. Но результаты такого рассмотрения дают лишь качественное представление о размещении границ полей разного типа в вертикальных плоскостях. Для количественного описания нужно построить схемы этих границ с помощью того же способа, который был использован для получения карт границ в горизонтальной плоскости – на основе сечения поверхностей (7) и (8) в пространстве (x, y, σ) плоскостями, – в данном случае нормальными к плоскости xy .

Если выбрать одной из них плоскость, параллельную оси x , а другой – плоскость, параллельную оси y (рис. 17), то в первом случае будут получены кривые $\sigma_1' = f_1(x, y^0)$ и $\sigma_2' = f_2(x, y^0)$, а во втором – кривые $\sigma_1' = f_1(x^0, y)$ и $\sigma_2' = f_2(x^0, y)$. (Это те самые кривые, которые рассматривались в разделе 3 при изучении двухмерного поля трещины, рис. 3, а-з). Величины σ_1' и σ_2' (исходя из определения границ) следует заменить напряжениями σ_z и ограничить сверху диапазон их изменения величиной $\sigma_z = 0$, отвечающей кровле слоя. Затем напряжения σ_z , равные весу вышележащей части слоя, должны быть выражены через ее мощность z . Полученные соотношения $z = f_1(x, y^0)$ и $z = f_1(x^0, y)$ будут описывать вертикальные сечения поверхностей, разделяющих объемы с полями А и В, а соотношения $z = f_2(x, y^0)$ и $z = f_2(x^0, y)$ – вертикальные сечения поверхностей, разделяющих объемы с полями В и С, в безразмерных координатах. Затем безразмерные координаты могут быть заменены размерными.

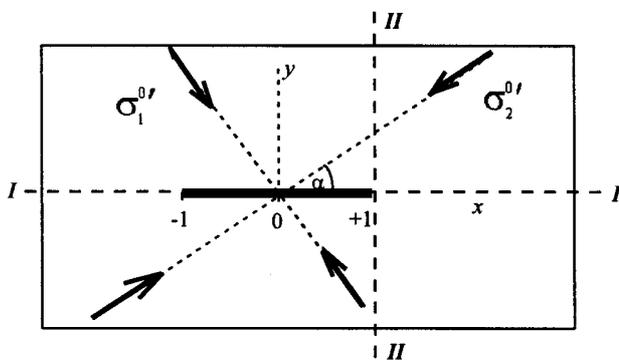


Рис. 17. Схема нагружения и проекции вертикальных сечений слоя: а. плоскостью $y = 0$, совпадающей с разрывом (линия I-I); б. плоскостью $x = +1$, нормальной к разрыву (линия II-II). План.

Для выражения напряжения σ_z через глубину z требуется задать плотность пород, а для перехода от безразмерных координат и напряжений к размерным – длину разрыва и величину напряжений в слое. Для данного расчета было принято, что плотность пород $\rho = 2.5 \cdot 10^3$ кг/м³, длина разрыва $2l = 20$ км, максимальное касательное напряжение в плоскости слоя $T_{\max}^0 = -100$ бар.

Сопоставляя величины T_{\max}^0 и безразмерных главных напряжений механизма 3113Kz ($\sigma_1^0 = -1$, $\sigma_2^0 = -3$, $\tau_{\max}^0 = -1$) получаем, что $\Sigma_1^0 = -100$ бар, $\Sigma_2^0 = -300$ бар, где Σ_1^0 , Σ_2^0 , T_{\max}^0 – размерные главные напряжения исходного двухмерного поля, равные безразмерным напряжениям σ_1^0 , σ_2^0 , τ_{\max}^0 , умноженным на характерный множитель $|T_{\max}^0| = T^0$. Размерные координаты X , Y , Z определялись умножением безразмерных координат x , y , z на характерный множитель l ($l = 10$ км). Из выражения $\Sigma_z = \rho g Z$ получаем (при $\Sigma_1^0 \leq 0$) соотношение

$$Z = 0.004 \cdot \Sigma_z, \quad (11)$$

которое при выбранных значениях l и T_{\max}^0 можно записать также в виде

$$z = 0.04 \cdot \sigma_z \text{ или } Z = 0.4 \cdot \sigma_z, \quad (12)$$

где $Z = z \cdot 10$ – глубина в км, $\Sigma_z = \sigma_z \cdot 100$ – напряжение, вызываемое весом, в барах.

Используя (11) и (12) можно вычислить глубины Z и z для границ полей А и В, В и С.

В табл. 2 приведены значения напряжений (σ_z , Σ_z) и отвечающих им глубин (z , Z) для механизма 3113Kz. Они соответствуют ряду карт на рис. 7, а-з, при отнесении его к варианту задачи II, когда каждая из карт с заданной величиной σ_z отвечает горизонтальному сечению слоя на глубине z ($z = \sigma_z / \rho g = 0.04 \cdot \sigma_z$).

На рис. 18, а, б для механизма 3113Kz приведены схемы расположения границ между объемами с полями типов А и В (пунктирные кривые), а также границ между объемами с полями типов В и С (сплошные линии) в двух вертикальных плоскостях: в совпадающей с плоскостью разрыва (а) и в нормальной к ней (б). Схемы границ получены как сечения поверхностей (7) и (8): в первом случае плоскостью $y = 0$, во втором – плоскостью $x = +1$ (см. рис 17). На последнем этапе величины σ_z с помощью соотношений (12) были заменены величинами Z . Напряжения Σ_1^0 и Σ_2^0 регионального двухмерного поля составляют, как отмечалось, -100

Таблица 2. Напряжения σ_z , Σ_z и соответствующие им глубины z , Z для механизма 3113Kz

$ \sigma_z $	0	0.9	1.0	1.6	2.8	3.0	3.1	4.0	5.0	6.0	8.0	9.0	9.9
$ \Sigma_z $, бар	0	90	100	160	280	300	310	400	500	600	800	900	990
$ z $	0	0.036	0.04	0.064	0.112	0.12	0.124	0.16	0.2	0.24	0.32	0.36	0.396
$ Z $, км	0	0.36	0.4	0.64	1.12	1.2	1.24	1.6	2.0	2.4	3.2	3.6	3.96

бар и -300 бар, а отвечающие им глубины границ Z_1^0 и Z_2^0 (между полями А и В, В и С регионального уровня) равны -0.4 км и -1.2 км.

На рис. 18, в, г приведен рельеф поверхностей раздела между полями А и В, В и С локального уровня для этого механизма. Изолинии глубин Z_1 и Z_2 построены на основе (12) и изолиний σ_1' и σ_2' двумерного поля (рис. 2, а, б). Параметры изолиний ограничены условием $\sigma_1' \leq 0$.

На рис. 19, а-г приведены схемы, аналогичные схемам рис. 18, а-г: – схемы положения границ между объемами с полями типов А и В, В и С в тех же двух вертикальных плоскостях (рис. 19, а, б) и топография поверхностей раздела (рис. 19, в, г) для механизма 3002Kz. Этот механизм также относится к варианту задачи II. Он имеет параметры двумерного поля, равные первым параметрам механизма 300200 ($\alpha = 30^\circ$, $k = 0$, $\sigma_1^{0'} = 0$, $\sigma_2^{0'} = -2$). При построении этих схем ρ , $2l$, T^0 были приняты такими же, что и для схем рис. 18, а-г механизма 3113Kz, и использовались те же соотношения (11) и (12). Напряжения регионального поля $\Sigma_1^{0'}$ и $\Sigma_2^{0'}$ в этом случае равны 0 и -200 бар, а отвечающие им глубины границ Z_1^0 и Z_2^0 – 0 км и -0.8 км.

Из сказанного следует, что для механизма 3113Kz кривые зависимости σ_1' и σ_2' от x на рис. 3, а являются первым этапом построения схемы границ, показанной на рис. 18, а, тогда как зависимости σ_1' и σ_2' от y на рис. 3, б, – первым этапом построения той же схемы на рис. 18, б. Для механизма 3002Kz кривые зависимости σ_1' и σ_2' от x (рис. 3, в) и от y (рис. 3, г) представляют первый этап построения тех же схем границ, показанных на рис. 19, а и рис. 19, б. Конечным этапом становится построение схем границ, приведенных на рис. 18, а, б; 19 а, б. Они представляют собой кривые, получающиеся при сечении вертикальными плоскостями поверхностей границ между полями А и В

$$Z_1 = \{T/\rho g\} f_1(x, y), \quad (13)$$

и поверхностей границ между полями В и С

$$Z_2 = \{T/\rho g\} f_2(x, y). \quad (14)$$

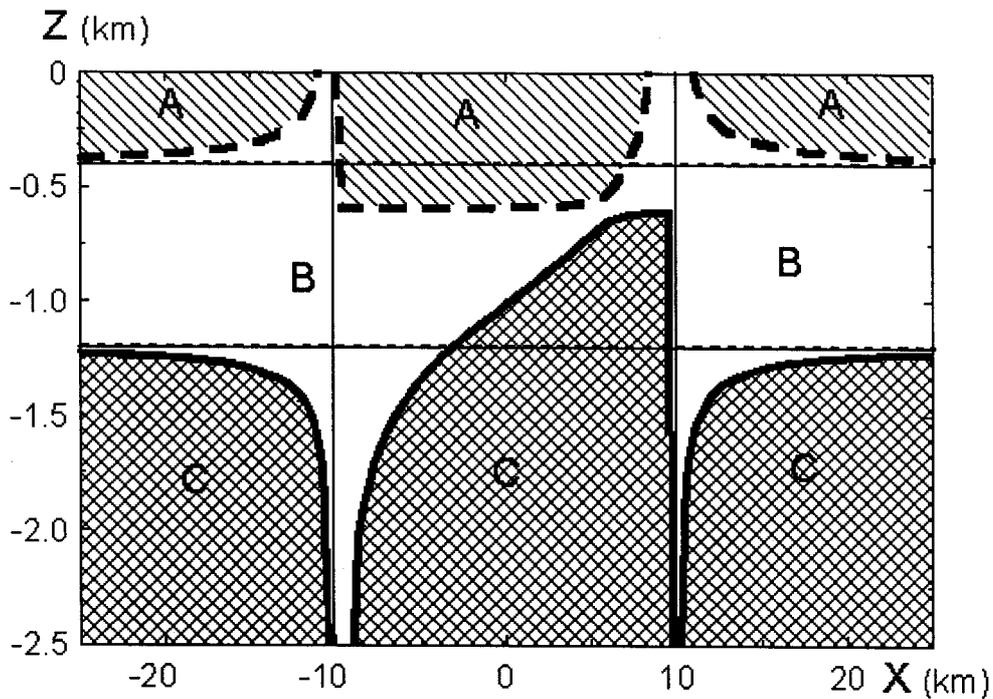
Топография этих поверхностей (изолинии Z_1 и Z_2) показана на рис. 18, г, д и рис. 19, г, д. Они с точностью до постоянного множителя совпадают с поверхностями безразмерных напряжений (7), (8) и с повторяющими их форму поверхностями размерных напряжений.

Отметим, что вследствие центросимметричного характера поля напряжений разрыва для каждого механизма из схемы границ $z = f(y)$ в вертикальной плоскости $x = +1$ (у правого конца разрыва) можно получить, как зеркально-симметричную к ней, схему тех же границ в плоскости $x = -1$ (у левого конца разрыва).

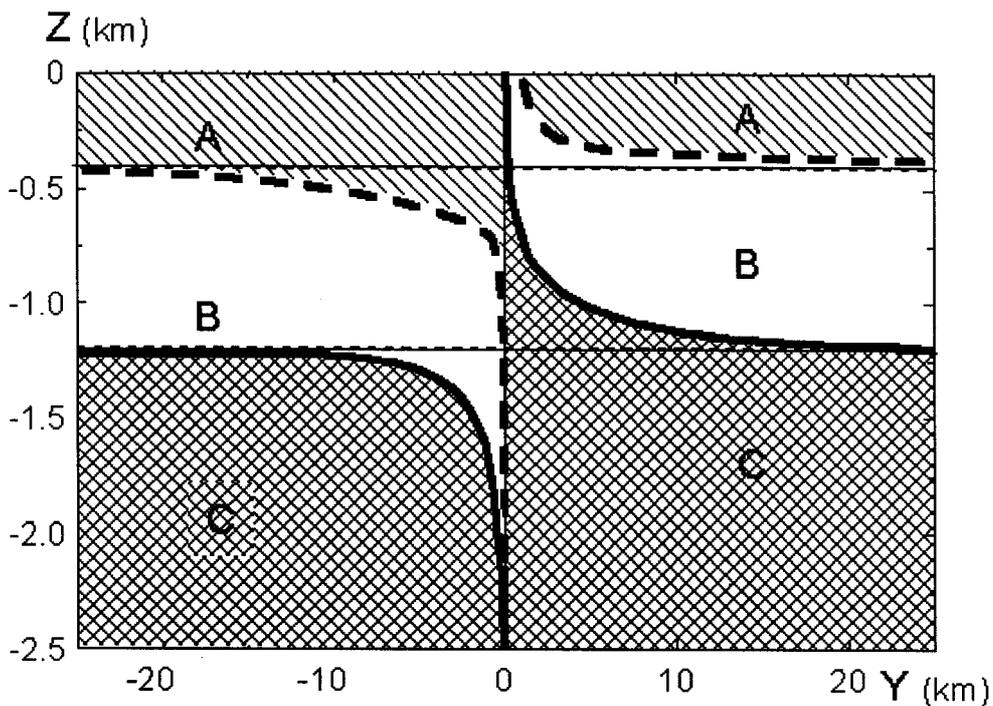
Таким образом, для механизмов 3113Kz и 3002Kz построены схемы границ (между объемами с полями типов А и В, В и С) в трех вертикальных сечениях и топокарты обеих поверхностей раздела, а для 3113Kz – еще и серия карт тех же границ в горизонтальных сечениях слоя на разной глубине (рис 18; 19; 7; 6, б). Эти результаты позволяют охарактеризовать особенности расположения в зоне разрыва объемов с полями различных типов и морфологии разделяющих их поверхностей. Рассмотрим некоторые из них.

Первая особенность – локальное поле напряжений слоя с разрывом состоит из трех ярусов: верхнего – с надвиговым полем (А), среднего – со сдвиговым полем (В) и нижнего – со сбросовым полем (С)¹. Причем границы ярусов соответствуют (тяготеют, а вдали от разрыва приближаются как к пределу) тем горизонтальным сечениям слоя, для которых напряжения по оси z , вызванные весом вышележащей части слоя Σ_z ($\Sigma_z = \sigma_z \cdot 100$ бар), равны главным напряжениям регионального (исходного) двумерного поля: на верхней границе (Z_1^0) – напряжению $\Sigma_1^{0'}$ ($\Sigma_1^{0'} = \sigma_1^{0'} \cdot 100$ бар), на нижней (Z_2^0) – напряже-

¹ Такое же изменение типов поля напряжений с глубиной получил С.Стойнов [1970, 1977].



a



б



Рис. 18. Изменение с глубиной и по латерали типа поля напряжений и границ между полями разного типа в слое со сдвиговым разрывом для механизма 3113Kz : а, б – изменения в вертикальных сечениях: а – в плоскости $y = 0$, совпадающей с разрывом, б – в плоскости $x = +1.0$, нормальной к нему; в, г – рельеф («топография») поверхностей раздела: в – между полями А и В (верхним и средним ярусами), г – между полями В и С (средним и нижним ярусами). Параметры механизма: $\alpha = 30^\circ$, $k = 0.1$, $\sigma_1^0 = -1$, $\sigma_2^0 = -3$, $\sigma_z = 25 \cdot z$, $Z = z \cdot 10$ км, $X = x \cdot 10$ км. Длина разрыва 20 км, $\rho = 2500$ кг/м³, $T_{\max}^0 = -100$ кг/см². Случай левой подвижки.

1-7 – для а, б: 1-3 – области с полями разного типа: 1 – надвиговым (А), 2 – сдвиговым (В), 3 – сбросовым (С); 4, 5 – границы локального поля: 4 – полей А и В, 5 – полей В и С; 6 – границы регионального поля: полей А и В – верхняя линия, полей В и С – нижняя; 7 – края разрыва; 8-12 – для в, г: 8, 9 – изолинии глубин Z поверхностей раздела для локального поля (8) и для регионального поля (9) в км; 10 – разрыв; 11 – области, лежащие выше границ между ярусами регионального поля и на этих границах; 12 – области, лежащие ниже этих границ. Цифры – глубина в км.

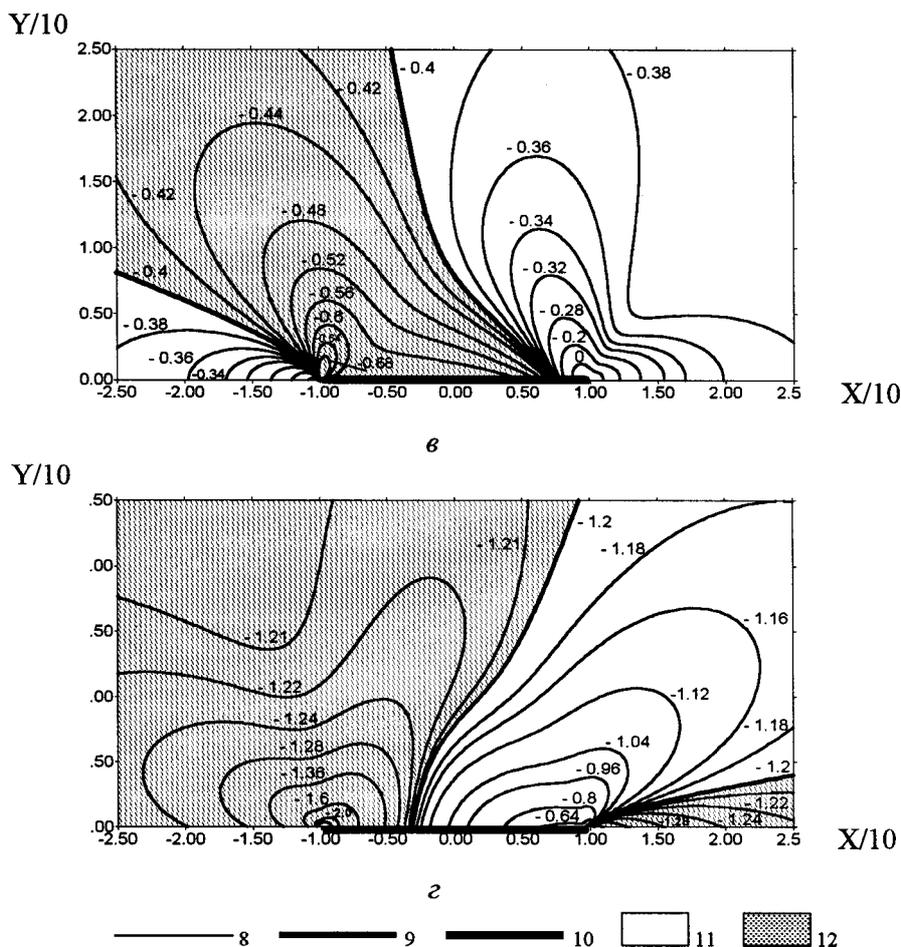


Рис. 18. Окончание.

нию $\Sigma_2^{0'}$ ($\Sigma_2^{0'} = \sigma_2^{0'} \cdot 100$ бар). На рис. 18 эти границы полей регионального уровня Z_1^0 и Z_2^0 отвечают глубинам -0.4 км и -1.2 км, на рис. 19 – глубинам 0 и -0.8 км. Изменение величины $\Sigma_1^{0'}$ (или $\Sigma_2^{0'}$) изменяет положение верхней (или нижней) границ ярусов. Рост модуля сжимающих напряжений вызовет опускание границ, а уменьшение – их подъем. Если $\Sigma_1^{0'}$ станет равным 0 , как на рис. 19, то верхняя граница поднимется до поверхности слоя, а размеры областей надвигового поля А станут существенно меньше. (Как сместятся при этом границы полей А и В в плане, на поверхности слоя, видно из сравнения схем на рис. 7, а и на рис. 6, б).

Если же $\Sigma_1^{0'}$ станет растягивающим, то верхняя граница пройдет выше кровли слоя и от поля А останутся лишь небольшие зоны вблизи концов разрыва (рис. 7, и). В общем, положение границ ярусов или границ полей А и В, В и С регионального уровня определяется значениями главных напряжений регионального поля в горизонтальной плоскости $\Sigma_1^{0'}$ и $\Sigma_2^{0'}$ (причем важен знак $\Sigma_1^{0'}$) и может изменяться очень сильно

в зависимости от вариаций этих значений.

Вторая особенность этих схем состоит в том, что длина и ширина участка слоя, в пределах которого активный разрыв заметно возмущает региональное поле (и нарушает присущее ему горизонтальное положение границ между ярусами с полями А, В и С), пропорциональны длине разрыва L (и равны $\approx 2.5L-3L$), тогда как мощность этого участка, определяемая глубиной Z_2^0 региональной границы между полями В и С (и равная $\approx 2Z_2^0-3Z_2^0$), пропорциональна величине наибольшего сжатия регионального поля $\Sigma_2^{0'}$ и обратно пропорциональна плотности пород ρ .

Третья особенность – конусообразная форма значительной части поверхностей раздела между объемами с полями разных типов.

Четвертая особенность – резкое увеличение вблизи концов разрыва мощности области сдвигового поля (В), проникновение ее «отростков» в соседние ярусы – вверх и особенно вниз.

И, наконец, *пятая особенность* этих схем состоит в том, что картины размещения полей разных типов в вертикальных сечениях слоя с разрывом имеют четыре «опорных» элемента,

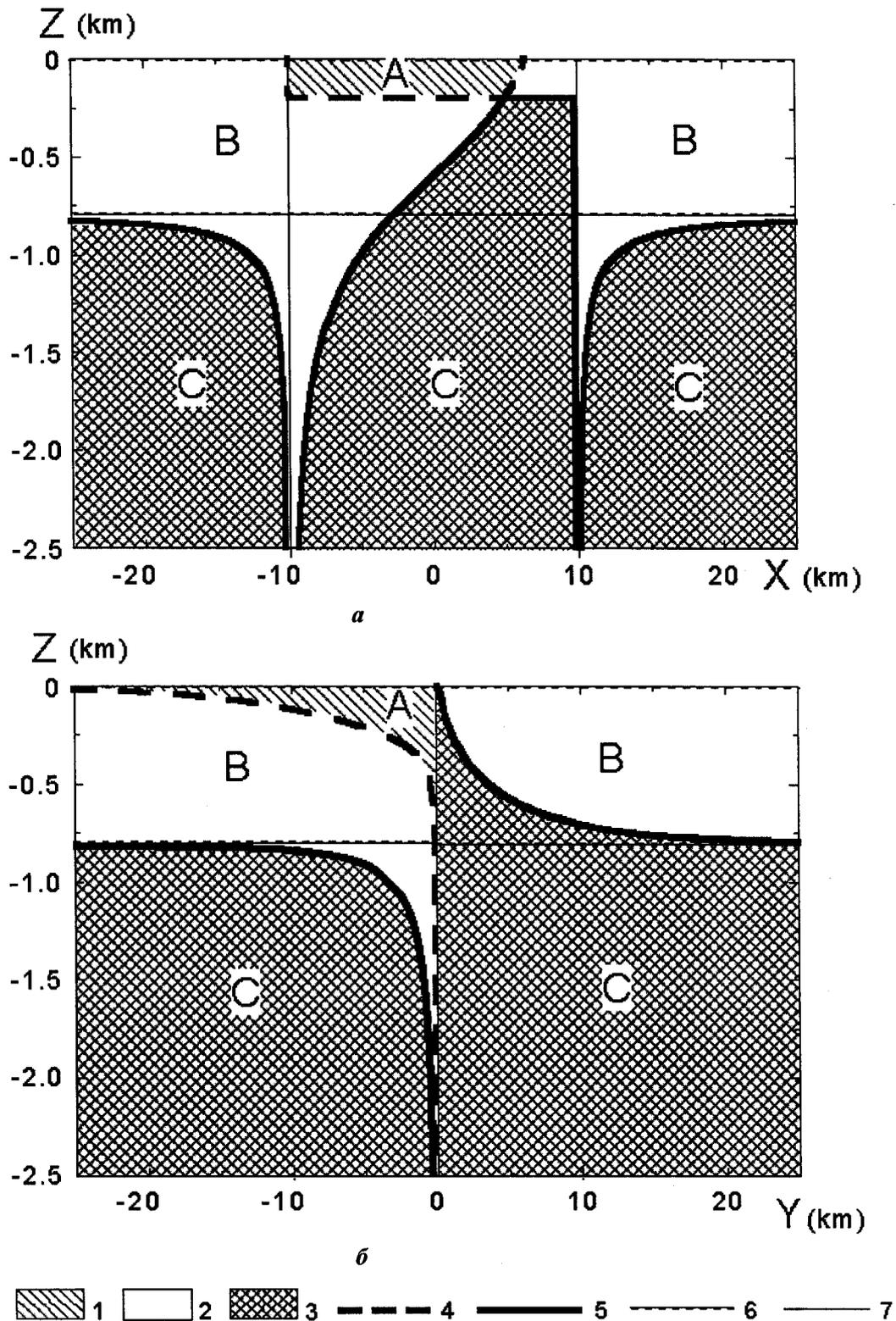


Рис. 19. Изменение с глубиной и по латерали типа поля напряжений и границ между полями разного типа в слое со сдвиговым разрывом для механизма 3002Kz: *a, б* – изменения в вертикальных сечениях: *a* – в плоскости $y = 0$, совпадающей с разрывом, *б* – в плоскости $x = +1.0$, нормальной к нему; *в, г* – рельеф («топография») поверхностей раздела: *в* – между полями А и В (верхним и средним ярусами), *г* – между полями В и С (средним и нижним ярусами). Параметры механизма: $\alpha = 30^\circ$, $k = 0$, $\sigma_1^0 = 0$, $\sigma_2^0 = -2$, $\sigma_z = 25 \cdot z$, $Z = z \cdot 10$ км, $X = x \cdot 10$ км. Длина разрыва 20 км, $\rho = 2500$ кг/м³, $T_{\max}^0 = -100$ кг/см². Случай левой подвижки.

1-7 – для *a, б*: 1-3 – области с полями разного типа: 1 – надвиговым (А), 2 – сдвиговым (В), 3 – сбросовым (С); 4, 5 – границы локального поля: 4 – полей А и В, 5 – полей В и С; 6 – границы регионального поля: полей А и В – верхняя линия, полей В и С – нижняя; 7 – края разрыва; 8-12 – для *в, г*: 8, 9 – изолинии глубин Z поверхностей раздела для локального поля (8) и для регионального поля (9) в км; 10 – разрыв; 11 – области, лежащие выше границ между ярусами регионального поля и на этих границах; 12 – области, лежащие ниже этих границ. Цифры – глубина в км

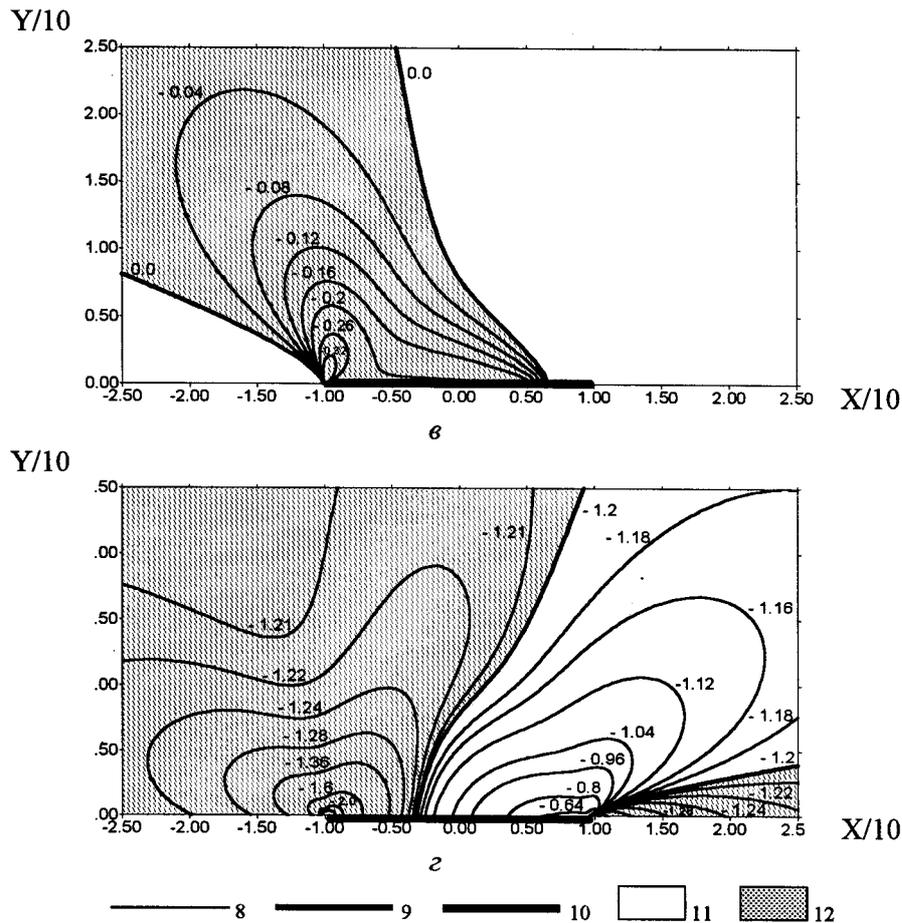


Рис. 19. Окончание.

управляющих их строением. Этими элементами являются: две горизонтальные плоскости, глубина которых отражает величины главных напряжений регионального поля, и две вертикальные линии – края плоскости разрыва. Смещение по поверхности, ограниченной этими линиями, возмущает региональное поле и вызывает возникновение локального поля разрыва, глубина структурных границ которого отражает величины главных напряжений локального поля. Таким образом, эти схемы дают графическое изображение количественных характеристик полей двух рангов и взаимосвязи между ними, дополняя полученные ранее данные об особенностях иерархической структуры тектонического поля напряжений [Осокина, 19876; 19896; Осокина, 1988]. Одновременно эти схемы демонстрируют примеры тектонофизических объектов, у которых характеристики локального поля напряжений (величины главных напряжений Σ_1' , Σ_2' в слое) и геометрии этого поля (глубины Z_1 и Z_2 поверхностей раздела, границ между полями А и В, В и С) связаны линейной зависимостью и поэтому взаимозаменяемы.

Как уже отмечалось, последняя особенность может проявляться и при отсутствии разрыва. В таком случае, если оба напряжения исходного поля – сжимающие, то границы между ярусами

оказываются плоскостями $Z = Z_1^0$ и $Z = Z_2^0$, разделяющими слой на три части с полями напряжений А, В и С. При $\Sigma_1^0 = 0$ верхняя граница Z_1^0 совпадает с кровлей слоя, а при $\Sigma_1^0 > 0$ она отсутствует, в этих случаях слой будет состоять из двух ярусов – с полями В и С. Приложив результаты для варианта задачи II к реальным условиям, заключаем, что за счет роста веса пород с глубиной верхняя часть коры, как правило, разделяется сверху вниз либо на три яруса (с надвиговым, сдвиговым и сбросовым полями), либо на два яруса (со сдвиговым и сбросовым полями), если, конечно, два главных напряжения регионального поля горизонтальны или субгоризонтальны, а их величины меняются с глубиной медленнее, чем вес пород. Следует отметить, что подобное изменение характера поля напряжений с глубиной отмечалось (или предполагалось) рядом геологов, в том числе С. Стояновым [1970, 1977] и М.Л.Коплом [2002] (статья в наст. сборнике).

В тех случаях, когда характер нагружения участка земной коры с крупным разломом близок к условиям постановки задачи варианта II, и если по данным о механизмах очагов землетрясений будет возможно построить границы полей напряжений разного типа, то можно будет (хотя бы в грубом приближении) дать оценку положения концов активного разлома и отношения главных напряжений в горизонтальной плоско-

сти в различных участках слоя. Полученные результаты могут дать дополнительные возможности для интерпретации данных о пространственных изменениях ориентации осей тектонического поля

напряжений путем выявления их связи с наличием и положением активных разломов и с величинами главных напряжений регионального поля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе, посвященной исследованию трехмерного поля напряжений около сдвигового тектонического разрыва (моделируемого закрытой трещиной поперечного сдвига с трением в условиях сжатия) и характеристик этого поля в связи с задачей изучения механизмов деформирования слоя в зоне разрыва, обсуждались две группы вопросов. *Первая* касалась изучения величин P и P/τ_{\max} и попытки использовать их совместно с напряжениями τ_{\max} для прогноза областей разрушения и локализации вторичных нарушений. *Вторая* была посвящена разделению слоя с разрывом на объемы с различными типами локального поля (с различной ориентацией осей напряжений), исследованию положения и формы граничных поверхностей, их изменений по площади и с глубиной, их зависимости от параметров механизма. Рассмотрение проводилось для двух вариантов постановки статической задачи: при $\sigma_z = \text{const}$ (I) и при $\sigma_z = Kz$ (II).

В связи с *первой группой вопросов* использовался только вариант задачи I. Были построены изолинии всестороннего давления P и отношения P/τ_{\max} (рис. 8, 10), исследованы особенности их строения. Рассмотрены два случая *районирования* зоны разрыва и выделения в ней *областей возможного разрушения* одновременно по двум характеристикам тензора напряжений, отражающим его девиаторную и шаровую части: в первом случае по P/τ_{\max} и τ_{\max} , во втором – по P и τ_{\max} . Построены двухпараметрические карты распределения участков с различными сочетаниями величин этих параметров. На каждой из них выделены опасные участки, благоприятные для разрушения по обоим параметрам – области ожидаемой локализации вторичных нарушений. На картах распределения P/τ_{\max} и τ_{\max} (рис. 11-13) для большинства механизмов в верхней полуплоскости выделены *три области хрупкого разрушения*: выходящие из концов разрыва области 1 и 2 (1 – с понижением давления, 2 – с его повышением), и лежащая в стороне от разрыва «боксовая» область 3. Для многих механизмов выделена прилегающая к разрыву *область 4 – область пластического и вязкого разрушения*. На картах распределения P и τ_{\max} (рис. 14, 15) расположение опасных областей в основных

чертах соответствует картам распределения P/τ_{\max} и τ_{\max} . Области 1 сохраняются на них без изменений, области 3 сохраняются, но частично урезаются, области 4 расширяются, однако области 2 отсутствуют (они «запрещены» принятым условием разрушения), в чем и состоит основное отличие между картами двух этих типов.

Для карт обоих типов каждая из опасных областей *разделена на зоны с различным уровнем опасности разрушения* (рис. 13, 15) путем выделения участков с несколькими интервалами изменения P и τ_{\max} (или P/τ_{\max} и τ_{\max}), *одинаковыми для обоих параметров*. Данные интервалы лежат в пределах от 0 до 20% и выше для областей 1-3 и от 10 до 40% и выше для областей 4. Зоны различной опасности построены как участки пересечения областей повышения τ_{\max} и понижения (повышения) P или P/τ_{\max} , ограниченными изолиниями с выбранными параметрами.

Проведено сопоставление полученных карт опасных областей с результатами нескольких работ по изучению вторичных нарушений около разрыва на хрупких и вязко-пластичных моделях и с натурными данными о вторичных структурах у окончаний крупных сдвигов. И в экспериментах и по геологическим данным *вторичные нарушения, как правило, часто возникают в двух из выделенных опасных областей: в области 1 (наиболее опасной) и в области 4*. Существенно реже они наблюдаются в области 2. В области 3 они не отмечаются, хотя не исключено, что нарушения в этой области просто не связывались с разрывом. Стабильное проявление вторичных нарушений в областях 1 и 4 позволяет считать, что *размещению областей разрушения в экспериментах и в природе лучше соответствует прогноз по картам распределения величин P и τ_{\max} , чем по картам P/τ_{\max} и τ_{\max}* .

Карты прогноза опасных областей в изолиниях изменений P и τ_{\max} , выделяющих интервалы с различной опасностью, и карты ориентации в их пределах осей σ_1' и σ_2' (главных напряжений в горизонтальной плоскости), полученные с помощью математического моделирования, позволяют прогнозировать вторичные структуры около концов разлома и их парагенезы (рис. 16). С помощью таких карт можно по-

строить расположение около разрыва вторичных нарушений для механизма этой группы с любыми параметрами, дать прогноз их типа и ориентации, интерпретировать данные полевых наблюдений и экспериментов. Изолинии двухпараметрических карт $P-\tau_{\max}$ (рис. 15) могут способствовать прогнозу ряда других характеристик вторичных нарушений (их длины, частоты, амплитуды смещений и др.) особенно в областях сильного снижения P , имеющих практическое значение при поиске некоторых типов полезных ископаемых.

В связи со второй группой вопросов требовалось изучить закономерности размещения около разрыва областей с различными типами локального поля: надвигового (А), сдвигового (В) и сбросового (С). Рассматривались оба варианта постановки задачи: при $\Sigma_z = \text{const}$ и при $\Sigma_z = \rho g z$.

Для варианта постановки задачи I было установлено наличие в картинах изолиний каждого из главных нормальных напряжений σ_i ($i=1-3$) "плоских" областей, в пределах которых $\sigma_i = \sigma_z$, а тип поля остается постоянным (рис. 5). Это сделало наглядными причину появления полей А, В, С и способ их выделения. Были построены карты размещения в слое областей с полями разного типа и рассмотрены их изменения в зависимости от параметров механизма α , k , σ_z (рис. 6, 7). Границами полей надвигового и сдвигового типа являются изолинии $\sigma_1' = \sigma_z$, а границами полей сдвигового и сбросового типа – изолинии $\sigma_2' = \sigma_z$. Объемы с полями каждого типа образуют в слое тела цилиндрической формы.

Для варианта постановки задачи II условие постоянства σ_z заменялось линейным ростом модуля σ_z с глубиной. На примере двух механизмов построены схемы границ полей А и В, В и С в различных сечениях слоя.

В горизонтальных сечениях слоя эти границы, как и в варианте I, совпадают с изолиниями $\sigma_1' = \sigma_z$, $\sigma_2' = \sigma_z$, они получаются как сечения поверхностей напряжений (7) и (8) в пространстве (x, y, σ) плоскостью $\sigma = \sigma_z$. Но в этом случае с ростом глубины меняются положение границ, форма и размеры разделяемых ими объемов.

В вертикальных сечениях схемы границ построены как сечения тех же поверхностей (7) и (8) $\{\sigma_1' = f_1(x, y)$ и $\sigma_2' = f_2(x, y)\}$ в пространстве (x, y, σ) плоскостями, проходящими через ось σ . При построении следовало перейти от безразмерных координат и напряжений к размерным и заменить напряжения Σ_1' , Σ_2' значе-

ниями глубины Z . При выбранной плотности пород получено линейное соотношение (11) между Z и Σ_z в области $\Sigma_1' \leq 0$. Оно позволило, задавшись длиной разрыва и главными напряжениями исходного двумерного поля, получить схемы размещения границ между объемами с полями А, В, С в вертикальных и горизонтальных сечениях и топокарты поверхностей раздела (рис. 18; 19; 6, б; 7).

Эти результаты показали, что локальное поле напряжений горизонтального слоя со сдвиговым разрывом при субгоризонтальном положении двух осей регионального поля состоит из трех ярусов: верхнего – с надвиговым полем, среднего – со сдвиговым полем и нижнего – со сбросовым. Области с полями каждого типа образуют в слое тела "конусообразного" вида. Граница между объемами с полями А и В совпадает по форме с поверхностью $\sigma_1' = f_1(x, y)$, граница между объемами с полями В и С – с поверхностью $\sigma_2' = f_2(x, y)$.

Таким образом, получен результат, тривиальный с точки зрения математики, но выходящий за рамки разграничения координат и напряжений: поверхности, разделяющие объемы с локальными полями типов А и В, В и С в обычном декартовом пространстве (x, y, z) , совпадают (с точностью до постоянного множителя) с поверхностями (7) или (8), отражающими в пространстве (x, y, σ) зависимость главных напряжений двумерного поля σ_1' (или σ_2') от координат плоскости слоя xu .

Такое совпадение показывает, что для варианта задачи II границы полей А и В, В и С обладают свойством «визуализации» соотношения величин главных напряжений двумерного поля в объеме слоя. В случае варианта задачи I эти границы маркируют положение линий, на которых Σ_1' или Σ_2' равно напряжению Σ_z . Но для варианта задачи II схемы границ между разными полями в любой вертикальной плоскости совпадают по форме с эпкурами напряжений σ_1' (или σ_2') по линии пересечения данной плоскости с плоскостью слоя. Можно сказать, что для этого варианта геометрия граничных поверхностей (разделяющих объемы с разной ориентацией осей), отображает напряженное состояние слоя с разрывом – соотношение главных напряжений в горизонтальной плоскости.

Подводя итоги отметим, что в работе исследована группа элементарных механизмов деформирования геосреды в зоне разрыва. Изучены закономерности строения трехмерных полей

напряжений около разрыва и полей их основных характеристик, прогнозируемые по ним области и структуры разрушения, а также границы между полями разного типа, их изменения с глубиной и по латерали.

Эти механизмы, обусловленные смещениями по разрывам, являются одними из наиболее распространенных в верхних слоях Земли, активно участвующими в тектонических процессах в обширном диапазоне изменения геометрических и временных масштабов, скорости и физического типа процесса: от квазипластического течения до подвижек в очагах землетрясений. При всем многообразии данные механизмы обладают свойством *автомодельности* и устойчиво сохраняют основные особенности строения физических полей (напряжений и т.д.) при изменениях размеров разрывов в весьма широких пределах (до 9-10 порядков), ограничением этой инвариантности становится только переход к разломам планетарного масштаба.

Важно отметить, что поля напряжений разрывов, полученные для упругой среды, на основе *вязко-упругой аналогии* могут быть перенесены на геологические среды с *другими реологическими свойствами*: непосредственно – на линей-

но-вязкие среды и с ограничениями – на упруго-вязкие среды (тела Максвелла).

Полученные результаты могут быть полезны для прогноза областей разрушения, вторичных разрывов и их парагенезов в зонах влияния глубинных разломов и крупных разрывов, а также при интерпретации данных об изменениях ориентации осей тектонического поля напряжений и механизмов очагов землетрясений по площади и с глубиной, в том числе для выделения активных участков разломов. Они могут в ряде случаев найти практическое применение при прогнозе и поиске полезных ископаемых, образование которых связано с областями повышенной проницаемости, возникающими для некоторых вариантов механизмов вблизи концов разрыва.

БЛАГОДАРНОСТИ. Автор искренне признателен Б.А.Квасову за помощь в создании компьютерных программ и построении части графики, Ю.Л.Ребецкому за помощь на начальной стадии исследования областей разрушения в зоне разрыва, внимание к работе и ее обсуждение, А.В.Лукьянову и Ф.Л.Яковлеву за обсуждение работы и всем этим исследователям – за ценные советы.

ЛИТЕРАТУРА

- Адамович А.Н. Математическое моделирование условий тектонической активности разломов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: 1989. 19 с.
- Бондаренко П.М. Тектонофизическое моделирование деформационных структур и полей напряжений сдвиговых зон земной коры: Дис. ... докт. геол.-мин. наук в форме доклада. Новосибирск: ИГГ АН СССР. 1990. 41 с.
- Гзовский М.В. Соотношения между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре // Разведка и охрана недр. 1956. № 11. С. 7-42.
- Гзовский М.В. Метод моделирования в тектонофизике // Сов. геология. 1958. № 4. С. 53-72.
- Гзовский М.В. Моделирование тектонических процессов // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 315-344.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. III, IV. 544 с.
- Гзовский М.В. Развитие новых направлений в тектонофизике // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 5. С. 51-84.
- Гзовский М.В. Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С. 5-37.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гзовский М.В. Внутрислойные деформации, поля напряжений и разрывы (из архива 1957 г.) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 60-116.
- Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Ломакин А.А., Кудряшова В.В. Моделирование влияния древних разрывов в земной коре на ее напряженное состояние // Труды VII конференции по поляризации оптического метода исследования напряжений. Таллин: АН ЭССР, 1971. Т.4. С. 48-56.
- Гзовский М.В., Григорьев А.С., Гущенко О.И., Михайлова А.В., Никонов А.А., Осокина Д.Н. Вопросы тектонофизической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 12. С. 32-48.
- Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Ломакин А.А., Кудряшова В.В. Напряжения, разрывы, очаги землетрясений (результаты моделирования) // Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974. С. 113-124.
- Григорьев А.С., Михайлова А.В. Сочетание теоретического и экспериментального методов при исследовании процессов образования тек-

- тонических структур // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 131-147.
- Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л., Шахмурадова З.Е. Исследование напряженного состояния, кинематики и развития нарушений сплошности осадочного чехла над активными разломами фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 5-31.
- Гуценко О.И. Сейсмотектонический стресс-мониторинг литосферы: структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма // Докл.РАН. 1996. Т. 346, № 3. С. 399-402.
- Гуценко О.И., Цветкова Н.Ю. Взаимосвязь тектонических полей напряжений разных структурных уровней (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня) // Физика Земли. 1986. № 6. С. 23-30.
- Гуценко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Докл. АН СССР. Т. 312, № 4. 1990. С. 830-835.
- Гуценко О.И., Михайлова А.В., Григорьев А.С. и др. Опыт реконструкции регионального механизма деформирования тектонических структур (на основе результатов стресс-мониторинга и тектонофизического моделирования современного деформационного процесса Кавказо-Иранского региона) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 180-199.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
- Качанов Л.М. Основы механики разрушения. М.: Наука, 1974. 312 с.
- Копт М.Л., Егоров Е.Ю., Борисов М.Е., Кудашев А.В. Новейшее поле деформаций Общего Сырта (Северный Прикаспий) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 248-271.
- Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Костров Б.В., Фридман В.Н. Механика хрупкого разрушения при сжимающих нагрузках // Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С. 30-45.
- Кузнецова К.И. Сейсмичность как отражение процесса деформирования горных масс // Физика Земли. 1991. № 9. С. 47-59.
- Кузнецова К.И. Напряженное состояние и устойчивость процесса деформации горных пород // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 110-119.
- Кузнецова К.И., Осокина Д.Н., Багманова Н.Х. О возможности выявления перемещений по разлому путем изучения строения полей напряжений и деформаций вблизи него // Модельные и натурные исследования очагов землетрясений. М.: Наука, 1991. С. 16-23.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Изд-во Наука, 1965. 212 с. (Тр. ГИН; Вып. 136).
- Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Лукьянов А.В. Основные проблемы учения о парагенезах структур // Структурные парагенезы и их ансамбли (материалы совещания). М.: ГЕОС, 1997. С. 91-94.
- Лукьянов А.В. Некоторые особенности современной тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 22-48.
- М.В. Гзовский и развитие тектонофизики / Отв. ред. Ю.Г. Леонов, В.Н. Страхов. М.: Наука, 2000, 350 с.
- Мирошниченко А.И. Условия активизации и поля напряжений зон сочленения разломов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: 1989. 18 с.
- Михайлова А.В. Разрывы, деформации и перемещения в моделях надвиговой структуры // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, С. 48-61.
- Михайлова А.В. Моделирование процессов формирования тектонических структур при некоторых механизмах деформирования // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 244-250.
- Михайлова А.В. Методические вопросы создания и исследования тектонических моделей с применением пластичных эквивалентных материалов // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 209-227.
- Михайлова А.В., Осокина Д.Н. Исследование двух классов механизмов формирования тектонических структур, обусловленных разломами // Бюлл. МОИП. отд. геол. Т. 76, вып. 4. 2001. С. 16-26.
- Мячкин В.И., Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Тектонофизический анализ полей напряжений и проблемы физики очага землетрясений // Модели изменения напряженно-деформированного состояния массивов пород в приложении к прогнозу землетрясений. Апатиты: Кол. Фил. АН СССР, 1982. С. 3-24.
- Никитина Е.С., Анжелье Ж., Ребецкий Ю.Л. Исследование на основе математического моделирования особенностей современного поля напряжений Аравийского синтаксиса // Струк-

- турные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 124-127.
- Оберт Л.* Хрупкое разрушение горных пород // Разрушение. Т.7, гл. 2. М.: Мир, 1976. С. 59-128.
- Осокина Д.Н.* Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационно-оптического метода исследования напряжений и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 62-93.
- Осокина Д.Н.* Взаимосвязь смещений по разрыву с тектоническим полем напряжений и некоторые вопросы разрушения массива // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987а. С. 120-136.
- Осокина Д.Н.* Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987б. С. 136-151.
- Осокина Д.Н.* Моделирование тектонических полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989а. С. 163-197.
- Осокина Д.Н.* Иерархические свойства тектонического поля напряжений // Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989б. С. 197-208.
- Осокина Д.Н.* Количественный анализ взаимосвязей смещений по разрывам с полями напряжений и вторичное разрывообразование // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. С. 72-83.
- Осокина Д.Н.* Парагенезы напряжений и вторичных структур в зонах активных разломов. Математическое моделирование // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 129-131.
- Осокина Д.Н.* Исследование механизмов деформирования массива в зоне разрыва на основе изучения трехмерного поля напряжений (математическое моделирование) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 220-245.
- Осокина Д.Н., Фридман В.Н.* Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 74-119.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979а. С. 139-162.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979б. С. 163-184.
- Осокина Д.Н., Григорьев А.С., Цветкова Н.Ю.* Метод и результаты моделирования перестройки регионального поля и формирования локальных полей тектонических напряжений в окрестностях тектонических разрывов // Механика литосферы. М.: НТО "Горное", 1974. С. 16-18
- Осокина Д.Н., Никонов А.А., Цветкова Н.Ю.* Моделирование локального поля напряжений системы разломов Сан-Андреас // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979а. С. 204-226.
- Осокина Д.Н., Гуценко О.И., Лыков В.И., Цветкова Н.Ю.* Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Средней Азии) // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979б. С. 185-203.
- Осокина Д.Н., Мячкин В.И., Игаммазаров Т.И., Смирнов Л.А.* Изучение локального поля напряжений аналога очаговой зоны (результаты моделирования) // Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. С. 68-78.
- Панасюк В.В.* Предельное равновесие хрупких тел с трещинами. Киев: Наук. думка, 1968. 246 с.
- Панасюк В.В., Андрейкив А.Е., Партоп В.З.* Основы механики разрушения материалов // Механика разрушения и прочность материалов. Справ. пособие: В 4 т. / Под общей ред. В.В.Панасюка. Т. I. Киев: Наук. думка, 1988. 488 с.
- Парфенов В.Д.* Геология и механизм образования зоны Бирюзового разлома: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: 1967.
- Петров В.А., Гуценко О.И., Мострюков А.О., Петрова Р.Н.* Выделение зон активных разрывов Ирано-Кавказского региона по данным о современном тектоническом поле напряжений // Модельные и натурные исследования очагов землетрясений. М.: Наука, 1991. С. 117-122.
- Поля напряжений и деформаций в литосфере / Отв. ред. А.С. Григорьев, Д.Н. Осокина. М.: Наука, 1979. 252 с.
- Поля напряжений и деформаций в земной коре / Отв. ред. Ю.Д. Буланже. М.: Наука, 1987. 182 с.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры / Отв. ред. А.В. Пейве. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 312 с.
- Райс Дж.* Механика землетрясений. М.: Мир, 1982. 132 с.

- Расцветаев Л.М.* Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987а. С. 171-181.
- Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987б. С. 173-235.
- Расцветаев Л.М.* О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333-373.
- Ребецкий Ю.Л.* Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге блоков его фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 41-57.
- Ребецкий Ю.Л.* Метод катакластического анализа сколов для восстановления современных и палеонапряжений // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 311-325.
- Ребецкий Ю.Л., Фурсова Е.В.* Современное поле напряжений Восточного Средиземноморья по данным о механизмах очагов коровых землетрясений // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Том II. М.: ГЕОС, 1998. С. 108-110.
- Ребецкий Ю.Л., Арефьев С.С., Никитина Е.С.* Мониторинг напряженного состояния афтершоковой области Спитакского землетрясения // Докл. РАН. Т. 375, № 2. 2000. С. 239-244.
- Ребецкий Ю.Л., Осокина Д.Н., Эктов В.В.* О приближенном решении задачи теории упругости для совокупности сколовых трещин // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 173-185.
- Саврук М.П.* Двухмерные задачи упругости для тел с трещинами. Киев: Наук. думка, 1981. 323 с.
- Стоянов С.С.* Некоторые физические аспекты разламывания в земной коре. // Изв. Геол. инта. БАН. Сер. геотект., стратигр. и литол., кн. XIX, 1970. С. 127-140.
- Стоянов С.С.* Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
- Структурные парагенезы и их ансамбли. Материалы совещания / Отв. ред. А.В. Лукьянов. М.: ГЕОС, 1997. 272 с.
- Фатхуллагев Ш.Д.* Тектонофизические условия формирования структур рудных полей эндогенных месторождений Средней Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Ташкент: 1981. 42 с.
- Хендин Д.* Прочность и пластичность // Справочник физических констант горных пород. / под ред. С. Кларка. Гл. 11. М.: Изд-во Мир, 1969. С. 211-272.
- Цветкова Н.Ю.* Локальные поля напряжений разрывных нарушений (результаты моделирования): Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: 1979. 20 с.
- Шамина О.Г.* Модельные исследования физики очага землетрясений. М.: Наука, 1981. 192 с.
- Шамина О.Г., Осокина Д.Н., Томашевская И.С. и др.* Модельные и экспериментальные исследования разрушения и связанных с ним процессов // Предвестники землетрясений. М.: 1973. С. 28-60. (Рукопись деп. в ВИНТИ, № 5498-73).
- Шерман С.И., Адамович А.Н., Мирошниченко А.И.* Условия активизации зон сочленений разломов // Геология и геофизика. 1986. № 3. С. 10-18.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере. Новосибирск: Наука. Т. 1. 1991. 262 с.; Т. 2. 1992. 228 с.; Т. 3. 1994. 263 с.
- Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии / Отв. редакторы И.В. Лучицкий, П.М. Бондаренко. М.: Наука. 1985. 304 с.
- Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика / Отв. редактор А.В. Чекунов. Киев: Наук. Думка, 1991. 354 с.
- Экспериментальная тектоника: методы, результаты, перспективы / Отв. редактор А.В. Лукьянов. М.: Наука, 1989. 304 с.
- Яковлев Ф.Л.* Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа) // М.: ОИФЗ РАН, 1997. 76 с.
- Яковлев Ф.Л.* Исследование механизма образования линейной складчатости как одно из направлений тектонофизики // Бюлл. МОИП, отд. геол. Т. 76, вып. 4. 2001. С. 7-15.
- Anderson E.M.* The dynamics of faulting. 2-nd ed. Edinburg, 1951. 206 p.
- Angelier J., Gousthenko O.I., Rebetsky Y.L., Saino A., Ilyin A., Vassiliev N., Malutin S.* Relationships between stress fields and deformation along a compressive strike-slip belt: Caucasus and Crimea (Russia and Ukraine) // C.R. Acad. Sci. Paris. 1994. T. 319, S. II. P. 341-348.
- Barquins M., Petit J.-P.* Kinetic instabilities during the propagation of a branch crack: effect of loading conditions and internal pressure // J. Struct. Geol. 1992. Vol. 14, N 8/9. P. 893-903.
- Bombolakis E.G.* Photoelastic investigation of brittle crack growth within a field of uniaxial compression // Tectonophysics. 1964. Vol. 1, N 4. P. 343-351.
- Bombolakis E.G.* Study of the fracture process under uniaxial compression // Tectonophysics. 1973. N 3/4.

- Chinnery M.A.* The deformation of the ground around surface faults // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1961. Vol. 51, N 3. P. 355-372.
- Chinnery M.A.* The stress changes that accompany strike-slip faulting // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1963. Vol. 53, N 5. P. 921-932.
- Chinnery M. A.* Secondary faulting. 1. Theoretical aspects. 2. Geological aspects // *Canad. J. Earth. Sci.* 1966. Vol. 3, N 2. P. 163-190.
- Chinnery M.A.* Theoretical fault models // *Publication of the Dominion observatory.* 1969. Vol. 37, N 7. P. 211-223.
- Chinnery M. A., Petrak J.A.* The dislocation fault model with a variable discontinuity // *Tectonophysics.* 1968. Vol. 5, N 6. P. 513-529.
- Duda S.J.* The stress around a fault according to a photoelastic model experiment // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1965. Vol. 9, N 4. P. 399-410.
- Eshelby J.D.* The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems // *Proc. Roy. Soc. Ser. A.* 1957. Vol. 241. P. 376-396.
- Eshelby J.D.* Calculation of the stress-field around an elliptical crack // *Proc. Roy. Soc. Ser. A.* 1959. Vol. 252. P. 561-569.
- Eshelby J.D.* The distribution of dislocations in an elliptical glide zone // *Phys. Stat. Sol.* 1963. Vol. 3. P. 2057-2060.
- Gzovsky M.V., Grigoriev A.S., Gushenko O.I., Mikhailova A.V., Nikonov A.A., Osokina D.N.* Problems of the tectonophysical characteristics of stresses, deformations, fractures and deformation mechanisms of the Earth's crust // *Tectonophysics,* 1973. Vol. 18. P. 167-205.
- Hoek E., Bieniawski Z.T.* Brittle fracture propagation in rock under compression // *J. Fract. Mech.* 1965. Vol. 1, N 3.
- Inglis C.E.* Stresses in a plate due to the presence of cracks and sharp corners // *Proc. Inst. Nav. Res.* 1913. Vol. 55. P. 219-230.
- Kasachara K.* The nature of seismic origins as inferred from seismological and geodetic observations (1) // *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.* 1957. Vol. 35. P. 473-532.
- Knopoff L.* Energy release in earthquakes // *Geophys. J. MNRAS.* 1958. Vol. 1. P. 44-52.
- Kostrov B.V., Das S.* Evaluation of stress and displacement fields due to an elliptical plane shear crack // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1984. Vol. 78. P. 19-33.
- Kuznetsova K.I., Osokina D.N.* Aseismic movement along a tectonic rupture before an earthquake occurrence // *J. Earthq. Pred. Res.* 1994. Vol. 3, N 1. P. 67-78.
- Maruyama T.* Stress fields in the neighborhood of a crack // *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ.* 1969. Vol. 47, N 1. P. 1-29.
- Oike K.* On the nature of the occurring of intermediate and deep earthquakes (3. Focal mechanisms of multiplets) // *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.* 1971. Vol. 21. Part 2, N 189. P. 153-178.
- Osokina D.N.* Hierarchical properties of a stress field and its relation to fault displacements // *J. Geodyn.* 1988. Vol. 10. P. 331-344.
- Osokina D.N., Kuznetsova K.I., Bagmanova N.Kh.* Local stress and strain fields near a fault as indicators of movement on its surface: mechanics and seismicity // *Tectonophysics.* 1992. Vol. 202. P. 239-246.
- Petit J.-P., Barquins M.* Can natural faults propagate under Mode II conditions // *Tectonics.* 1988. Vol. 7. P. 1243-1256.
- Press F.* Displacements, strains, and tilts at teleseismic distances // *J. Geophys. Res.* 1965. Vol. 70. P. 2395-2412.
- Sneddon I.N.* The distribution stress in the neighbourhood of a crack in an elastic solid // *Proc. Roy. Soc. London, Ser. A.* 1946. Vol. 187. P. 229-260.
- Starr A.T.* Slip in a crystal and rupture in a solid due to shear // *Proc. Camb. Phil. Soc.* 1928. Vol. 24. P. 489-500.
- Steketee J. A.* On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium // *Can. J. Phys.* 1958a. Vol. 36. P. 192-205.
- Steketee J. A.* Some geophysical applications of the elasticity theory of dislocations // *Can. J. Phys.* 1958b. Vol. 36. P. 1168-1198.

О ПРИБЛИЖЕННОМ РЕШЕНИИ ЗАДАЧИ ТЕОРИИ УПРУГОСТИ ДЛЯ СОВОКУПНОСТИ СКОЛОВЫХ ТРЕЩИН

Ю.Л.Ребецкий, Д.Н.Осокина, В.В.Эктов

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

ВВЕДЕНИЕ

Решение задачи о напряженном состоянии массива, содержащего множество сколовых трещин, имеет свое приложение в разных разделах тектонофизических исследований. Это задачи о типичных механизмах деформирования, позволяющие исследовать закономерности изменения локальных полей напряжений вблизи совокупности трещин с различной конфигурацией, и задачи моделирования натуральных полей напряжений в сейсмоактивных областях, режим деятельности которых определяется крупными разрывными структурами. Как правило, в массивах, содержащих трещины одного ранга (близкой линейной протяженности), выделяют два масштабных уровня: Первый – локального порядка, определяющий характер изменчивости поля напряжений в окрестности разрывов, а второй – региональный, характеризующий напряженное состояние массива на достаточном удалении от исследуемой совокупности трещин. Переходя в рамках классической механики от термина «напряженное состояние в точке среды» к термину «напряженное состояние микрообъема», предыдущие определения можно трактовать соответственно как поле напряжения для микрообъемов осреднения напряженного состояния с размером, много меньшим характерного размера трещин (локальное поле) и много большим характерного размера области, занимаемой совокупностью трещин (региональное поле).

Следует отметить, что решения задачи об определении поля напряжений в окрестности единичной плоской трещины отрыва или скола в двухмерной и трехмерной постановке хорошо известны [Панасюк, 1968; Саврук, 1972; Костров, Фридман, 1975; Kostrov, Das, 1984]. В то же время построение решения для совокупности

компактно расположенных разрывов наталкивается на определенные трудности, поскольку требует разрешения системы сингулярных интегральных уравнений достаточно сложного вида. Здесь, говоря о построении решения для единичной трещины или множества трещин, имеется в виду не анализ механизма их возникновения и распространения (прорастания), а активизации ранее возникших.

С другой стороны, при изучении взаимодействия крупных разрывов в массивах горных пород данные о натуральных полях тектонических напряжений и деформаций в их окрестности могут быть получены и путем тектонофизической реконструкции на основе анализа сколовых трещин меньшего линейного размера. При этом во многих случаях оказывается, что характерный линейный размер исходных структурно-тектонических данных, используемых при реконструкции параметров натуральных полей напряжений и деформаций, сопоставим с характерным размером участков активизации изучаемых разрывов в криповом или сейсмическом их проявлении. В дальнейшем поле напряжений такого масштабного уровня будем именовать полем напряжений мезоуровня. Этот масштабный уровень является промежуточным между региональным и локальным уровнями усреднения.

В связи с последним замечанием и трудностями, возникающими на пути реализации алгоритма точного решения задачи теории упругости для совокупности разрывов, встает вопрос о возможности построения упрощенного подхода, позволяющего получать данные о полях напряжений масштаба осреднения, соответствующего наиболее представительной длине изучаемых разрывов.

ПОСТРОЕНИЕ ТОЧНОГО РЕШЕНИЯ ДЛЯ МНОЖЕСТВА ТРЕЩИН

Постановка задачи. Рассмотрим двухмерный случай, когда в массиве в области V имеется множество плоских областей пониженной прочности (будущих трещин) L_m ($m = 1, 2, \dots, M$). Пусть все вектора их нормалей \mathbf{n}_m лежат в плоскости xOy . Предполагаем, что в этой плоскости характерный размер рассматриваемых областей

ℓ_m ($\ell_m \approx \ell$) одного порядка (рис. 1, а), а в направлении, перпендикулярном плоскости xOy , области пониженной прочности бесконечно продолжимы.

Будем считать, что характерный линейный размер неоднородности исходного поля напряжений, определяемый внешними краевыми усло-

виями нагружения, в массиве, эквивалентном рассматриваемому по форме и свойствам, но однородном и без нарушений сплошности, существенно больше линейных размеров прочностных неоднородностей и линейного размера самой исследуемой области. При такой постановке задачи поверхности пониженной прочности фактически можно рассматривать как трещины, вдоль бортов которых могут происходить смещения при достижении некоторого предельного состояния. В дальнейшем области пониженной прочности будем называть трещинами, полагая, что при определенных обстоятельствах их прочностные неоднородности могут реализоваться в сколовые смещения. Считаем, что вдоль плоскостей трещин в процессе деформирования происходит только взаимное скольжение их берегов в плоскости xOy без возникновения отрывов (трещины скола). Предположим также, что эти трещины не пересекаются, но достаточно близко расположены друг к другу. В процессе активизации и возникновения скольжения вдоль нарушения сплошности трещины начинают испытывать взаимное влияние.

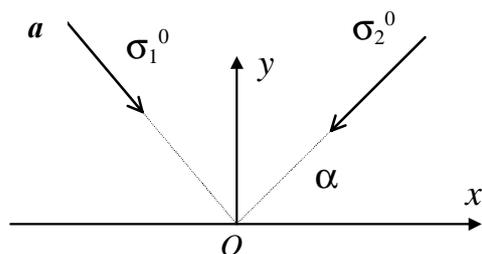
В данной постановке задача по отысканию поля напряжений такого трещиноватого массива может быть сведена к задаче двумерной теории упругости. Для случаев плоского напряженного или плоского деформированного состояний, когда значения напряжений σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{xy} и величины перемещений u_x , u_y в исследуемой области V изменяются только в плоскости xOy , последние можно представить через комплексные потенциалы [Мухелишвили, 1966] в следующем виде:

$$2G \frac{\partial}{\partial x} (u_x - iu_y) = \kappa \overline{\Phi(z)} - \Phi(z) - \bar{z}\Phi'(z) - \Psi(z);$$

$$\sigma_{xx} + \sigma_{yy} = 2[\Phi(z) + \overline{\Phi(z)}] + 2\sigma^0; \quad (1)$$

$$\sigma_{yy} - \sigma_{xx} + 2i\sigma_{xy} = 2[\bar{z}\Phi'(z) + \Psi(z)] + 2\tau^0 e^{-2i\alpha}.$$

Здесь $\Phi(z)$ и $\Psi(z)$ – комплексные потенциалы в комплексной плоскости $z = x + iy$; i – мнимая единица; α – угол между осью x и осью алгеб-



раически минимального из главных напряжений (рис. 1, а), действующего в плоскости xOy на достаточном удалении от трещины или системы трещин (на бесконечности); τ^0 и σ^0 определяются главными напряжениями, действующими на бесконечности в плоскости xOy :

$$\sigma^0 = (\sigma_1^0 + \sigma_2^0)/2; \quad \tau^0 = (\sigma_1^0 - \sigma_2^0)/2 \quad (2)$$

при $\sigma_1^0 \geq \sigma_2^0$ (напряжения растяжения положительны); G – модуль сдвига, $\kappa = \frac{3-\nu}{1+\nu}$ для

обобщенного плоского напряженного состояния; $\kappa = 3 - 4\nu$ для плоской деформации (ν – коэффициент Пуассона). В данном случае правило расстановки индексов главных напряжений отличается от общепринятого тем, что не учитывается третье напряжение, действующее нормально к плоскости xOy . Таким образом, σ^0 и τ^0 , вообще говоря, не всегда являются шаровой компонентой тензора напряжений и максимальным касательным напряжением, соответственно.

При переходе от одной системы координат к другой в рамках данного подхода используют соотношения, связывающие декартову систему координат с полярной:

$$\sigma_{xx} + \sigma_{yy} = \sigma_{rr} + \sigma_{\theta\theta}; \quad (3)$$

$$e^{2i\theta} (\sigma_{yy} - \sigma_{xx} + 2i\sigma_{xy}) = \sigma_{\theta\theta} - \sigma_{rr} + 2i\sigma_{r\theta},$$

где θ – угол между осью x и вектором \mathbf{r} (положительные значения откладываются в сторону против вращения часовой стрелки). Последние выражения являются следствием неинвариантности функций $\Phi(z)$ и $\Psi(z)$ и их производных при переходе от одной системы координат к другой:

$$\Phi(z) = \Phi_1(z_1); \quad (4)$$

$$\Psi(z) = e^{-2i\theta} [\Psi_1(z_1) - \bar{z}_1^0 e^{i\theta} \Phi'(z)].$$

Комплексные потенциалы $\Phi_1(z_1)$ и $\Psi_1(z_1)$ вы-

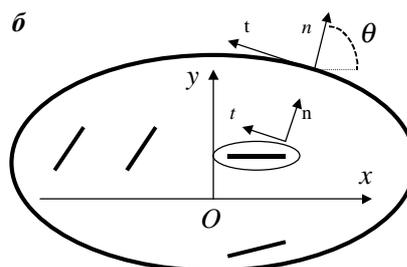


Рис. 1. Схемы ориентации региональных напряжений (а) и ориентация внешней нормали к граничному контурам (б).

полняют ту же роль в системе координат $x_1 O_1 y_1$, что и функции $\Phi(z)$ и $\Psi(z)$ в системе координат xOy . При этом системы координат связаны соотношением

$$z = z_1^0 + z_1 e^{i\theta}, \quad (5)$$

а $z_1^0 = x_1^0 + iy_1^0$ – координата точки O_1 относительно старой системы координат.

При решения краевых задач требуется задать условия на внешних границах области V и внутренних граничных контурах, к которым относятся также сомкнутые берега трещин (рис.1,б). В случае задач первого типа (граничные условия задаются в напряжениях) на основе (3) можно получить следующие выражения для напряжений, задаваемых на граничных контурах (внутренних и внешних):

$$\begin{aligned} N - iT &= \\ &= \frac{1}{2} [(\sigma_{xx} + \sigma_{yy}) - e^{2i\theta}(\sigma_{yy} - \sigma_{xx} + 2i\sigma_{xy})] = \\ &= 2 \operatorname{Re}[\Phi(t)] - e^{2i\theta} [\bar{t}\Phi'(t) + \Psi(t)] + \\ &+ [\sigma^0 - \tau^0 e^{2i(\theta-\alpha)}]. \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь N и T , соответственно, нормальное и касательное напряжения, действующие на участке граничного контура со стороны положительной нормали \mathbf{n} , составляющей с осью x угол θ , t – переменная точка контура.

Для трещины контуром является замкнутая линия, бесконечно приближенная к ее берегам. При этом в качестве положительного обхода как внешних, так и внутренних контуров принимаются направления, оставляющие область V слева (рис. 1, б). Из (6) достаточно просто получить выражения для значений нормальных и касательных напряжений на участках произвольно ориентированного контура:

$$\begin{aligned} N &= \sigma^0 - \tau^0 \cos 2(\theta - \alpha) + \\ &+ 2 \operatorname{Re}[\Phi(t)] - \operatorname{Re}[e^{2i\theta} (\bar{t}\Phi'(t) + \Psi(t))]; \quad (7) \\ T &= \tau^0 \sin 2(\theta - \alpha) - \operatorname{Im}[e^{2i\theta} (\bar{t}\Phi'(t) + \Psi(t))]. \end{aligned}$$

Единичная трещина скола. На основе предыдущих выражений и теории аналитических функций достаточно просто получить выражения для напряжений в случае существования в массиве только одной плоской трещины ($m=1$). Расположим ось y вдоль нормали к плоскости трещины (рис. 2), и будем считать, что в результате выполнения предельного условия в новом равновесном состоянии имеется скачок смещения вдоль берегов трещины, при отсутствии скачка смещений в направлении нормали:

$$\frac{d}{dx}(u_x^+ - u_x^-) = [u'_x(x)] = \frac{1+\kappa}{2G} g'(x); \quad (8)$$

$$(u_y^+ - u_y^-) = [u_y(x)] = 0 \text{ при } g(\pm\ell) = 0.$$

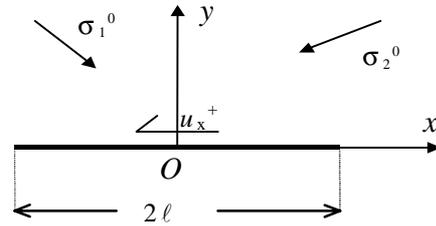


Рис. 2. Схема задачи для одиночной трещины скола.

Верхними индексами (+) и (-) при перемещениях в выражениях (8) обозначены значения, к которым стремятся соответствующие функции при $y \rightarrow +0$ и $y \rightarrow -0$, а квадратными скобками – скачок смещений на разрыве. Заметим, что функция $g(x)$ в (8) имеет размерность напряжений. В случае сколовой трещины скачок смещений на разрыве представляет собой действительную функцию в отличие от трещин отрыва, рассматриваемых в работе [Саврук, 1981]. Последнее обстоятельство позволяет существенно упростить задачу.

Используя выражения (1) и (8), поставленную задачу можно свести к задаче сопряжения кусочно-голоморфных функций $\Phi(z)$ и $\Psi(z)$ [Гахов, 1977]. Следуя работе [Саврук, 1981], выражения для потенциалов, доставляющих исчезающие на бесконечности напряжения, которые обусловлены скачком смещений на разрыве, могут быть представлены в виде интегралов Коши:

$$\Phi(z) = -\frac{i}{2\pi} \int_{-\ell}^{\ell} \frac{g'(r)}{r-z} dr; \quad (9)$$

$$\Psi(z) = \frac{i}{2\pi} \int_{-\ell}^{\ell} \left[\frac{g'(r)}{r-z} \bar{r} + \frac{\bar{r}g'(r)}{(r-z)^2} \right] dr.$$

Отметим, что при данном выборе системы координат (рис. 2) переменная интегрирования r представляет собой действительную переменную, т.е. $r = \bar{r}$.

При стандартном подходе [Осокина, Фридман, 1987], когда искомым является поле напряжений много меньшего масштаба, чем линейный масштаб трещин (локальное поле), на поверхности сколовой трещины ставятся:

а) предельное условие, после достижения которого происходит переход к новому равновесному состоянию:

$$|\sigma_{xy}| \leq \tau_c; \quad (10)$$

б) условия скольжения с кулоновым трением, реализующиеся после активизации трещины:

$$|\sigma_{xy}| = -f\sigma_{yy} \text{ при } \sigma_{yy} \leq 0, \quad (11)$$

где f – коэффициент трения, τ_c – предельное сцепление вдоль поверхности трещины. Считается, что переход от одного равновесного состояния к другому происходит квазистатически, без динамики. Это позволяет при построении решения не учитывать инерционные члены в уравнениях равновесия.

Полагая в (7) $\theta = 90^\circ$ и используя (9), получим выражения для напряжений, действующих на берегах трещины:

$$\begin{aligned} \sigma_{yy} &= \sigma^0 + \tau^0 \cos 2\alpha; \\ \sigma_{xy} &= -\frac{1}{\pi} \int_{-\ell}^{\ell} \frac{g'(r)}{r-x} dr - \tau^0 \sin 2\alpha \text{ при } |x| \leq \ell, \end{aligned} \quad (12)$$

использование которых совместно с (11) позволяет получить сингулярное интегральное уравнение с ядром типа Коши и правой частью в виде константы относительно неизвестной функции $g(x)$:

$$-\frac{1}{\pi} \int_{-\ell}^{\ell} \frac{g'(r)}{r-x} dr = \Delta\tau^0 \text{ при } |x| \leq \ell, \quad (13)$$

где величина $\Delta\tau^0$ представляет собой сбрасываемые на разрыве касательные напряжения (stress drop) вследствие его активизации [Осокина, Фридман, 1987]:

$$\Delta\tau^0 = \sigma_{xy}^0 - f\sigma_{yy}^0 \quad (14)$$

при $\sigma_{yy}^0 = \sigma^0 + \tau^0 \cos 2\alpha$; $\sigma_{xy}^0 = -\tau^0 \sin 2\alpha$.

Здесь и всюду далее при выборе знаков в условии (11) считалось, что напряжения, действующие в плоскости xOy на бесконечности, создают только сжимающие нормальные напряжения ($\sigma_{yy} \leq 0$), а ориентация разрыва такова, что начальные касательные напряжения (до активизации разрыва) в системе координат xOy всегда отрицательные ($\sigma_{xy}^0 \leq 0$) – левый сдвиг. Таким образом, согласно условию начала активизации скольжения (11), $\Delta\tau^0 \leq 0$.

Следствием выражений (12) является неизменность нормального напряжения, действующего вдоль поверхности трещины до и после активизации разрыва. Согласно (11) и (12), касательное напряжение, возникающее вдоль плоскости разрыва после смещения его берегов, также постоянно и по величине меньше своего значения до активизации разрыва ($f < 1$).

Решение сингулярного интегрального уравнения (13), отыскиваемое в классе функций, имеющих интегрируемую особенность при $|x| = \ell$, получено в работе [Осокина, Фридман, 1987]:

$$g = \Delta\tau^0 \sqrt{\ell^2 - x^2}. \quad (15)$$

Такой простой вид решения связан с тем, что правая часть разрешающего уравнения (13) – величина постоянная. На основании (15) и (9) выражения упругого потенциала имеют вид

$$\begin{aligned} \Phi(z) &= \frac{i\Delta\tau^0}{2} \left(1 - \frac{z}{\sqrt{z^2 - \ell^2}} \right); \\ \Psi(z) &= -\frac{i\Delta\tau^0}{2} \left(2 - \frac{2z}{\sqrt{z^2 - \ell^2}} + \frac{z\ell^2}{\sqrt{(z^2 - \ell^2)^3}} \right). \end{aligned} \quad (16)$$

Нетрудно заметить, что из (16) следует

$$\Psi(z) = -2\Phi(z) - z\Phi'(z); \quad \overline{\Phi(z)} = -\Phi(\bar{z}). \quad (17)$$

Последнее выражение использовалось в работе [Костров, Фридман, 1975] при построении решения несколько более сложной задачи. Мы также будем его использовать. Подставляя (17) в (7), получим следующие выражения для напряжений, действующих вдоль плоскости трещины:

$$\begin{aligned} N &= \sigma^0 - \tau^0 \cos 2(\theta - \alpha) + \\ &+ 2\operatorname{Re}[(1 + e^{2i\theta})\Phi(t)] - \operatorname{Re}[e^{2i\theta}(\bar{t} - t)\Phi'(t)]; \end{aligned} \quad (18)$$

$$\begin{aligned} T &= \tau^0 \sin 2(\theta - \alpha) - \\ &- 2\operatorname{Im}[e^{2i\theta}\Phi(t)] + \operatorname{Im}[e^{2i\theta}(\bar{t} - t)\Phi'(t)]. \end{aligned}$$

Здесь, согласно рис. 2, следует положить $\theta = 90^\circ$.

Совокупность сколовых трещин. В случае множества последовательно или одновременно активизирующихся трещин $m = 1, 2, \dots, M$, испытывающих взаимное влияние, комплексный потенциал в выражениях (1) можно представить в виде суммы комплексных потенциалов:

$$\Phi(z) = \sum_{m=1}^M \Phi_m(z). \quad (19)$$

Будем далее представлять потенциал $\Phi_m(z_m)$ в локальной системе координат z_m , связанной с соответствующим разрывом m , выражением, аналогичным (9):

$$\Phi_m(z_m) = -\frac{i}{2\pi} \int_{-\ell_m}^{\ell_m} \frac{g'_m(r_m)}{r_m - z_m} dr_m. \quad (20)$$

Заметим, что координаты точки, записанной в локальной системе координат z_m , можно пере-

писать в глобальной системе координат z , используя выражение

$$z = z_m^0 + z_m e^{i\phi_m} \quad (21)$$

при $z_m = x_m + iy_m$, $z_m^0 = x_m^0 + iy_m^0$,

где z_m^0 отвечает за перенос начала координат из точки O_m в точку O , а ϕ_m соответствует углу поворота координатной оси x_m до положения, параллельного координатной оси x (рис. 3) с положительным значением угла, отсчитываемым в направлении вращения по часовой стрелке.

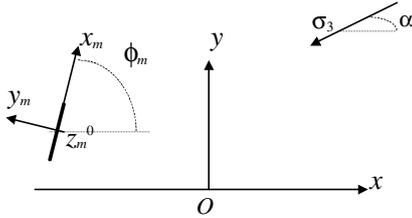


Рис. 3. Схема задачи для множества m трещин скола.

Используя (4), перепишем выражение для комплексного потенциала $\Phi_m(z)$ (20) в глобальной системе координат:

$$\Phi_m(z) = -\frac{i}{2\pi} \int_{-\ell_m}^{\ell_m} \frac{g'_m(r_m) e^{i\phi_m}}{R_m - z} dr_m, \quad (22)$$

где

$$R_m = z_m^0 + r_m e^{i\phi_m}. \quad (23)$$

Выражения для нормальных и касательных напряжений на поверхности трещины с номером k из совокупности M , записанные в глобальной системе координат xOy , определяются на основании (18), (19) при подстановке в них $\theta = \frac{\pi}{2} + \phi_k$:

$$N_k = N_k^0 + \sum_{m=1}^M 2 \operatorname{Re} \left[(1 - e^{2i\phi_k}) \Phi_m(z) \right] + \operatorname{Re} \left[e^{2i\phi_k} (\bar{z} - z) \frac{d\Phi_m(z)}{dz} \right]; \quad (24)$$

СПОСОБ ПОСТРОЕНИЯ ПРИБЛИЖЕННОГО РЕШЕНИЯ

Постановка задачи. С целью построения приближенного решения задачи о взаимодействии множества трещин будем полагать существование на их берегах после активизации зависимости типа (11), в которой связь между касательными и нормальными напряжениями задается в интегральной форме

$$\left| \langle T_k \rangle_{\ell_k} \right| = -f_k \langle N_k \rangle_{\ell_k} \text{ при } z_k \in L_k, k = 1, 2, \dots, M. \quad (29)$$

Выражение (29) отвечает фазе смещения берегов, наступающей тогда, когда не выполняются усло-

$$T_k = T_k^0 + \sum_{m=1}^M 2 \operatorname{Im} \left[e^{2i\phi_k} \Phi_m(z) \right] - \operatorname{Im} e^{2i\phi_k} (\bar{z} - z) \frac{d\Phi_m(z)}{dz}, \quad (24)$$

где $z \in L_k$;

$$N_k^0 = \sigma^0 + \tau^0 \cos 2\alpha_k; T_k^0 = -\tau^0 \sin 2\alpha_k. \quad (25)$$

В выражениях (25) $\alpha_k = \alpha - \phi_k$ соответствует углу между осью x_k и осью алгебраически максимального из главных напряжений (см. рис. 3).

Заметим, что из (21) достаточно просто получить связь между локальными системами трещин с номерами m и k :

$$z_m = z_k e^{-i\phi_{mk}} - z_{mk}^0 e^{-i\phi_m} \quad (26)$$

при $z_{mk}^0 = z_m^0 - z_k^0$; $\phi_{mk} = \phi_m - \phi_k$.

Для нахождения неизвестных скачков смещений $g_k(x_k)$ вдоль трещин на основании условий типа (11), записанных для каждой трещины, используя (24) получим при $k = 1, 2, \dots, M$ следующую систему сингулярных уравнений:

$$-\frac{1}{\pi} \int_{-\ell_k}^{\ell_k} \frac{g'_k(r_k) e^{i\phi_k}}{R_k - z} dr_k = \Delta\tau_k^0 + \sum_{m \neq k}^{n=1, M} (T_m - f_m N_m) \quad (27)$$

при $z \in L_k, k = 1, 2, \dots, M$.

Здесь

$$\Delta\tau_k^0 = T_k^0 - f_k N_k^0, \quad (28)$$

а f_m — коэффициент трения вдоль трещины с номером m .

Решение подобной системы можно получить численно или приближенно в аналитическом виде вблизи концов трещин. Из (27) видно, что такой результат является следствием взаимного влияния трещин. Для каждой из трещин правая часть разрешающего уравнения (27), согласно (24) и (25), зависит от скачков смещений ближайших трещин.

вия типа (10). Здесь в треугольных скобках стоят средние (вдоль разрыва порядкового номера k) касательные и нормальные напряжения:

$$\langle T_k \rangle_{\ell_k} = \frac{1}{2\ell_k} \int_{z(\ell_k)}^{z(-\ell_k)} T_k(z) dz; \quad (30)$$

$$\langle N_k \rangle_{\ell_k} = \frac{1}{2\ell_k} \int_{z(\ell_k)}^{z(-\ell_k)} N_k(z) dz,$$

при этом, согласно (21),

$$z(\pm \ell_k) = z_k^0 \pm \ell_k e^{i\phi_k}. \quad (31)$$

Использование в качестве условий на разрывах соотношения (29) позволяет свести влияние соседних трещин на состояние анализируемой трещины под номером k к учету постоянного вдоль плоскости трещины «эффективного» напряженного состояния (мезоуровня). Это состояние обусловлено как действием региональных напряжений, так и добавочными напряжениями, связанными с существованием соседних активных трещин.

Таким образом, как и для одиночной трещины, правая часть разрешающего интегрального уравнения должна представлять собой константу. Заметим, что в силу установления краевых условий на разрыве в интегральной форме (29) имеет место определенный произвол в характере распределения нормальных и касательных напряжений и скачка перемещений на разрыве.

В силу такого произвола, а также вследствие отмеченного выше влияния соседних разрывов через «эффективные» напряжения будем искать решение в виде, аналогичном (15). Итак, пусть

$$g_m(x_m) = \Delta\tau_m \sqrt{\ell_m^2 - x_m^2}, \quad m = 1, 2, \dots, M. \quad (32)$$

Как будет показано ниже, $\Delta\tau_m$ представляет собой усредненный вдоль поверхности разрыва порядкового номера m скачок касательных напряжений ($\Delta\tau_m = \langle \Delta\tau_m \rangle_{\ell_k}$), имеющий место после активизации этого разрыва. Значение скачка напряжений зависит не только от параметров исходного поля напряжений (на бесконечности), но и от возмущений, вносимых соседними разрывами, активизировавшимися либо раньше, либо одновременно.

На основе (20) и (32) выражение для вклада в упругий потенциал сколовой трещины m в ее локальной системе координат перепишем в виде

$$\Phi_m(z_m) = \frac{i\Delta\tau_m}{2} \left(1 - \frac{z_m}{\sqrt{z_m^2 - \ell_m^2}} \right), \quad m = 1, 2, \dots, M. \quad (33)$$

Представленные выше выражения являются математически точными для краевых условий на берегах в форме (29). Таким образом, интегрируя (32) вдоль поверхности трещины, находим, что

$$\langle g_m(x_m) \rangle_{\ell_k} = \frac{\pi}{2} \Delta\tau_m.$$

Соответственно интегрирование (24), согласно (30), позволяет получить следующие выражения для напряжений, действующих вдоль разрыва с номером k :

$$\langle N_k \rangle_{\ell_k} = N_k^0 + \sum_{m=1}^M 2 \operatorname{Re} \left[(1 - e^{2i\phi_k}) \langle \Phi_m \rangle_{\ell_k} \right] + \operatorname{Re} \left[e^{2i\phi_k} \left\langle \left(\bar{z} - z \right) \frac{d\Phi_m}{dz} \right\rangle_{\ell_k} \right]; \quad (34)$$

$$\langle T_k \rangle_{\ell_k} = T_k^0 + \sum_{m=1}^M 2 \operatorname{Im} \left[e^{2i\phi_k} \langle \Phi_m \rangle_{\ell_k} \right] - \operatorname{Im} \left[e^{2i\phi_k} \left\langle \left(\bar{z} - z \right) \frac{d\Phi_m}{dz} \right\rangle_{\ell_k} \right],$$

где $z \in L_k$.

Здесь N_k^0 , T_k^0 соответственно, составляющие нормального и касательного напряжений на разрыве от регионального поля, определяемые согласно (25). При расчете средних значений от функций, стоящих в треугольных скобках, следует перейти к системе координат, связанной с трещиной под номером m . Соответственно выражения для средних в формулах (34) вычисляются как интегралы следующего вида:

$$\langle \Phi_m(z) \rangle_{\ell_k} = \frac{i\Delta\tau_m}{4\ell_k} e^{i\phi_m} \int_{z_m(-\ell_k)}^{z_m(\ell_k)} \left(1 - \frac{z}{\sqrt{z^2 - \ell_m^2}} \right) dz; \quad (35)$$

Здесь, согласно (24),

$$z_m(\pm \ell_k) = (-z_{mk}^0 \pm \ell_k e^{i\phi_k}) e^{-i\phi_m}. \quad (36)$$

Выполнив интегрирование в (35), запишем выражения для нормальных и касательных напряжений вдоль разрыва с номером k :

$$\langle N_k \rangle_{\ell_k} = N_k^0 + \frac{1}{2\ell_k} \sum_{m=1}^M \Delta\tau_m \left\{ -\operatorname{Im}[D_1 - H_k] + \operatorname{Re} \left[e^{2i\phi_k} (\sin\phi_k D_2 + D_3) \right] \right\}, \quad (37)$$

$$\langle T_k \rangle_{\ell_k} = T_k^0 + \frac{1}{2\ell_k} \sum_{m=1}^M \Delta\tau_m \left\{ \operatorname{Re}[H_k] - \operatorname{Im} \left[e^{2i\phi_k} (\sin\phi_k D_2 + D_3) \right] \right\},$$

где

$$F_m(\ell_k) = \sqrt{z_m^2(\ell_k) - \ell_m^2};$$

$$D_1 = 2\ell_k e^{i\phi_k} - e^{i\phi_m} [F_m(\ell_k) - F_m(-\ell_k)];$$

$$D_2 = -z_{mk}^0 e^{-i\phi_k} \left[\frac{z_m(\ell_k)}{F_m(\ell_k)} - \frac{z_m(-\ell_k)}{F_m(-\ell_k)} \right] - \ell_m^2 e^{i\phi_{mk}} \left[\frac{1}{F_m(\ell_k)} - \frac{1}{F_m(-\ell_k)} \right]; \quad (38)$$

$$D_3 = -\text{Im}(z_k^0) \left[\frac{z_m(\ell_k)}{F_m(\ell_k)} - \frac{z_m(-\ell_k)}{F_m(-\ell_k)} \right]; \quad (38)$$

$$H_k = e^{2i\phi_k} D_1.$$

Взаимодействие нескольких трещин. В рамках предлагаемого упрощенного подхода рассмотрим случай последовательной активизации K разрывов, в процессе которого каждый акт смещения по разрыву происходил при отсутствии в данный момент смещений по соседним разрывам. Подставляя (37) в (29), получим следующее уравнение для определения неизвестных величин $\Delta\tau_k$ ($k=1,2,\dots,K$) через известные значения $\Delta\tau_m$ ($m=1,2,\dots,K-1$) и параметры исходного поля напряжений, определяющие значения параметров $\Delta\tau_m^0$ для каждой трещины из исследуемой совокупности (см. (14)):

$$\Delta\tau_k =$$

$$= \Delta\tau_k^0 - \frac{1}{2\ell_k} \sum_{m=1}^{k-1} \Delta\tau_m \{[\text{Re}(H_k) - \text{Im}(S_k)]\} + \quad (39)$$

$$+ f_m [\text{Im}(D_1 - H_k) - \text{Re}(S_k)]$$

при $S_k = e^{2i\phi_k} (\sin\phi_k D_2 + D_3)$.

Заметим, что выражение (39) определяет решение для случая $k > 1$. Для трещины, активизирующейся первой из совокупности m , решение (скачок смещений на разрыве и комплексный потенциал) в точности соответствует решению для одиночной трещины (15).

На основе (1), (17) и (19) можно построить выражения для нормальных и касательных напряжений, действующих в глобальной системе координат z :

$$\sigma_{yy} = \sigma_{yy}^0 + 2y \sum_{m=1}^M \text{Im} \left(\frac{d\Phi_m}{dz} \right);$$

$$\sigma_{xx} = \sigma_{xx}^0 + 2 \sum_{m=1}^M \left[2\text{Re}(\Phi_m) - \text{Im}(z) \text{Im} \left(\frac{d\Phi_m}{dz} \right) \right]; \quad (40)$$

$$\sigma_{xy} = \sigma_{xy}^0 - 2 \sum_{m=1}^M \left[\text{Im}(\Phi_m) + \text{Im}(z) \text{Re} \left(\frac{d\Phi_m}{dz} \right) \right].$$

В этих выражениях значение потенциала для трещины с номером m определяется на основе уравнения (33), в котором скачок напряжений на разрыве определяется согласно (39).

В случае одновременной активизации совокупности трещин M нахождение величин $\Delta\tau_k$ ($k=1,2,\dots,K$) следует производить также на основе (39), однако при этом величины $\Delta\tau_m$, стоящие в правой части под знаком суммы, неизвестны. Таким образом, приходим к системе линейных алгебраических уравнений:

$$\Delta\tau_k =$$

$$= \Delta\tau_k^0 - \frac{1}{2\ell_k} \sum_{m=1, K}^{m \neq k} \Delta\tau_m \{[\text{Re}(H_k) - \text{Im}(S_k)]\} + \quad (41)$$

$$+ f_m [\text{Im}(D_1 - H_k) - \text{Re}(S_k)] ,$$

$$k = K+1, \dots, M .$$

Из этих уравнений следует, что для совокупности трещин с одной и той же ориентацией, активизация которых происходит в одном и том же исходном поле напряжений, величина сбрасываемых на разрыве напряжений $\Delta\tau_k$ и характер поля напряжений в их окрестности будут зависеть от порядкового номера активизирующегося разрыва.

ОБЛАСТЬ ПРИЛОЖЕНИЯ ПРЕДЛАГАЕМОГО ПОДХОДА

На основе полученных выражений можно исследовать характер взаимодействия активизирующихся или вновь возникающих разрывов. Такой анализ должен помочь в выборе модели среды и процесса ее деформирования при создании методов реконструкции тектонических напряжений и деформаций, использующих данные об ориентации поверхностей сколов и направлениям скольжения вдоль них. В настоящее время существует представление о том, что можно не учитывать взаимное влияние разрывов одного иерархического – масштабного уровня [Гущенко, 1981].

Это представление используется в ряде методов реконструкции тектонических напряжений. Фактически в них реализуется следующая идея о том, что изменение напряженного состояния массива в

окрестности разлома после его активизации мало в сравнении с интенсивностью напряжений, определяемой региональными условиями нагружения (на большом удалении). Таким образом, согласно представлениям, развитым наиболее полно в работе [Гущенко, 1981], направление скольжения вдоль поверхностей сколов всецело определяются региональными краевыми условиями нагружения и не зависят от последовательности реализации разрывных нарушений.

Главная цель исследований, представляемых ниже и осуществленных с использованием полученных здесь выражений, состояла в доказательстве взаимного влияния трещин одного масштабного уровня на направления скольжения, реализующиеся вдоль поверхностей сколов.

Следует отметить, что при такой постановке существенным ограничением для понимания истинного характера протекания изучаемых процессов в реальных горных массивах является двухмерность полученного в настоящей работе решения. Оно обусловлено тем, что в этом случае влияние последовательности активизации сколов заранее определенной ориентации на направление скольжения, реализуемого вдоль выбранного для анализа разрыва сплошности, может выражаться только двумя характеристиками: нет влияния – направление скольжения неизменно, есть влияние – направление скольжения изменяется на противоположное. В трехмерном случае такое влияние может быть выражено в изменении ориентации скольжения в широком диапазоне значений (от некоторых малых значений углов до 90°).

Вторым интересным моментом, вытекающим из предлагаемого подхода, является возможность построения симметричной и кососимметричной частей тензора напряжений мезоуровня, т.е. масштаба осреднения соответствующего наиболее представительной длине разрыва из рассматриваемой совокупности сколов. Для этого следует воспользоваться выражениями (37) и рассчитать нормальные и касательные напряжения на двух взаимно ортогональных площадках в узлах сетки заданного шага.

Последовательная активизация двух разрывов. С помощью выражений (37), (39), полагая $M = 2$, можно исследовать характер граничных напряжений и величину снимаемых напряжений (stress drop) вдоль плоскости будущего разрыва, возникновение которого можно ожидать в окрестности уже активизировавшегося первого разрыва ($k = 1$) с углом наклона $\phi_1 = 0^\circ$ и коэффициентом трения $f_1 = 0$. Параметры исходного регионального поля напряжений принимались следующими: $\sigma^0 = -2$, $\tau^0 = 2$ и $\alpha = 45^\circ$. Таким образом, плоскость первого разрыва совпадала с плоскостью максимальных касательных напряжений регионального уровня.

В работе [Осокина, 1989] проводилось исследование характера вторичной трещиноватости, формирующейся в окрестности трещины при условии, что характерный размер вторичных трещин много меньше длины главного разрыва. Здесь несколько иная задача. Нас интересует вопрос, могут ли в области влияния первого разрыва вслед за ним активизироваться разрывы сопоставимой с ним длины. В случае положительного ответа на этот вопрос необходимо выявить

области и направления, наиболее опасные для последующего разрывообразования.

На основе выражений (37) и (39), второго разрыва ($k = 2$) были рассчитаны значения средних по его длине ($\ell_2 = 1$) напряжений, действующих как по нормали к этому разрыву $\langle N_2 \rangle_\ell$, так и по касательной $\langle T_2 \rangle_\ell$ ($\ell_1 = \ell_2 = \ell$), а также величины сбрасываемых на разрыве касательных напряжений (stress drop – $\Delta\tau_2$) при различных значениях коэффициента трения ($f_2 = 0.0 \div 0.3$). В ходе расчетов угол наклона предполагаемого второго разрыва варьировался, а координаты его центра последовательно изменялись в интервале $|x| \leq 4\ell_1$ и $0 \leq y \leq 4\ell_1$ с достаточно малым шагом. Таким образом, в узлах сетки в окрестности первого разрыва были получены значения параметров $\langle N_2 \rangle_\ell$, $\langle T_2 \rangle_\ell$, $\Delta\tau_2$ для разных углов наклона второго разрыва, которые затем были построены в виде изолиний.

На рис.4 в табличной форме представлена серия рисунков. В первых двух строках показаны изолинии $\langle N_2 \rangle_\ell$, $\langle T_2 \rangle_\ell$ для углов наклона второго разрыва с $\phi_2 = 0^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 90^\circ$. Заметим, что нормальные и касательные напряжения, рассчитанные для взаимно ортогональных положений второго разрыва ($0^\circ, 90^\circ$; $30^\circ, 120^\circ$; $45^\circ, 135^\circ$; $60^\circ, 150^\circ$) представляют собой компоненты несимметричного тензора напряжений мезоуровня. Анализ расположения максимумов касательных напряжений показывает, что напряжения на взаимно ортогональных площадках могут достаточно существенно отличаться друг от друга.

Для того чтобы оценить вероятность активизации второго разрыва вслед за первым разрывом, необходимо выполнить проверку условия (29). Заметим, что разность правой и левой частей данного неравенства фактически представляет собой величину сбрасываемых касательных напряжений $\Delta\tau_2$. В строках со второй по пятую (см. рис. 4) представлены изолинии касательных напряжений $\Delta\tau_2$, которые могут быть сброшены на втором разрыве, если он возникнет в окрестности первого разрыва под одним из углов $\phi_2 = 0^\circ, 30^\circ, 60^\circ, 90^\circ$. Разные строки на рис. 4 отвечают значениям сбрасываемых напряжений, подсчитанным для разных значений коэффициента трения ($f_2 = 0.0 - 0.3$) на разрыве ($\Delta\tau_2 = \langle T_2 \rangle_{\ell_k}$ при $f_2 = 0.0$), а разные колонки – разным углам наклона ϕ_2 .

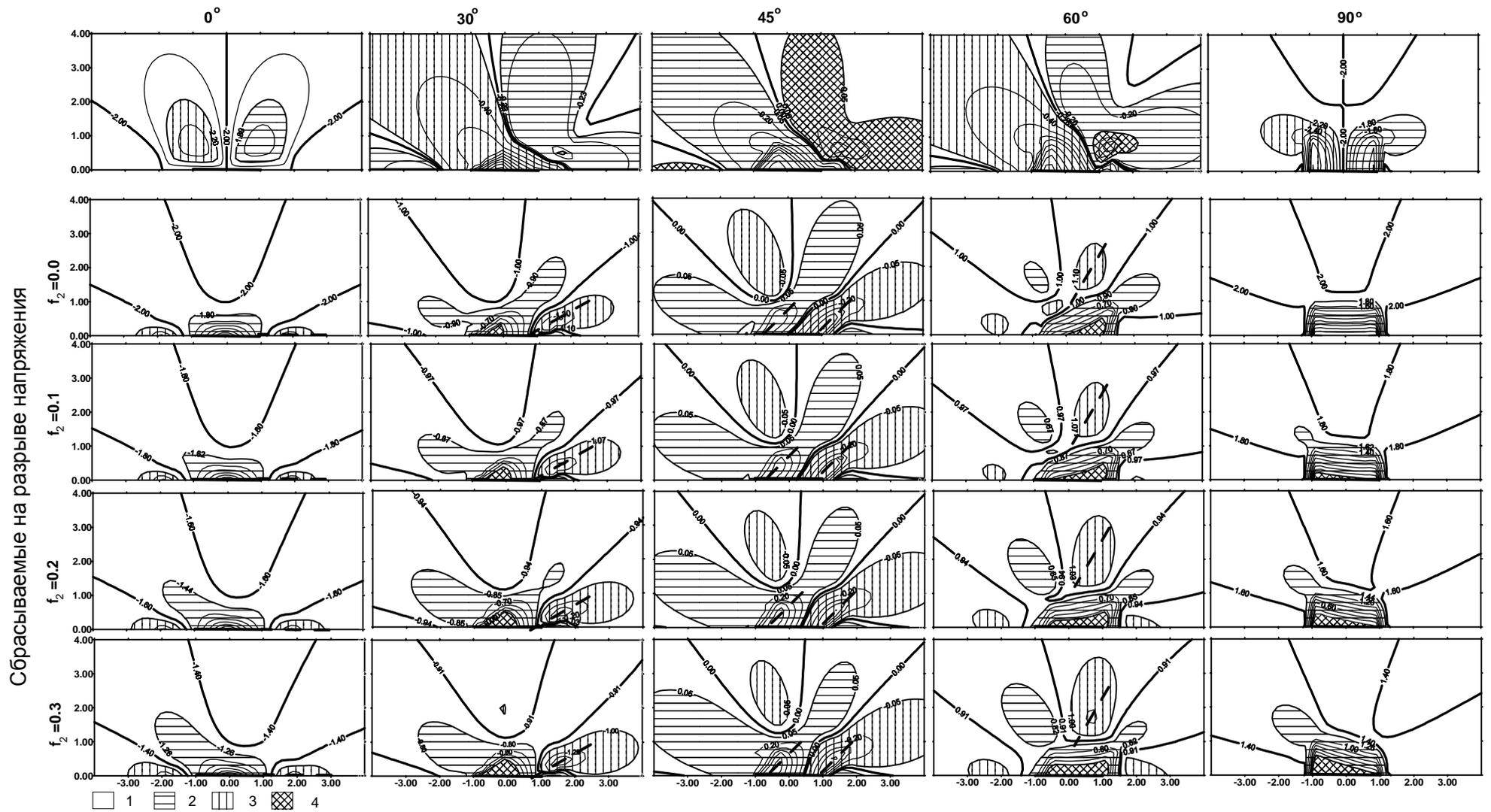


Рис. 4. Значения нормальных и касательных напряжений для разных углов наклона второй трещины. Пояснения в тексте.

Заметим, что знак «минус» для средних касательных напряжений и средних сбрасываемых на разрыве напряжений означает, что смещения вдоль этого разрыва отвечают левому сдвигу, а знак «плюс» – правому. На рис. 4 области, где величина напряжений, которые могут быть сброшены на втором разрыве, превышала региональный уровень, существовавший до активизации первого разрыва, выделялись горизонтальной штриховкой, а области, где эта величина уменьшалась, – вертикальной штриховкой. Области, где изменения не превышали 5%, оставались не заштрихованы. В тех местах, где изменения поля напряжений в окрестности первого разрыва приводили к возникновению растягивающих средних нормальных напряжений, действующих вдоль второго разрыва, выполнялась перекрестная штриховка. Утолщенной горизонтальной линией для $|x| \leq 1$ и $y = 0$ показан первый разрыв, утолщенный пунктир – возможное место заложения крупного вторичного разлома.

Поскольку области с горизонтальной штриховкой следует признать как зоны наиболее потенциально опасными для активизации разрывов протяженности, равной первому разрыву, то здесь утолщенной пунктирной линией показано прогнозируемое положение второго разрыва с соответствующим данной колонке углом наклона. При этом в области с горизонтальной штриховкой разрыв, активизирующийся вторым, испытывает левый сдвиг, а в области с вертикальной штриховкой – правый. Определенное исключение составляет средняя колонка рисунков ($\phi_2 = 45^\circ$), для которой оба типа штриховки характеризуют повышение напряжений по отно-

шению к нулевому начальному уровню. Поэтому здесь в двух типах областей изображено положение прогнозируемого второго разрыва. В то же время для угла $\phi_2 = 90^\circ$ нет областей, где вдоль прогнозируемого разрыва величина сбрасываемых напряжений больше, чем до активизации первого разрыва (прогнозируемый второй разрыв здесь не проведен). Для углов наклона $\phi_2 \leq 45^\circ$ вдоль второго наиболее активного разлома реализуется левый сдвиг, а для $\phi_2 \geq 45^\circ$ – правый.

Для угла наклона $\phi_2 = 45^\circ$ имеет место смена области максимального снимаемого напряжения с левого сдвига на правый при значении коэффициента кулонового трения между 0.1 и 0.2.

На рис. 5 представлены результаты расчета напряжений, снимаемых на втором разрыве, активизировавшемся после того, как прошли подвижки на первом. При этом на рис. 5, а трещины равной протяженности с одинаковыми условиями на их берегах (равные коэффициенты трения) расположены одна над другой, а на рис. 5, б – на одной линии (см. врезки). Следует заметить, что при расположении разрывов на одной линии случай, когда расстояние между центрами разрывов меньше длины разрыва ($l < 2.0$), отвечает частичному наложению второго разрыва на первый. При расстоянии между центрами, большем длины разрывов ($l > 2.0$), они пространственно разнесены друг от друга. Пик снимаемых напряжений на втором разрыве (рис. 5, б) как раз и отвечает ситуации, когда второй разрыв непосредственно продолжает первый.

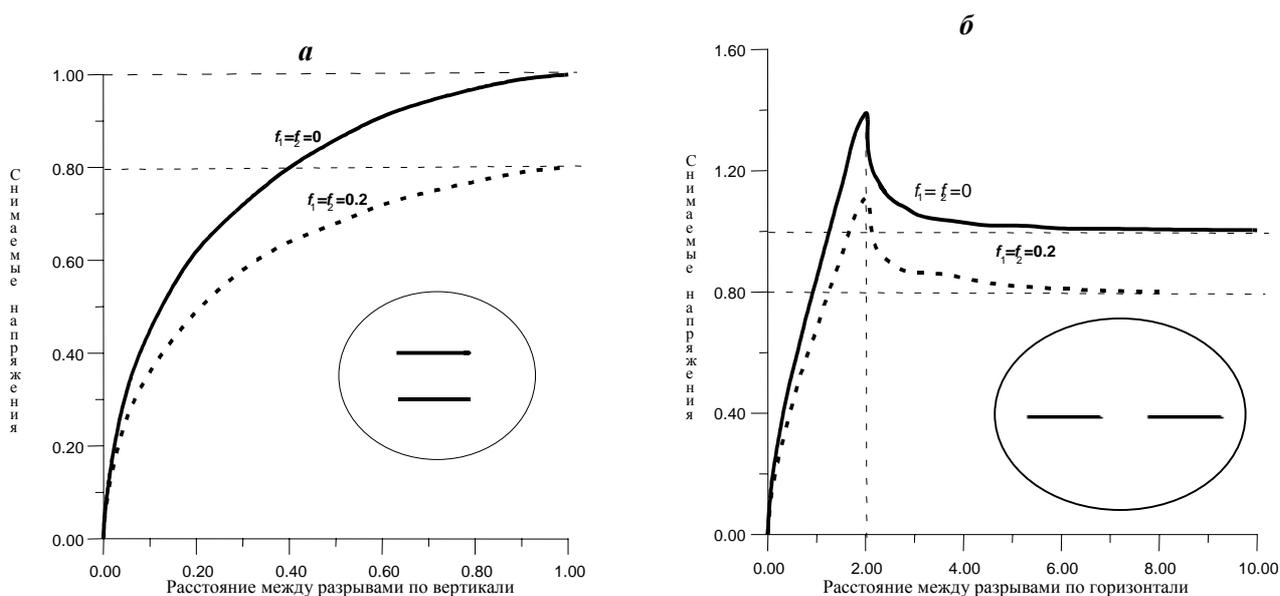


Рис. 5. Графики зависимости величины снимаемого напряжения на втором разрыве от расстояния между центрами двух разрывов для разных значений коэффициента трения. Разрывы расположены вдоль оси x (а) и вдоль оси y (б).

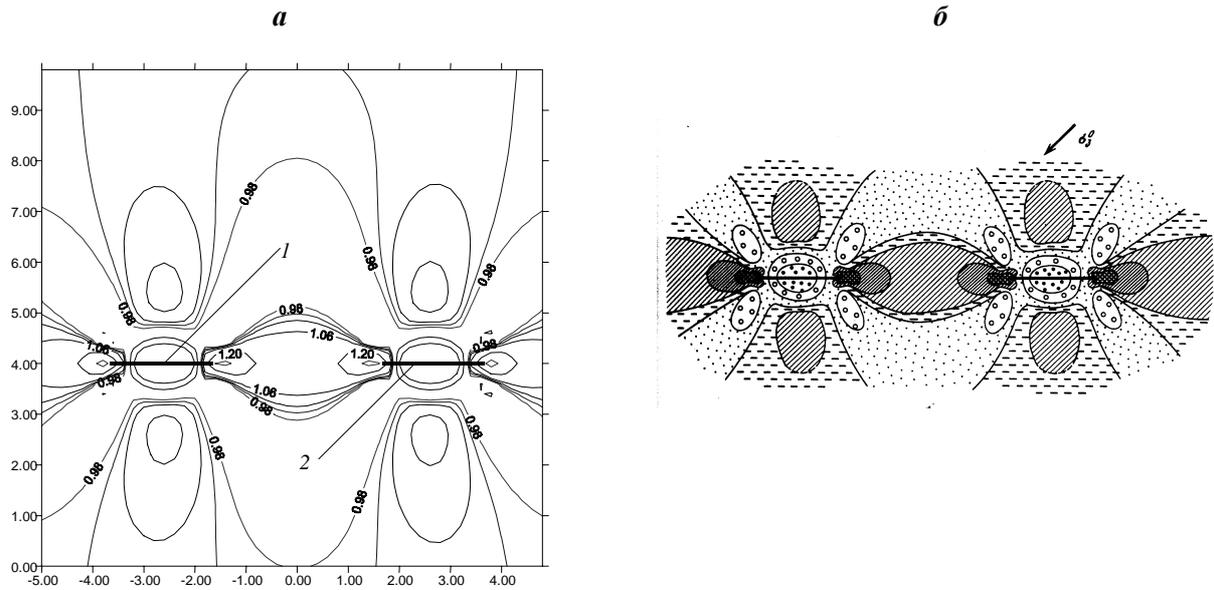


Рис. 6. Изолинии максимальных касательных напряжений для двух разрывов, активизирующихся: последовательно (а), полученным по результатам расчетов, и одновременно (б) – по результатам моделирования из работы [Осокина, Цветкова, 1979].
1, 2 – порядок активизации разрывов.

Для разрывов, расположенных один над другим, изменение снимаемых на втором разрыве напряжений носит более плавный характер. При этом максимальные значения, соответствующие невозмущенному полю напряжений, достигаются на достаточном удалении от первого ($l > 1.0$) и падают до нуля при сближении разрывов.

На рис. 6-8 представлены изолинии максимальных касательных напряжений, формирующиеся в окрестности области взаимодействия двух разрывов на соответствующих площадках,

при последовательной их активизации для значений коэффициента трения $f_1 = f_2 = 0.2$.

Очевидный результат, изображенный на рис.6, а, характеризует наименьшее влияние последовательности активизации разрывов, наблюдаемое при их достаточном удалении один от другого (расстояние между ближайшими концами двух разрывов равно 3).

Фактически это влияние выливается в суммирование возмущенного поля от каждого из разрывов в зоне между ними. Величина сбрасывае-

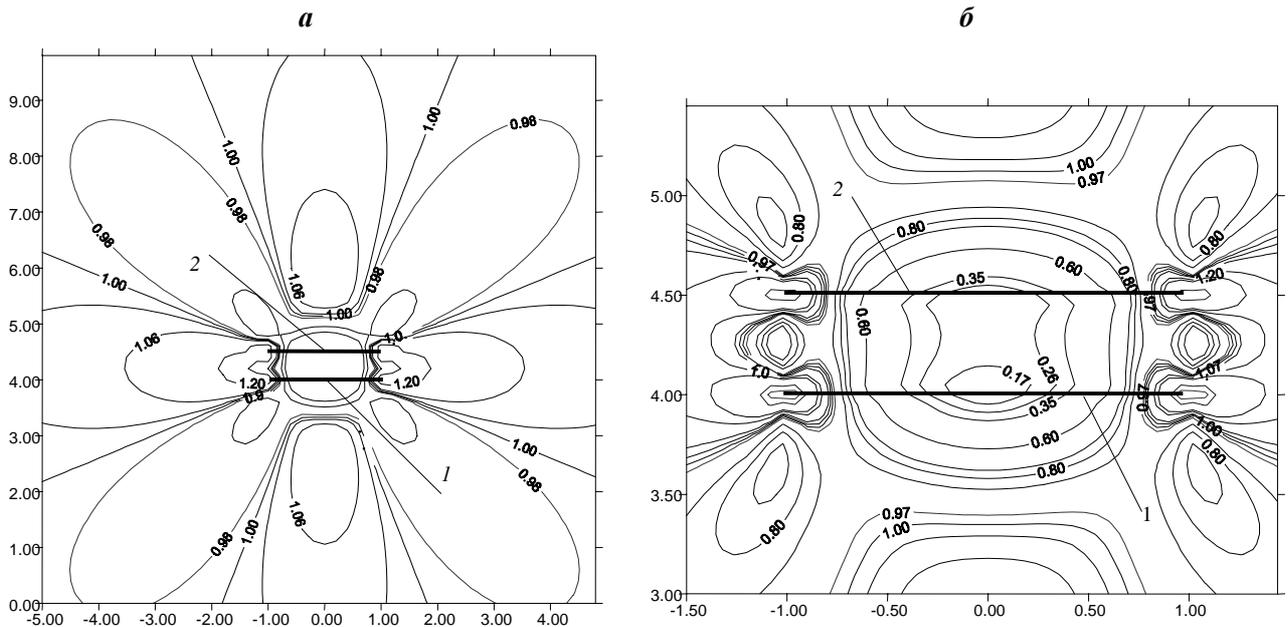


Рис. 7. Изолинии максимальных касательных напряжений для двух последовательно активизирующихся разрывов, расположенных вдоль оси у (а), то же в более крупном масштабе (б). 1, 2 – порядок активизации разрывов.

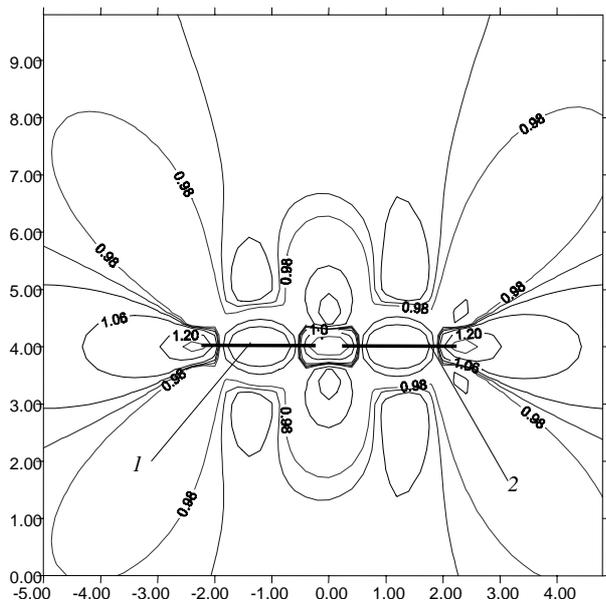


Рис. 8. Изолинии максимальных касательных напряжений для двух последовательно активизирующихся разрывов, расположенных вдоль оси x . 1, 2 – порядок активизации разрывов.

мого на втором разрыве напряжения больше, чем на первом, на 5%. На рис. 6, б приведены области разной интенсивности максимальных касательных напряжений, полученные по результатам моделирования [Осокина, Цветкова, 1979]. В этих опытах разрывы надрезались в слое оптически-активного материала до нагружения, и после приложения внешней нагрузки скольжение по ним осуществлялось практически одновременно. Сопоставление рисунков показывает очень хорошую сходимость результатов приближенного расчета с результатами моделирования.

Исследования показали, что при расположении разрывов вдоль одной линии практическое отсутствие их взаимного влияния наблюдается при расстояниях между концами разрывов, большими 2ℓ . Для разрывов, отстоящих друг от друга вдоль оси y , этот эффект наблюдается при

0.5ℓ , причем в первом случае (для разрывов, расположенных вдоль оси x) на разрыве, активизирующемся позже, снимаемые напряжения будут большими, чем на разрыве, активизировавшемся раньше, а во втором – случае меньшими (см. рис. 5).

На рис. 7, 8 показаны изолинии максимальных касательных напряжений в окрестности двух последовательно активизировавшихся разрывов при расстоянии между ними 0.5 безразмерных величин (по вертикали между разрывами на рис. 7 и по горизонтали между ближайшими концами на рис. 8). В случае сближения вертикально отстоящих разрывов их взаимное влияние возрастает и начинает все больше сказываться и на величинах сбрасываемых напряжений (рис. 7). Так, на более детально изображенной зоне между разломами (рис. 7, б) видно, что вдоль первого из активизировавшихся разрывов имеется область, где максимальные касательные напряжения почти в два раза меньше, чем на втором. Определенная несимметричность рисунка изолиний также следует из общего вида изолиний, представленного на рис. 7, а.

Аналогичная ситуация наблюдается и для разрывов, расположенных вдоль оси x , с той лишь разницей, что здесь вдоль первого разлома интенсивность максимальных касательных напряжений после активизации второго разлома несколько возрастает (рис. 8).

Для сравнения на рис. 9 приведены результаты моделирования с помощью оптически-активных материалов для соответствующим образом расположенных разрывов, выполненного в работе [Осокина, Цветкова, 1979]. Здесь смещения по разрывам в модели происходили одновременно в процессе постепенно увеличивающейся интенсивности внешнего нагружения модели. Поле напряжений полностью симметричное.

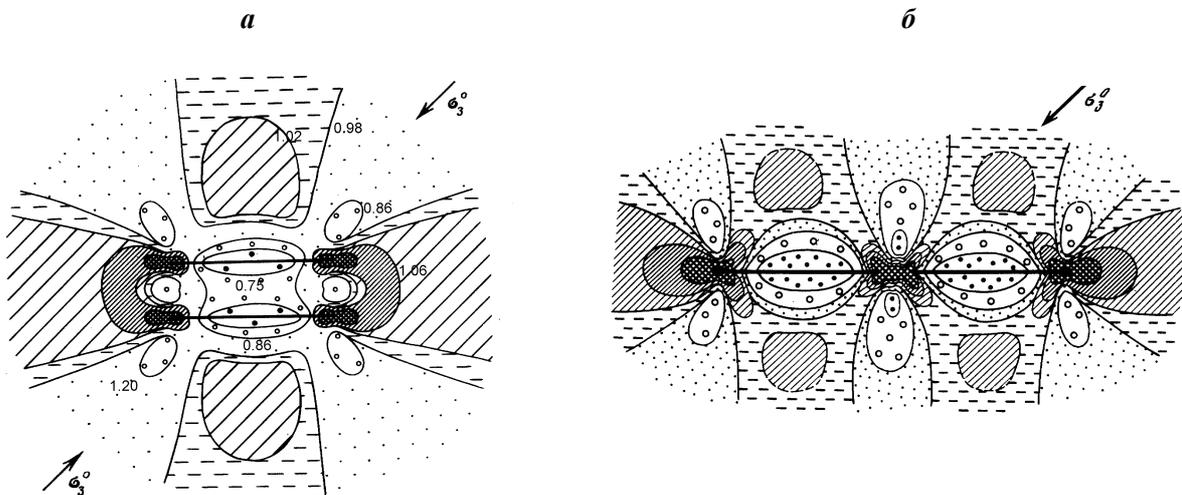


Рис. 9. Изолинии максимальных касательных напряжений для двух одновременно активизирующихся разрывов, расположенных вдоль оси y (а) и x (б) по результатам моделирования [Осокина, Цветкова, 1979]).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен новый приближенный подход расчета задачи теории упругости для тел с трещинами скола. Основу приближенного подхода составляет использование краевых условий на разломах (закона Кулона) в интегральном виде.

В случае одновременной активизации нескольких разрывов в результате применения предлагаемого подхода удастся свести задачу к решению систем алгебраических уравнений относительно неизвестных величин напряжений, сбрасываемых на разломах.

При последовательно активизирующихся разрывах искомое неизвестное (сбрасываемое на разрыве напряжение) можно определять путем вычисления средних на разрыве напряжений, действовавших вдоль него до активизации.

Проведенный комплекс исследований позволяет заключить, что предлагаемый подход, направленный на построение приближенного решения задачи взаимодействия совокупностей сколовых разрывов, доставляет решения, не противоречащие имеющимся представлениям и результатам, полученным при моделировании на оптически активных материалах.

Важным следствием предлагаемого метода исследований и результатов выполненных в настоящей статье расчетов является возможность распространения подобного подхода и на случай трехмерных задач теории упругости для трещин с ограниченной площадью плоской поверхности. Подобного рода задача для единичной трещины сдвига в отсутствие трения на ее берегах в точной постановке рассматривалась в работе В.Г.Кострова [Kostrov, Das, 1984]. В случае трехмерных задач построение аналитического решения даже для одной трещины сдвига с условиями сухого трения на разрыве представляет определенную трудность, а решение задач для множества трещин вообще неизвестно. Использование предложенного метода расчета параметров тензора напряжений, снимаемых на трещине, позволит на основе решения для единичной трещины скола в трехмерной постановке строить решения для множества близкорасположенных трещин.

Исследования были поддержаны РФФИ, грант №96-05-64022.

ЛИТЕРАТУРА

- Гахов Ф.Д. Краевые задачи. М.: Наука, 1977. 640с.
- Гуценко О.И. Кинематический метод определения параметров напряжений и характеристика их связей с тектоническими движениями по разрывам разных структурных уровней: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М., 1981. 21 с.
- Костров Б.В., Фридман В.Н. Механика хрупкого разрушения при сжимающих нагрузках // Физика очага землетрясений. М.: Наука, 1975. С. 30-45.
- Мухелишвили Н.И. Некоторые основные задачи математической теории упругости. М.: Наука, 1966. 707 с.
- Осокина Д.Н. Иерархические свойства тектонического поля напряжений // Экспериментальная тектоника, методы и результаты. М.: Наука, 1989. С. 197-209.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Метод моделирования локальных полей напряжений, возникающих в результате перестройки тектонического поля напряжений в окрестности тектонических разрывов и в очагах землетрясений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 139-162.
- Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследования закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1987. С.74-119.
- Панасюк В.В. Предельное равновесие хрупких тел с трещинами. Киев: Наук. думка, 1968. 246 с.
- Саврук М.П. О взаимодействии произвольно ориентированных прямолинейных трещин // Прикл. механика. 1972. Т.8, № 7. С. 121-124.
- Саврук М.П. Двухмерная задача упругости для тел с трещинами. Киев: Наук. думка, 1981. 323 с.
- Kostrov B.V., Das S. Evaluation of stress and displacement fields due to an elliptical plane shear crack // Geophys. J. 1984. Vol.78, №1. P.19-34.

ФРАКТАЛЬНАЯ РАЗМЕРНОСТЬ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ КАЧЕСТВЕННОГО СОСТОЯНИЯ ДЕСТРУКТИВНОГО ПРОЦЕССА В СДВИГОВОЙ ЗОНЕ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

С.А. Борняков, С.И. Шерман, А.С. Гладков

Институт земной коры СО РАН

ВВЕДЕНИЕ

Становление и развитие тектонофизики способствовало введению в тектонику количественных методов анализа. Именно благодаря тектонофизике многие тектонические данные стали представляться в числовых характеристиках. Одними из удобных для количественного описания тектонических структур оказались разломы. Первым в конце 50-х годов обратил на это внимание М.В. Гзовский [1963], показав наличие тесной взаимосвязи между длиной разломов (L) и их количеством (N) на тестовых полигонах в пределах Байджансайского антиклинория. Этот первый опыт количественной оценки параметров разломов в дальнейшем нашел многочисленных последователей [Рац, 1963; Шерман, 1977; Ружич, Шерман, 1978; Шерман и др., 1984; Борняков, 1985, 1990; Лобацкая, 1987; Окибо, Аки, 1987; Саньков, 1989; Шерман, Гладков, 1998; и др.]. В процитированных, а также других работах аналогичной тематической направленности было показано, что связи между параметрами разломов имеют нелинейный характер, а коэффициенты в уравнениях, рассчитанных по выборкам одноименных параметров генетически однородных разломов, полученных с разных тестовых полигонов, варьируют и иногда существенно [Шерман и др., 1991, 1992, 1994; Шерман, Гладков, 1998]. Эти вариации объяснялись влиянием на параметрические зависимости таких факторов, как тип напряженного состояния пород, вовлеченных в деструктивный процесс, их реологические свойства и скорость деформирования и др. В сложном же и не всегда однонаправленном действии этих факторов искали и причины отмеченного нелинейного характера взаимосвязей параметров разломов. В последние два десятиле-

тия количественный анализ в различных областях науки пополнился новым эффективным методом – фрактальным анализом [Mandelbrot, 1983]. После его серьезной апробации применительно к разломам [Otzuki, 1978; Aviles, Scholz, 1987; Turcott, 1989, 1997; Main et al, 1990; Velde et al., 1990; Merceron, Velde, 1991; Bons, Jessell, 1995; Шерман и др., 1996, 1999; Goryainov et al., 1997] он вошел в ряд стандартных методов структурного анализа. В приложении к разломной тектонике фрактальный анализ не заменяет уже традиционно используемые и упомянутые выше статистические, корреляционные методы, а существенно дополняет их. Опираясь системой разномасштабных разломов на тестируемой площади как структурированным, кластиризованным множеством, фрактальный анализ дает интегральную количественную характеристику всей системы в целом, а не отдельных ее компонентов. Эта интегральная количественная характеристика - фрактальная размерность - кроме всего прочего, отражает и степень структурированности и кластиризации элементов разломной сети, т.е. степень ее упорядоченности с позиций синергетики [Николис, Пригожин, 1979; Хакен, 1980; Пригожин, 1985; Пригожин, Стенгерс, 1986; Иванова и др., 1994; Пелюхова, Фрадкин, 1997; и др.].

В настоящей статье на примере результатов физического моделирования предпринята попытка объяснить причины вариаций соотношений между параметрами разломов, и их фрактальных размерностей. Опираясь на базовые идеи, выявлены принципиально новые особенности динамики процессов разломообразования.

ОБЪЕКТ И МЕТОДИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ

Процессы деформации и разрушения литосферы локализованы в деструктивных зонах, характеризующихся длительностью и определенной упорядоченностью структурно-динамического развития [Шерман и др., 1984, 1991, 1992, 1994]. В дополнение к опубликованным работам нами было проведено моделирование процесса

формирования деструктивной зоны сдвига (ДЗС) в упруговязкопластичной модели.

Методика физического моделирования подробно описана ранее [Борняков, 1981; Шерман и др., 1984, 1991], что позволяет лишь кратко отметить основные ее моменты. Эксперименты проводились на установке «Разлом» с использо-

ванием однослойной модели [Шерман и др., 1991]. Модель (размером до 1.5 м в длину и 0.5 м в ширину) размещалась на двух плоских рифленых штампах, один из которых смещался по отношению к другому, инициируя деформацию простого сдвига. При подготовке модели на ее поверхность наносилась густая сеть реперных линий, перпендикулярных к простиранию будущей ДЗС. Весь ход эксперимента фотографировался с интервалом 30 с.

Граничные условия экспериментов выбирались в соответствии с критерием подобия:

$$\eta/\rho gLT = \text{const}, \quad (1)$$

где η – вязкость, Па·с; ρ – плотность, г/см³; g – ускорение свободного падения, г/см·с²; L – линейные размеры, м; T – время, с [Шерман, 1984; Шерман, Бабичев, 1989]. Согласно этому критерию, процессы в модели и в природном аналоге могут считаться подобными, если сохраняется равенство отношений величин в природе и модели, входящих в уравнение (1). Из (1) следует,

$$C_\eta = C_\rho C_g C_\ell C_T, \quad (2)$$

где C_η , C_ρ , C_g , C_ℓ , C_T – масштабные коэффи-

циенты подобия вязкости, плотности, ускорения свободного падения, линейных размеров и времени, соответственно. Принимая во внимание, что g идентично в природе и в модели, и, следовательно, равно 1, уравнение эксперимента принимает вид

$$C_\eta = C_\rho C_\ell C_T. \quad (3)$$

Нами были выбраны такие соотношения масштабных коэффициентов подобия, при которых 1 мм в модели был эквивалентен 1 км в ее природном аналоге, а 1 мин, соответственно, 1 млн. лет природного процесса.

В качестве модельного материала использовалась водная паста бурой глины, проявляющая упруговязкопластичные свойства и обладающая при определенных влажности и скорости деформирования требуемыми значениями вязкости [Борняков, 1981; Шерман и др., 1984; Семинский, 1986].

Представляя результаты моделирования, мы акцентируем внимание на качественном и количественном описании общих закономерностей динамики деструктивного процесса.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Стадийность развития ДЗС. Деструктивный процесс в модели начинается с заложения в узкой линейновытянутой области многочисленных изолированных друг от друга микросдвигов. Их последующее развитие идет стадийно по ранговому принципу с последовательной сменой одного масштабного ранга другим через структурные перестройки и заканчивается образованием единого магистрального шва (рис. 1). До недавнего времени при описании процессов формирования в моделях деструктивных зон различного морфолого-генетического типа мы оперировали термином «стадия», не давая при этом его точного определения. Детальные структурные наблюдения за динамикой развития ДЗС показали, что по мере деформационного преобразования ДЗС в ее интраструктуре формируется серия эволюционных структурных рядов. Под эволюционным рядом понимается набор морфолого-генетически однородных разломно-блоковых структур, характерных для строго определенных временных интервалов развития деструктивного процесса, каждый из которых целесообразно определить как стадия, а их более дробные компоненты как этапы. Таким образом, процесс формирования ДЗС состоит из стадий и этапов.

С позиции данного выше определения весь процесс структурообразования в ДЗС по структурным критериям разделяется на три стадии. В первой из них в узкой линейно-вытянутой области закладываются две системы многочисленных прямолинейных, пространственно-обособленных друг от друга микросдвигов. По мере развития деструктивного процесса происходит избирательное разрастание и объединение одних микросдвигов, и приостановка развития других (рис. 1, а). Отличительная черта первой стадии – формирование линейновытянутой зоны мелкой трещиноватости, не нарушающей целостность модели. Проявляющаяся фрагментация, (в виде формирования ромбовидных, изометричных микроблоков), не носит повсеместного характера и имеет второстепенное, подчиненное по отношению к разрывообразованию значение.

Во второй стадии первичная упорядоченно-ранжированная по длинам сеть мелких разрывов трансформируется в густую сеть протяженных разрывов с волнистой морфологией сместителей, расчленяющих ДЗС на систему узких, линейновытянутых блоков (рис. 1, б). Исследование деформаций блоков и амплитуд смещений на разделяющих их пограничных разрывах позволяет

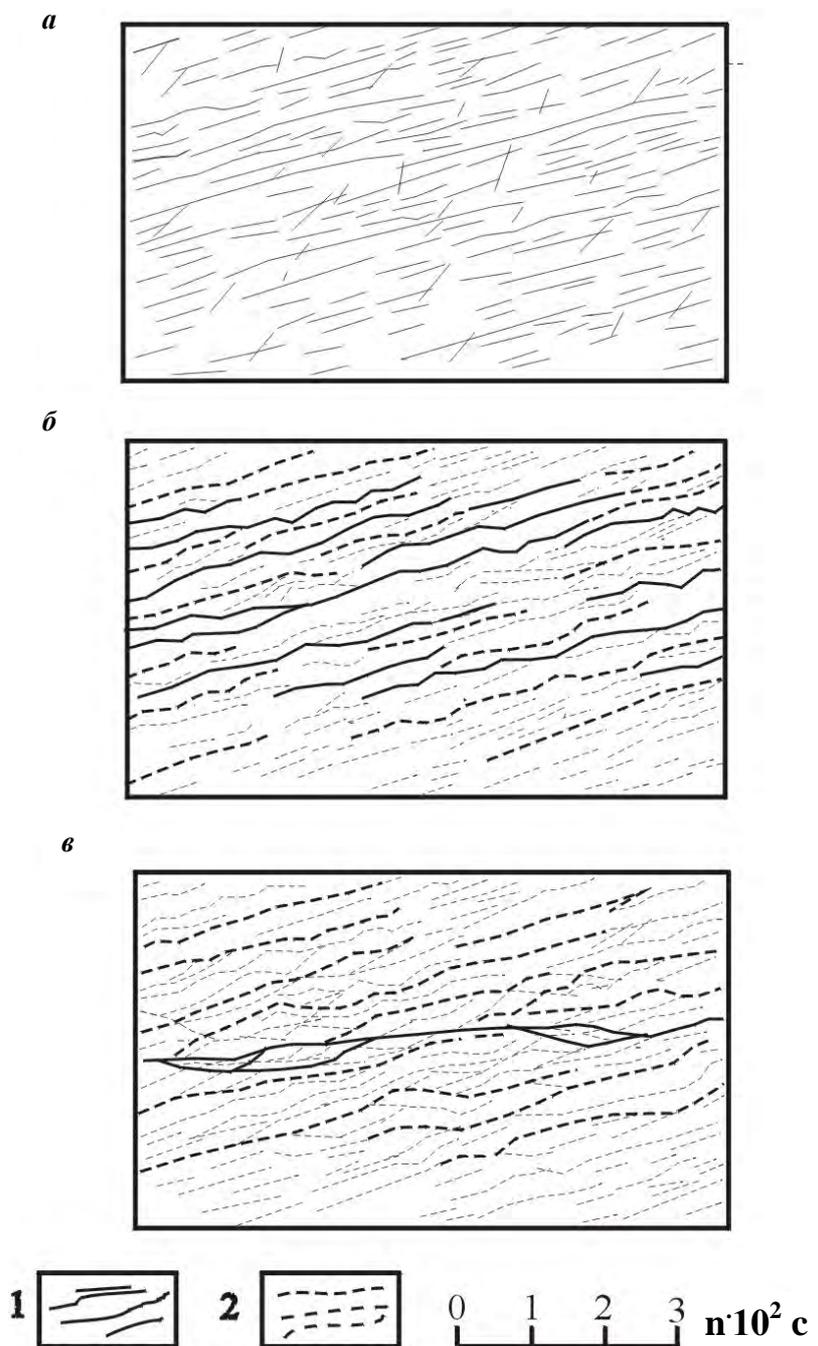


Рис. 1. Структурные схемы ДЗС в первую (а), вторую (б) и третью (в) стадии развития.
Разрывы: 1 - активные, 2 - утратившие активность

говорить о структурном приоритете первых по отношению ко вторым. В данном случае разрывы выступают не как обособленные, самостоятельные структурные единицы, а как второстепенный, сопутствующий структурный элемент – граница раздела двух блоков. Процесс блокообразования в ДЗС идет однонаправленно через постепенное укрупнение блоков и уменьшение их количества. Таким образом, вторая стадия – это стадия формирования блоков.

На третьей стадии этот процесс переходит в заключительную фазу с разделением деформируемого слоя на два структурированных блока, граница раздела между которыми представлена в

виде извилистого, теперь уже единого магистрального шва (рис. 1, в). Таким образом, в ДЗС в рамках отмеченных трех стадий формируются три эволюционных ряда структурных элементов: 1 – непротяженные прямолинейные, с простым строением сместителей разрывы и вычлняемые ими ромбовидные блоки; 2 – сложнопостроенные протяженные разрывы с извилистой морфологией сместителей и вычлняемые ими узкие, линейновытянутые блоки; 3 – магистральный, сложнопостроенный шов, разделяющий деформируемый слой на два структурированных блока, во внутреннем строении которых отразилась вся предыстория их структурного развития. Ка-

ждый ряд может рассматриваться как самостоятельная структурная зона, отражающая определенную фазу деструктивного процесса с характерными только для него параметрами. Для их оценки могут быть использованы фрактальные размерности.

Отражение стадийности во фрактальных кривых. Стадийность, как фундаментальное свойство эволюции ДЗС, нашла дополнительное подтверждение в результатах фрактального анализа.

Как отмечалось выше, по ходу эксперимента проводился фотомониторинг формирующейся в модели ДЗС с временным интервалом в 30 с. Для получения исходной информации для фрактального анализа с каждой фотографии составлялись две структурные схемы. Первая учитывала все разрывы, сформировавшиеся на момент регистрации (статическая схема для области активного динамического влияния – ОАДВ [Шерман и др., 1984], вторая – только те из них, которые к моменту регистрации сохраняли активность (динамическая схема для области активного структурообразования – ОАС [Шерман и др., 1991]. Выделение активных разрывов из их общей совокупности проводилось по методике, изложенной в работе [Bons, Jessell, 1995]. Для каждого типа структурных схем в пределах выбранной стационарной прямоугольной площадки рассчитывалась фрактальная размерность (D) с использованием стандартной процедуры, реализованной в компьютерной программе [Шерман, Гладков, 1998]. Алгоритм расчета имеет вид

$$D = \lg M_i / \lg L_i ,$$

где M_i и L_i – число условно разрушенных пикселей и размер системы в единицах размера пикселей, используемых при i -й итерации, соответственно.

Выполненный фрактальный анализ статической и динамической схем разрывной интраструктуры показал, что ДЗС обладают фрактальными свойствами и позволил установить тесную взаимосвязь полученных фрактальных размерностей с качественным состоянием ДЗС в каждый фиксированный момент времени. Динамика изменения D во времени в пределах одной стационарной площадки для ОАДВ и ОАС неодинакова (рис. 2).

Для ОАДВ фрактальная размерность возрастает от некоторого минимума до асимптотического максимума, тогда как для ОАС после первого временного этапа роста она стремится к некоторому минимуму. При этом каждая из фрактальных кривых испытывает кратковременные

флуктуации (рис. 2). Наблюдения за структурообразованием в модели показали, что, как правило, максимумы этих флуктуаций предшествуют структурным преобразованиям в ДЗС. Сопоставление полученных фрактальных кривых для ОАДВ и ОАС обнаруживает частичное временное несовпадение точек максимумов и минимумов на графиках. Это обусловлено тем, что разрывная интраструктура ОАДВ более консервативна по интенсивности преобразований, содержит много пассивных элементов, прекративших свое развитие; указанный структурный пассивный балласт вносит существенные коррективы в конечный расчетный результат. В этом смысле фрактальная кривая для ОАС более чувствительна к реальной динамике деструктивного процесса, хотя и она может быть скорректирована по точности своего соответствия процессу.

Несмотря на различия в общих тенденциях направленности изменений в процессе во времени, фрактальные кривые имеют частные сходства. Если в пределах фрактальных кривых провести линии усреднения (1-1, 2-2, 3-3, рис. 2), то отчетливо видно, что каждая из кривых разделяется на три части, соответствующие последовательно сменяющим друг друга временным интервалам – стадиям, в пределах которых изменение D , несмотря на частные флуктуации, подчиняется некоторой общей закономерности. Границы этих временных интервалов совпадают с временными границами выделенных нами по структурным признакам стадий деструктивного процесса. Из этого следует, что фрактальная размерность может быть использована в качестве количественного критерия выделения стадийности деструктивного процесса в ДЗС.

Фрактальная размерность как показатель качественного состояния деструктивного процесса. Общие тенденции увеличения фрактальной размерности для ОАДВ и ее уменьшение для ОАС, а также частные вариации D в пределах стадий вполне объяснимы. Сам механизм расчета D предопределяет зависимость её числовых значений от таких факторов, как суммарная длина участвующих в анализе разрывов, характер их ранжирования по длине и степень упорядоченности распределения в пределах площади. Так, увеличение суммарной длины разрывов сопровождается увеличением D и, наоборот, уменьшение первой приводит к снижению значений второй, что мы и фиксируем в ОАДВ и ОАС. С другой стороны, при равенстве суммарных длин разрывов на двух тестовых площадках фрактальная размерность будет больше на той из них, где присутствует больше длинных разры-

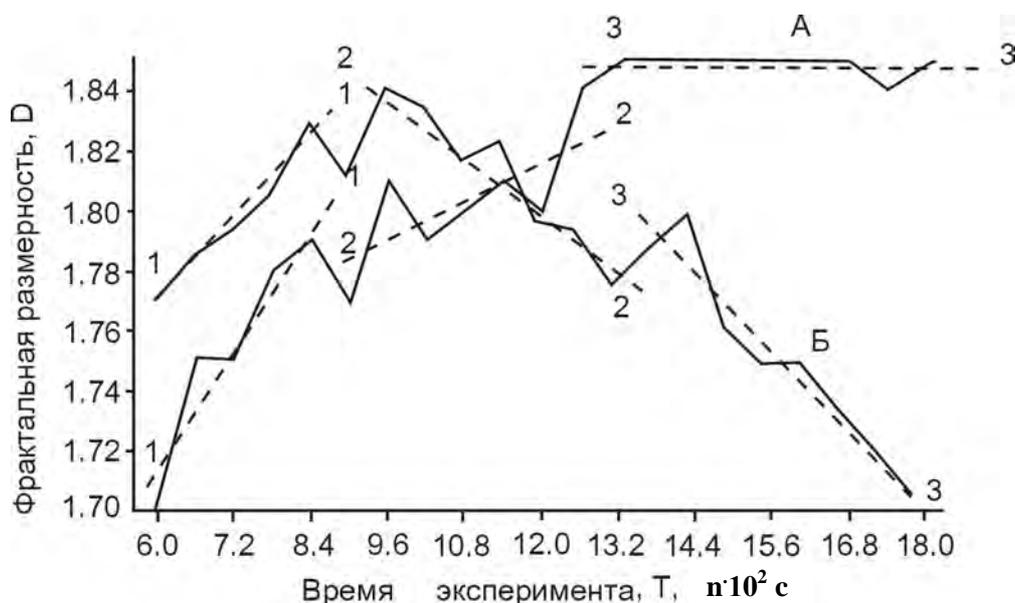


Рис. 2. Изменение фрактальной размерности D во времени T для всей совокупности разрывов в деструктивной зоне сдвига (A) и только для активных разрывов (B).

вов, а в случае равного количества последних – на той, на которой эти разрывы имеют более упорядоченное пространственное распределение. Последний из перечисленных факторов оказывает весьма существенное влияние на фрактальную размерность в пределах каждой стадии. На начальном этапе первой стадии степень упорядоченности в пространственном распределении разрывов в ДЗС достаточно низкая, однако она постепенно возрастает по мере смены этапов и приближения к межстадийной структурной перестройке. Рассматривая внутреннюю организацию ДЗС с позиции степени порядка в системе, в свете изложенного, можно предполагать, что чем большего структурного совершенства в масштабной иерархии и упорядоченности в пространственном распределении элементов достигла ин-

траструктура на какой-то стадии своего развития, тем выше будут значения характеризующего ее фрактального показателя и тем заметнее и интенсивнее будут протекать очередные структурные преобразования. Не исключено, что для фрактальных кривых, отражающих динамику деструктивных зон, существует некоторое пороговое значение фрактальной размерности, выше которого все перестройки их интраструктуры будут носить быстрый динамический характер. По крайней мере, такие тенденции как будто бы намечаются по анализу форшоковых последовательностей [Main et al., 1990].

Природа и механизм возникновения упорядоченного состояния интраструктуры ДЗС удовлетворительно объясняются с позиции основных положений синергетики.

СИНЕРГЕТИКА ДЗС

Как и большинство развивающихся геологических объектов, ДЗС представляет открытую неравновесную динамическую систему. Универсальная особенность таких систем – их прохождение по мере эволюции через серию стационарных состояний, разделенных быстрыми бифуркационными переходами, с характерными для них качественно иными состояниями [Николис, Пригожин, 1979; Пригожин, Стенгерс, 1986; Летников, 1992; Пелюхова, Фрадкин, 1997].

Выявленная нами стадийность развития деструктивного процесса в сдвиговой зоне представляет собой не что иное, как последовательную, иерархическую смену стационарных состояний. В общем виде эволюционная схема этого процесса может быть представлена следующим образом.

В начале первой стадии в ДЗС зарождаются многочисленные непротяженные прямолинейные разрывы, пространственное распределение которых хаотично. Каждый разрыв развивается независимо от других как самостоятельный структурный элемент. Количество и плотность разрывов постепенно возрастают и при некотором пороговом их значении, при наличии достаточного уровня накопленной внутренней энергии, срабатывает механизм самоорганизации, порождающий диссипативную разрывную систему.

С момента возникновения диссипативной системы развитие всех активных разрывов становится строго согласованным, когерентным, что, в свою очередь, является источником порядка в интраструктуре ДЗС. Деструктивный про-

цесс в ней переходит в квазистационарное состояние. Его функциональной особенностью является реализация принципа ле Шателье – Брауна, в соответствии с которым неравновесная система стремится не выйти из стационарного состояния путем такой организации своей интрасруктуры, которая сводила бы к минимуму внешнее воздействие на нее [Пригожин, 1979; Пригожин, Стенгерс, 1986; Летников, 1992; Пелюхова, Фрадкин, 1997]. Только в упорядоченном состоянии, свойственном диссипативным структурам, интрасруктура ДЗС способна оказывать максимальное противодействие внешнему деформационному влиянию. В нашем случае показателем степени упорядоченности интрасруктуры ДЗС служит фрактальная размерность сети разрывов, максимальные значения ее отвечают их более упорядоченному состоянию (рис. 2). Дополнительным критерием упорядоченности разрывной сети, как это будет показано ниже, может выступать также степень тесноты связи между количественными параметрами разрывов, выраженная через коэффициент корреляции для описывающих эту связь уравнений.

По мере накопления внутренней энергии под действием продолжающейся деформации интрасруктура ДЗС достигает предела устойчивости и выходит из стационарного состояния первой стадии. Происходит разрушение существовавшей диссипативной структуры и деструктивный процесс через быструю перестройку старой

структуры, (через бифуркацию в терминологии неравновесной термодинамики) переходит на новую, вторую стадию эволюции. При этом выбор пути эволюции деструктивного процесса определяется принципом минимума производства энтропии [Пригожин, Стенгерс, 1986; Климонтович, 1989]. В рамках второй стадии после кратковременной разупорядоченности интрасруктуры (на что указывает снижение значений фрактальных размерностей, см. рис. 2), деструктивный процесс снова входит в стационарное состояние с образованием нового порядка, новой диссипативной структуры, время существования которой также ограничено. При неизменных граничных условиях эксперимента деструктивный процесс неизбежно приближается к очередной структурной перестройке и переходу в третью, заключительную стадию эволюции с повторениями на качественно новом уровне.

Таким образом, из приведенного описания видно, что наблюдаемая в модели эволюция интрасруктуры ДЗС представляет собой типичный синергетический процесс, характеризующийся последовательностью упорядоченных стационарных состояний и бифуркаций [Пелюхова, Фрадкин, 1997]. Степень упорядоченности интрасруктуры ДЗС находит отражение не только в значениях фрактальной размерности, но и во взаимосвязях количественных параметров разрывов. Рассмотрим это на примере анализа взаимосвязи амплитуд смещения a с длиной разрывов L .

АНАЛИЗ ВЗАИМОСВЯЗИ АМПЛИТУД СМЕЩЕНИЯ С ДЛИНОЙ РАЗРЫВОВ В ДЗС

Связь между длинами сдвиговых разрывов и амплитудами смещений установлена в ряде работ [Шерман, 1977; Шерман и др., 1996; и др.]. Опираясь на другую исходную концепцию, была проведена серия экспериментов для дополнительного изучения формирования во времени амплитуды смещения и ее структуры.

Анализ амплитуды смещения с длиной разрыва был выполнен нами в двух вариантах. В первом случае в расчетах участвовала только максимальная амплитуда смещения a_{\max} , зафиксированная на разрыве. Во втором случае оценивалось ее усредненное значение a_{midl} , вычисляемое как сумма всех замеренных амплитуд на разрыве, деленная на количество замеров.

Сбор цифровой информации с моделей проводился следующим образом. Как отмечалось выше, до начала эксперимента на поверхность модели наносилась реперная сетка прямых линий, перпендикулярных простиранию будущей ДЗС. Расстояние между реперными линиями составляло 5 мм. При таком плотном расположении реперные линии многократно пересекали

единичные протяженные разрывы, что позволяло фиксировать и производить вдоль их простирания до 20 замеров амплитуд смещений и более. Проведенный фотомониторинг процесса формирования ДЗС с интервалом 30 с. позволил по многочисленным фотографиям собрать необходимую для количественного анализа представительную цифровую информацию.

Результаты расчетов представлены уравнениями вида

$$a = kL + C, \quad (4)$$

где a – амплитуда смещения; L – длина разрыва; k и C – коэффициенты.

Для полученных уравнений проанализированы вариации коэффициентов корреляции R (рис. 3). Как показано выше по результатам фрактального анализа (см. рис.2), примерно на отметках 9.6 мин и 14.4 мин происходит смена стадий развития ДЗС. Из анализа графика коэффициент корреляции R – время T видно, что в начале и в середине первой стадии связи a_{\max} и a_{midl} с L практически отсутствуют. Лишь во вто-

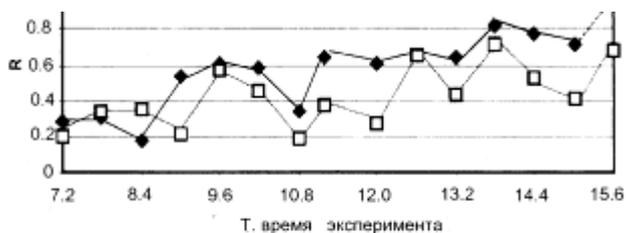


Рис. 3. Вариации коэффициента корреляции R во времени для взаимосвязей максимальной a_{\max} (кривая, трассированная ромбами) и усредненной a_{midl} (кривая, трассированная незалитыми квадратами) амплитуды смещения с длиной разрывов L .

рой половине первой стадии значения R начинают расти, и связь между анализируемыми параметрами становится значимой. Появление значимых коэффициентов корреляции указывает на иницирование механизма самоорганизации и образование диссипативной структуры. После перестройки в начале второй стадии установившиеся ранее связи нарушаются, чтобы восстановиться уже в рамках новой диссипативной структуры (для a_{\max} на 11 мин, для a_{midl} – несколько позже). После очередной структурной перестройки связь между анализируемыми парамет-

рами снова временно ослабевает с последующим её усилением. Таким образом, из приведенных графических материалов видно, что теснота связи между амплитудой смещения и длиной разрыва непостоянна и зависит от качественного состояния интраструктуры ДЗС. Более упорядоченные состояния ее свойственны для временных интервалов существования диссипативных структур, тогда как вне их связи характеризуются разбалансированностью и разупорядоченностью, что и находит отражение в изменениях значений коэффициентов корреляции R .

Из приведенных данных следует, что качественное описание деструктивного процесса, выполненное в предыдущем разделе с синергетических позиций, хорошо согласуется с результатами проведенного количественного анализа. Можно констатировать, что именно временная последовательность процессов самоорганизации приводит к периодическому возникновению особого динамического состояния интраструктуры ДЗС, обеспечивающего упорядоченное состояние элементов разрывной сети в ней, что и находит отражение в усилении тесноты связей между амплитудой смещения и длиной разрывов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работы по экспериментальной тектонике получили существенное развитие благодаря многим идеям М.В.Гзовского [Белоусов, Гзовский, 1964; Гзовский, 1971, 1975]. Его работы показали необходимость использования критериев подобия при моделировании тектонических процессов и неоднократного повторения экспериментов для получения статистически достоверных результатов. Появление новых приборов и оборудования, новых методов математического анализа результатов моделирования позволило расширить возможности экспериментальной базы и анализа результатов, в целом развивающих основные идеи М.В.Гзовского.

Приведенные результаты физического моделирования показывают, что ДЗС является сложной структурно-динамической системой с хорошо выраженными фрактальными свойствами. С позиций синергетики ее стадийная эволюция есть следствие многоуровневых процессов само-

организации. Именно самоорганизация является тем функциональным свойством интраструктуры ДЗС, обеспечивающим возникновение упорядоченного ее строения.

С позиций стадийности развития ДЗС и многоуровневой самоорганизации ее интраструктуры находят объяснение все те многочисленные расхождения в оценках взаимосвязи амплитуды с длиной разломов, полученные в разное время различными исследователями. Эти выводы показывают, что при сравнительном анализе тех или иных соотношений между количественными параметрами разломов, помимо комплекса уже известных факторов, оказывающих на них влияние, следует учитывать стадии развития анализируемых деструктивных процессов и их качественные состояния, количественным критерием которых могут быть фрактальные размерности.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант № 01-05-64485.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 117 с.

Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в

- упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С. 26–44.
- Борняков С.А.* Методические аспекты количественного анализа параметров разломов (на примере результатов физического моделирования) // Количественный анализ геологических явлений. Иркутск, 1985. Ч. 1. С.45–50.
- Борняков С.А.* Динамика развития деструктивных зон межплитных границ (результаты моделирования) // Геология и геофизика. 1988. № 6. С.3-10.
- Борняков С.А.* Количественный анализ параметров разномасштабных сдвигов (по результатам моделирования) // Геология и геофизика, 1990. № 9. С. 34-42.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. 3,4. 544с.
- Гзовский М.В.* Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 240 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.:Наука, 1975. 535 с.
- Иванова В.С., Баланкин А.С.Бунин И.Ж., Оксоговев А.А.* Синергетика и фракталы в материаловедении. М.: Наука, 1994. 383 с.
- Климонтович Ю.Л.* Проблемы статистической теории открытых систем // УФН. 1989. Т.158, вып.1. С. 59-74.
- Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск, 1992. 228 с.
- Лобацкая Р.М.* Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.
- Николис Г., Пригожин И.* Самоорганизация в неравновесных системах. М.: Мир, 1979. 512 с.
- Паталаха Е.И.* Морфологическая тектоника. Алма-Ата, 1981. 179 с.
- Пелюхова Е.Б., Фрадкин Э.Е.* Самоорганизация физических систем. СПб: Изд-во Университета, 1997. 323 с.
- Пригожин И.* От существующего к возникающему. М.: Наука, 1985. 327 с.
- Пригожин И., Стенгерс И.* Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1986. 429 с.
- Рац М.В.* Статистико-генетический метод изучения трещиноватости // Бюл. МОИП. Отд.геол. 1963. Т. 38, № 6. С. 54-64.
- Ружич В.В., Шерман С.И.* Оценка связи между амплитудой и длиной разрывных нарушений // Динамика земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, 1978. С. 52-57.
- Саньков В.А.* Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука, 1989. 136 с.
- Семинский К.Ж.* Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск: ИЗК СО АН ССР, 1986. 130 с. Деп.в ВИНТИ 13.08.86 г., №5762. В86.
- Хакен Г.* Синергетика. М.: Мир, 1980. 404 с.
- Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов в земной коре. - Новосибирск: Наука, 1977. 102 с
- Шерман С.И.* Эксперимент в тектонике и теория подобия // Геология и геофизика . 1984. № 3. С.8–18.
- Шерман С.И., Бабичев А.А.* Теория подобия и размерностей в приложении к тектоническому моделированию // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. 303 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (по результатам моделирования) Новосибирск, 1984.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Семинский К.Ж. и др.* Комплексное исследование процессов разломообразования в литосфере // Литосфера Центральной Азии: Основные результаты исследований Института земной коры СО РАН в 1992-1996гг. Новосибирск.: Наука, 1996. С. 124-133.
- Шерман С.И., Гладков А.С.* Новые данные о фрактальной размерности разломов и сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Докл. АН. 1998. Т. 361. С. 685–688.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 240 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере: зоны сжатия. Новосибирск: Наука, 1994. 260 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В.* Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеан. геология. 1999. Т.18, № 2. С. 41-53.
- Aviles C.A., Scholz C.H.* Boatwright Fractal analysis applied to characteristic of the San Andreas fault // J. Geophys. 1987. Vol.92, NB1. P. 331-344.
- Bons P.D., Jessell M.W.* Strain analysis in deformation experiments with pattern matching or a stereoscope // J. Struct. Geol. 1995. Vol.17, № 6. P. 917-921.
- Goryainov P.M., Ivanyuk G.Yu., Sharov N.V.* Fractal analysis of seismic and geological data // Tectonophysics. 1997. Vol.269. P. 247-257.
- King G.* The accomodation of large strain into upper lithosphere of the Earth and other solids by self-

- similar fault systems: geometrical riging b-value // *Pure and Appl. Geophys.* 1983. Vol. 121. P. 761-815.
- Main I.G., Meredith P.G., Sammonds P.R., Jones C.* Influence of fractal flow distributions on rock deformation in the brittle field // *Deformation mechanism, reology and tectonics*/Ed. by P.J.Knipe, E.H.Rutter) London. Spec. Publ. Geol. Soc. 1990. Vol. 54. P. 81-96
- Mandelbrot B.B.* The fractal geometry nature. N.Y.: Freeman, 1983. 480 p.
- Merceron T., Velde B.* Application of Cantor's method for fractal analysis of fractures in the Toyoha Mine, Hokkaido. Japan // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol.96, NB10. P. 16641–16650.
- Okubo P., Aki K.* Fractal geometry in the San Andreas fault // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol.92. NB1. P. 345-355.
- Otzuki K.* On relationship between the width of shear zone and the displacement along fault // *J. Geol. Soc. Japan.* 1978. Vol. 84. P. 661-669.
- Scholz C.H., Aviles C.A.* The fractal geometry of faults and faulting // *Earthquakes source mechanics*/Ed. S.Das et al. Am. Geoph. Union. Monogr. N37. P. 147-156.
- Turcott D.L.* Fractals in geology and geophysics // *Pure and Appl. Geophys.* 1989. Vol. 131. P. 171-196.
- Turcott D.L.* Fractals and chaos in geology and geophysics 2nd ed. Cambridge Univ.Press, Cambridge: 1997. 398 p.
- Velde B., Dubois J., Bardi A., Touchard G.* Fractal analysis of fractures in rocks: The Cantor's dust method // *Tectonophysics.* 1990. V.179. P. 345-352.

ТРЕЩИНЫ ГИДРО- И МАГМОРАЗРЫВА В ЗЕМНОЙ КОРЕ: ЗАВИСИМОСТЬ ПРОЧНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД ОТ ВСЕСТОРОННЕГО ДАВЛЕНИЯ

Я.М. Хазан¹, Ю.А. Фиалко²

¹ - Институт геофизики НАН Украины;

² - Калифорнийский технологический институт, Пасадена, США.

ВВЕДЕНИЕ

Квазихрупкое разрушение и развитие трещин (разделение тела на части, внутри которых материал в первом приближении можно считать, сохраняющим свою целостность), происходят вследствие неупругих процессов вблизи окончания трещины, являющегося концентратором напряжений. Эксперименты в лабораторных условиях свидетельствуют о том, что эффективная прочность горных пород по отношению к растяжению, которая обычно характеризуется вязкостью разрушения K_{Ic} [Atkinson, Meredith, 1987] или кажущейся вязкостью разрушения K_Q , возрастает примерно вдвое с увеличением всестороннего давления до 30 МПа, соответствующего глубине ~ 1 км [Perkins, Krech, 1966; Abou-Sayed, 1977; Schmidt, Huddle, 1977; Hashida et al., 1993; Thallak et al., 1993]. Такое заметное возрастание эффективной прочности вполне значимо с точки зрения происходящих в земной коре процессов, например, при распространении трещин гидро- и магморазрыва.

Возрастание эффективной прочности частично может быть связано с влиянием всестороннего давления на процессы разрушения, происходящие в области неупругого деформирования (ОНД) вблизи окончания трещины. В то же время разрушение на окончании трещины гидроразрыва может происходить только в условиях абсолютного растяжения. Поэтому очевидно, что всестороннее давление, уменьшая напряжения растяжения на окончании трещины, приводит к возрастанию эффективной прочности. Это проявляется, в частности, в том, что давление заполняющей трещину жидкости, необходимое для страгивания трещины, возрастает с увеличением всестороннего давления. Как будет показано ниже, начиная уже со сравнительно небольших глубин (сотни метров - километр) это предельное давление определяется в большей степени всесторонним давлением, чем собственно прочностью пород.

Вязкость разрушения K_{Ic} является параметром линейной упругой механики разрушения (ЛУМР), которая рассматривает ситуацию, когда

размеры ОНД малы по сравнению со всеми остальными характерными размерами, в частности тела и трещины. Если при этом сами трещины моделировать разрезами нулевой толщины, на которых происходит разрыв смещений, то задача нахождения напряжений и смещений в окрестности окончания трещины может быть сведена к двумерной. В этом случае напряжения σ_{ij} ($i, j = 1, 2$) вблизи окончания трещины оказываются слабо сингулярными, а их зависимость от расстояния r до окончания имеет универсальный вид $\sigma_{ij} = Kf_{ij}(\theta) / \sqrt{2\pi r}$, где K – коэффициент интенсивности напряжений, зависящий от способа нагружения, размеров и формы трещины, θ – угол между плоскостью трещины и площадкой, на которой вычисляются напряжения (см., например, [Черепанов, 1974]). В ЛУМР общее решение задачи о напряжениях в окрестности окончания трещины представляется в виде линейной комбинации трех частных решений: нормального отрыва (разрывным является нормальное к трещине смещение), а также поперечного и продольного сдвига (разрывными являются смещения в плоскости трещины). Для каждой из этих схем нагружения угловая зависимость напряжений $f_{ij}(\theta)$ имеет известный вид [Черепанов, 1974], а критические значения коэффициентов интенсивности напряжений (в первую очередь K_{Ic}), соответствующие страгиванию трещины, увеличению ее длины считаются материальными константами.

В последнее время стало, однако, ясно, что ЛУМР не может быть универсальным методом предсказания развития трещин в горных породах. В качестве примера упомянем результаты лабораторных исследований распространения трещин в гранитах [Labuz et al., 1987], показавших, что для многих типов горных пород размер ОНД нельзя считать малым по сравнению с размерами лабораторных образцов, а следовательно, и трещин в них. Как упоминалось выше, эксперименты при высоких давлениях обнаружили, что вязкость разрушения растет с увеличением

всестороннего давления, что невозможно объяснить с точки зрения ЛУМР. Более того, А.Р.Инграффеа и Р.А.Шмидт [Ingraffea, Schmidt, 1978] обнаружили, что при атмосферном давлении вязкость разрушения K_{Ic} для трещин растяжения зависит от длины трещины. Это возможно только в том случае, если, помимо размера трещины, существует еще один параметр размерности длины, характеризующий разрушение на окончании трещины. Существование такого параметра (например, размер ОНД) противоречит ЛУМР. Иначе говоря, даже для хрупкого слоя коры (глубины до 10-15 км) невозможно получить достаточно надежное описание процесса разрушения горных пород, не детализируя процессов деформации материала, происходящих в окрестности кончика трещины.

Как продемонстрировали Инграффеа [Ingraffea, 1987] и Рубин [Rubin, 1993], удобным инструментом исследования задач о разрушении горных пород является модель Дагдейла-Баренблатта (ДБ) [Dugdale, 1960; Баренблатт, 1961], в которой предполагается, что раскрытию трещины противодействуют когезионные силы σ_T , действующие в сплошном материале в тонкой ОНД, являющейся продолжением трещины (см. рис. 1). Фактически, предполагается, что эти силы зависят от амплитуды раскрытия трещины δ , (от расстояния между стенками будущей трещины): $\sigma_T = \sigma_T(\delta)$, причем сплошность материала нарушается, когда раскрытие трещины превышает критическое значение δ_c .

К немаловажному достоинству модели ДБ относится то, что она рассматривает трещины, «берега» которых на окончании сходятся под нулевым углом в согласии с формой реальных трещин. Экспериментальным основанием рассматриваемой модели стали исследования Д.С.Дагдейла [Dugdale, 1960] неупругих деформаций, сопровождающих квазистатическое распространение трещин отрыва в металлических пластинах. В применении к горным породам аналогичные результаты получены П.Л.Свен-соном [Swanson, 1987], который при непосредственных ультразвуковых наблюдениях процесса разрушения в пластинах гранита Вестерли обнаружил ОНД длиной 15-40 мм и толщиной 1-2 зерна (размеры зерен около 0.75 мм), вытянутую в направлении распространения трещины.

Теоретическим основанием модели ДБ можно считать численные расчеты формы пластической области вблизи окончания трещины отрыва в упругопластической пластине в условиях плоского напряженного состояния [Кудрявцев и др.,

1970a]. Согласно этим расчетам, пластическая зона перед окончанием трещины действительно вытянута вдоль плоскости трещины (отношение длины зоны к ее полуширине примерно 2.5) в согласии с моделью ДБ.

К трудностям модели ДБ можно отнести тот факт, что, как показали численные расчеты [Кудрявцев и др., 1970б], в условиях плоской деформации, которые, видимо, лучше соответствуют реальной ситуации в твердой Земле, чем плоское напряженное состояние, пластическая область вблизи окончания трещины отрыва в идеальном упругопластическом материале имеет форму эллипса, большая полуось которого перпендикулярна плоскости трещины, а отношение осей равно пяти. Близкие результаты получены также в работе [Levy et al., 1971].

Несмотря на то, что природу когезионных сил нельзя считать выясненной, а вопрос о том, какой из предельных случаев – плоская деформация или плоское напряженное состояние – лучше соответствует условиям в тектоносфере Земли, остается открытым, модель ДБ (на которую часто ссылаются также как на *tension-softening model*) широко используется как для представления результатов экспериментов по разрушению горных пород (вместо значений эффективной вязкости разрушения K_{Ic} приводятся зависимости $\sigma_T(\delta)$), так и для их интерпретации (см., например, [Hashida et al., 1993; Fialko, Rubin, 1997]). При этом существенно, что из экспериментальных данных, полученных для гранита [Hashida et al., 1993], следует, что вид кривой $\sigma_T(\delta)$ не зависит от всестороннего давления вплоть до давления по крайней мере 26.5 МПа, т.е. можно надеяться, что эта зависимость (или в упрощенном случае критическое раскрытие трещины δ_c) в будущем займет место параметра ЛУМР K_{Ic} в качестве материальной характеристики процесса разрушения.

Известны решения задач о трещинах растяжения при нулевом давлении (см., например, [Rice, 1968]). В то же время с точки зрения геофизических приложений значительный интерес представляют трещины гидро-магморазрыва при высоких всесторонних давлениях. Ниже, следуя [Khazan, Fialko, 1995], получим в рамках модели ДБ точные решения для трещин в неограниченном теле, предполагая идеальную пластичность в ОНД, т. е. принимая $\sigma_T(\delta) = \text{const}$ и считая, что нарушение сплошности материала наступает при достижении критического раскрытия трещины δ_c в основании когезионной зоны.

ТОЧНЫЕ РЕШЕНИЯ ДЛЯ ДВУХМЕРНОЙ ТРЕЩИНЫ В БЕЗГРАНИЧНОМ ТЕЛЕ ПО МОДЕЛИ ДАГДЕЙЛА-БАРЕНБЛАТА

Рассмотрим двухмерную трещину длиной $2a$ в бесконечном упругом теле, находящемся в условиях всестороннего давления $p_\infty > 0$ (рис.1). Будем считать, что трещина находится в состоянии предельного равновесия, т.е. бесконечно малое увеличение внутреннего давления привело бы к ее страгиванию (увеличению длины). На участках длиной Δ_T вблизи окончаний трещины $a - \Delta_T < |x| < a$ действуют когезионные напряжения $\sigma(x) = \sigma_T$, препятствующие раскрытию трещины давлением p заполняющей ее жидкости, приложенным к внутренней поверхности $|x| < a - \Delta_T$. Приближенно учтем возможную зависимость давления жидкости на стенки трещины от координат (например, вследствие вязкого торможения при течении жидкости по трещине или вследствие того, что жидкость не проникает в участки трещины, непосредственно примыкающие к ее окончаниям), приняв, что на участках длиной Δ_S давление меньше, чем в центральной части трещины $p_S \leq p$. Таким образом, принимаются следующие граничные условия:

$$\sigma(x) = \begin{cases} -p, & 0 < |x| < a - (\Delta_T + \Delta_S), \\ -p_S, & a - (\Delta_T + \Delta_S) < |x| < a - \Delta_T, \\ \sigma_T, & a - \Delta_T < |x| < a. \end{cases} \quad (1)$$

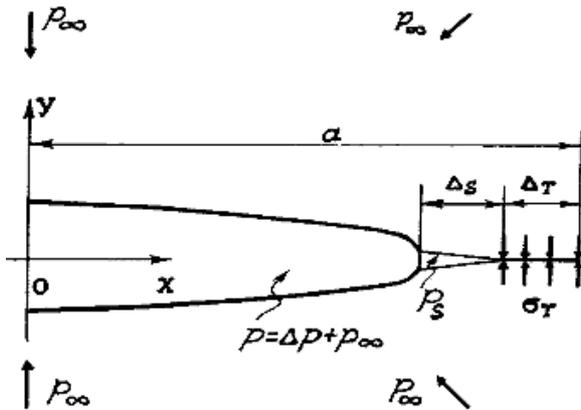


Рис. 1. Двухмерная трещина длиной $2a$ в безграничном упругом теле, подвергнутом всестороннему сжатию p_∞ .

Δ_T – когезионная зона, на которой действуют когезионные напряжения σ_T . Давление жидкости p приложено к внутренней поверхности трещины на участке $|x| < a - (\Delta_T + \Delta_S)$. Перед фронтом жидкости существует участок длиной Δ_S , в который жидкость не проникает. На этом участке действует давление $p_S \leq p$. В основании когезионной зоны ($x = a - \Delta_T$) раскрытие трещины равно критическому δ_c .

Поскольку эти граничные условия симметричны, решения, полученные ниже, относятся к горизонтальной трещине или к трещине, в которой изменения гидростатического давления малы по сравнению с давлением p жидкости.

Как показали авторы [Khazan, Fialko, 1995], в такой находящейся в состоянии предельного равновесия трещине внутреннее давление должно превышать внешнее на $\Delta p = p - p_\infty$, которое удовлетворяет уравнению

$$\Delta p \cdot \arcsin S = (p_\infty - p_S) \arccos S + (\sigma_T + p_S) \arccos T, \quad (2)$$

где $S = 1 - (\Delta_S + \Delta_T) / a$ и $T = 1 - \Delta_T / a$.

При этом зависимость раскрытия трещины от координат может быть представлена в следующем виде:

$$\delta(x) = \frac{2(1-\nu)}{\pi\mu} a [(p - p_S) I(X, S) + (\sigma_T + p_S) I(X, T)], \quad (3)$$

где $X = x / a$ и

$$I(U, V) = (V + U) \ln \left| \frac{\sqrt{(1-U^2)(1-V^2)} + 1 + UV}{V + U} \right| + (V - U) \ln \left| \frac{\sqrt{(1-U^2)(1-V^2)} + 1 - UV}{V - U} \right|. \quad (4)$$

Раскрытие трещины в основании ОНД:

$$\delta(a - \Delta_T) = \frac{2(1-\nu)}{\pi\mu} a [(p - p_S) I(T, S) + 2(\sigma_T + p_S) T \ln(1/T)], \quad (5)$$

а раскрытие трещины в центре ($x = 0$):

$$\delta_{\max} = \frac{4(1-\nu)}{\pi\mu} a \left[(p - p_S) S \ln \frac{1 + \sqrt{1 - S^2}}{S} + (\sigma_T + p_S) T \ln \frac{1 + \sqrt{1 - T^2}}{T} \right], \quad (6)$$

Если жидкость заполняет всю открытую часть трещины ($\Delta_S = \Delta_T$), то $p_S = p$, так что $\Delta p \arcsin T = (\sigma_T + p_\infty) \arccos T$, (7)

$$\delta(a - \Delta_T) = \frac{4(1-\nu)}{\pi\mu} a(\sigma_T + p)T \ln \frac{1}{T}, \quad (8)$$

$$\delta_{\max} = \frac{4(1-\nu)}{\pi\mu} a(\sigma_T + p)T \ln \frac{1 + \sqrt{1-T^2}}{T}. \quad (9)$$

В частном случае большой трещины ($\Delta_T, \Delta_S \ll a$) все выражения также упрощаются:

$$\Delta p = \sqrt{\frac{8}{\pi^2 a}} \left[(p_\infty - p_S) \sqrt{\Delta_T + \Delta_S} + (\sigma_T + p_S) \sqrt{\Delta_T} \right], \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \delta(a - \Delta_T) \frac{\pi\mu}{4(1-\nu)} &= \\ &= (\sigma_T + p_S) \Delta_T + (p - p_S) \times \\ &\times \left[\sqrt{\Delta_T (\Delta_S + \Delta_T)} - \right. \\ &\left. - \frac{\Delta_S}{2} \ln \frac{\sqrt{\Delta_T (\Delta_S + \Delta_T)} + 2\Delta_T + \Delta_S}{\Delta_S} \right]; \end{aligned} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} \delta_{\max} &= \frac{4\sqrt{2a}(1-\nu)}{\pi\mu} \left((p - p_S) \sqrt{\Delta_T + \Delta_S} + \right. \\ &\left. + (\sigma_T + p_S) \sqrt{\Delta_T} \right). \end{aligned} \quad (12)$$

Из (10) следует, в частности, что в предельном случае большой трещины и не очень малых всесторонних давлений ($p_\infty \geq \sigma_T$) избыточное давление Δp мало по сравнению со всесторонним давлением $\Delta p \propto p_\infty \sqrt{(\Delta_S + \Delta_T)}/a$, так что $p \approx p_\infty$. Сравнивая (10) и (12), находим, что в этом случае

$$\delta_{\max} = \frac{2(1-\nu)}{\mu} a \Delta p, \quad (13)$$

а объем трещины, отнесенный к слою единичной толщины,

$$V = 2 \int_0^a \delta(x) dx = \frac{\pi(1-\nu)}{\mu} a^2 \Delta p. \quad (14)$$

В том же предельном случае получаем для большой трещины, заполненной жидкостью до самого основания когезионной зоны ($\Delta_S = 0, \Delta_T \ll a$):

$$\Delta p = \frac{2}{\pi} \sqrt{\frac{2\Delta_T}{a}} (\sigma_T + p_\infty); \quad (15)$$

$$\delta(a - \Delta_T) = \frac{4(1-\nu)}{\pi\mu} \Delta_T (\sigma_T + p_\infty); \quad (16)$$

$$\delta_{\max} = \frac{4(1-\nu)}{\pi\mu} a(\sigma_T + p)T \ln \frac{1 + \sqrt{1-T^2}}{T}. \quad (17)$$

ПУСТАЯ ТРЕЩИНА В ПОЛЕ РАСТЯЖЕНИЯ ПРИ АТМОСФЕРНОМ ДАВЛЕНИИ

Сопоставим полученные решения с лабораторными исследованиями зависимости кажущегося коэффициента интенсивности напряжений K_Q от длины трещины при атмосферном давлении [Ingraffea, Schmidt, 1978]. Соответствующее решение можно получить непосредственно из условия отсутствия сингулярности на окончании трещины (уравнение (8) в работе [Khazan, Fialko, 1995]) или, полагая формально, в (2) $p_\infty = -\sigma_\infty$ ($\sigma_\infty > 0$ – растягивающие напряжения), $p = p_S = 0$, $\Delta p = \sigma_\infty$, $\Delta_S = a - \Delta_T$. Вводя, помимо полной длины трещины a , длину ее открытой части $\ell = a - \Delta_T$, находим из (2) и (3):

$$\sigma_\infty = \frac{2}{\pi} \sigma_T \arccos \frac{\ell}{a}, \quad (18)$$

$$\delta_c = \frac{4(1-\nu)}{\pi\mu} \sigma_T \ell \cdot \ln \frac{a}{\ell}. \quad (19)$$

В уравнении (19) принято, что трещина находится на пределе срагивания, так что у основания когезионной зоны раскрытие равно критическому $\delta(a - \Delta_T) = \delta_c$.

Если теперь определить K_Q так же, как это делается в ЛУМР:

$$K_Q = \sigma_\infty \sqrt{\pi \ell}, \quad (20)$$

то из (18) и (19) получаем:

$$K_Q = 2 \sqrt{\frac{\ell}{\pi}} \sigma_T \cdot \arccos \cdot \exp \left(-\frac{\ell}{\ell^*} \right), \quad (21)$$

где критическая длина трещины

$$\ell^* = \frac{\partial \hat{i}}{4(1-\nu)\sigma_T} \delta_c. \quad (22)$$

Из (21) следует, что при $\ell \gg \ell^*$

$$K_Q \approx \frac{2}{\sqrt{\pi}} \sigma_T \sqrt{\ell^*} = \text{const}. \quad (23)$$

В противоположном предельном случае при $\ell \ll \ell^*$

$$K_Q \approx \sigma_T \sqrt{\pi \ell}. \quad (24)$$

На рис. 2 показаны результаты измерения K_Q для известняка [Ingraffea, Schmidt, 1978]. Штриховой линией показана зависимость (21)

$K_Q(\ell)$ для $\sigma_T = 3.8$ МПа и $\ell^* = 34$ мм.

В рамках ЛУМР критический коэффициент разрушения K_{Ic} является материальной константой и, в частности, не зависит от длины трещины. Как видно из рис. 2, это справедливо только для больших трещин. Условие предельного равновесия маленьких трещин $\ell \leq \ell^*$ даже при нулевом всестороннем давлении зависит от длины трещины, что противоречит с ЛУМР. Как видно из (19), с точки зрения модели ДБ это связано с экспоненциальным возрастанием размера когезионной зоны при уменьшении длины трещины:

$$\Delta_T = a - \ell = \ell \cdot \left(\exp \frac{\ell^*}{\ell} - 1 \right). \quad (25)$$

Из (25) следует, что критическая длина трещины равна длине когезионной зоны в пределе большой трещины $\Delta_\delta \approx \ell^*$. Следовательно, для известняка при $\ell > \ell^*$ $\Delta_T \approx 40$ мм. В то же время растяжение, приводящее к страгиванию короткой трещины, $\sigma_\infty \approx \sigma_T$, т. е. перестает зависеть от длины ее открытой части. К такому же заключению пришли А.Р.Инграффеф и Р.А.Шмидт [Ingraffea, Schmidt, 1978] основываясь непосредственно на эксперимен-

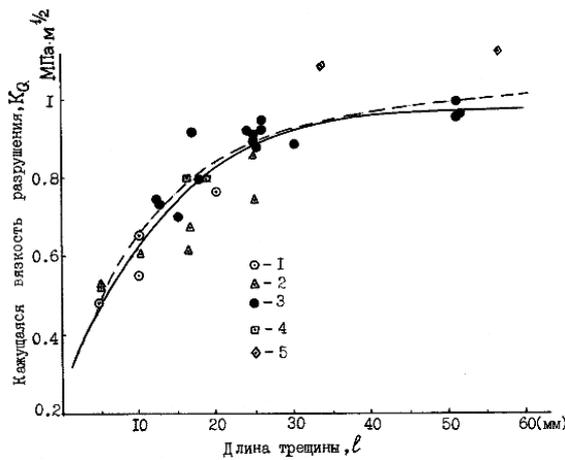


Рис. 2. Зависимость кажущейся вязкости разрушения K_Q для пустой трещины в известняке при атмосферном давлении от длины открытой части трещины ℓ .

1 – пластина с надрезом в центре [Ingraffea, Schmidt, 1978]; 2 – пластина с надрезом на двух краях [Ingraffea, Schmidt, 1978]; 3 – трехточечный изгиб [Schmidt, 1976]; 4 – толстостенный цилиндр [Abou-Sayed, 1977]; 5 – короткий стержень [Barker, 1977]. Штриховая линия – уравнение (21) при $\sigma_T = 3.8$ МПа и $\ell^* = 34$ мм; сплошная линия – аппроксимация данных в работе [Ingraffea, Schmidt, 1978]

ПРОЧНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКОМ ВСЕСТОРОННЕМ ДАВЛЕНИИ

Приведенные выше, решения, показывают, что крупномасштабные величины, характеризующие равновесную трещину (избыточное давление Δp , раскрытие в центре δ_{max} , а также

тальных данных (см. рис.7 в их статье).

Это предсказание поддается экспериментальной проверке. Его важным следствием является то, что вопреки обычным представлениям о том, что разрушения сплошности материала представляют собой концентраторы напряжений, при атмосферном давлении существование изолированных трещин с размером меньше критического $\ell \leq \ell^*$ не влияет на прочность горных пород по отношению к растяжению. Подтверждение или опровержение этого заключения тем более интересно, что одновременно можно было бы получить ответ на вопрос о том, в какой мере справедливы предположения, лежащие в основании модели ДБ. Главное из них – это, конечно, предположение о том, что неупругое деформирование происходит только в (бесконечно) тонкой зоне на продолжении окончания трещины.

Отметим, что короткие ($\ell \ll \ell^*$) трещины гидроразрыва при нулевом всестороннем давлении ведут себя совершенно иначе. В этом случае из (7) и (8) находим:

$$\Delta p = \sigma_T \frac{\arccos(\ell/a)}{\arcsin(\ell/a)}; \quad (26)$$

$$\frac{\ell^*}{\ell} = \left(1 + \frac{\Delta p}{\sigma_T} \right) \ln \frac{a}{\ell}. \quad (27)$$

Если в (27) левая часть велика, то $\frac{a}{\ell} \gg 1$, и из (26)

$$\Delta p = \frac{\pi}{2} \sigma_T \frac{a}{\ell},$$

так что отношение a/ℓ в этом случае является решением уравнения

$$\frac{a}{\ell} = \exp \left(\frac{2\ell^*}{\pi \ell} \right), \quad (28)$$

откуда следует, что $a \approx 2\ell^* / \pi$ с точностью до численного коэффициента порядка единицы, медленно возрастающего с увеличением ℓ^* / ℓ . Таким образом, хотя длина открытой части коротких трещин гидроразрыва при нулевом давлении мала по сравнению с их полной длиной, в отличие от пустых трещин в поле растяжения полная длина близка к критической длине трещины.

объем трещины) возрастают с увеличением всестороннего давления p_∞ (или глубиной, если речь идет о трещинах в коре). Очевидно, что кажущаяся вязкость разрушения, если ввести ее

формально как, $K_Q = \sigma_\infty \sqrt{\pi l}$, зависит от давления аналогичным образом. В пределе большой трещины ($\Delta_T, \Delta_S \ll a$) и в предположении, что жидкость не проникает до самого основания когезионной зоны ($p_S = 0$), из (10) следует

$$K_Q = \sigma_T \sqrt{\frac{8\Delta_T}{\pi}} + p_\infty \sqrt{\frac{8(\Delta_T + \Delta_S)}{\pi}}. \quad (29)$$

Интересно сравнить (29) с соответствующим выражением, следующим из ЛУМР. В приближении ЛУМР напряжения на окончании трещины σ_{tip} можно записать следующим образом:

$$\sigma_{tip} = \frac{K_I}{\sqrt{2\pi r}} - p_\infty, \quad (30)$$

где K_I - коэффициент интенсивности напряжений по отношению к растяжению $K_I = \Delta p \sqrt{\pi a}$; r - радиус окончания трещины. Если трещина находится в состоянии предельного равновесия, то K_I равняется кажущейся вязкости разрушения $K_Q^{ЛУМР}$ в ЛУМР. С другой стороны, напряжение на окончании трещины в этом случае можно выразить через критический коэффициент интенсивности напряжений K_{Ic} , который считается материальной константой, не зависящей от давления: $\sigma_{tip} = K_{Ic} / \sqrt{2\pi r}$. Из (30) получаем

$$K_Q^{ЛУМР} = K_{Ic} + p_\infty \sqrt{2\pi r}. \quad (31)$$

Перепишывая (31) в виде

$$K_Q = K_{Ic}^* + p_\infty \sqrt{2\pi \xi_{eff}}, \quad (32)$$

видим, что $K_{Ic}^* = \sigma_T \sqrt{8\Delta_T / \pi}$ играет роль «вязкости разрушения», а $\xi_{eff} = 4(\Delta_T + \Delta_S) / \pi^2$ можно назвать эффективным радиусом окончания трещины. Очевидно, что эта величина не имеет ничего общего с действительным радиусом окончанием трещины, сильно зависит от геометрии нагружения и может существенно превышать размеры ОНД (которая по порядку величины равна Δ_T). Отметим, что K_{Ic}^* также зависит от конфигурации нагружения через $\Delta_T = \Delta_T(p_\infty, \Delta_S)$ [Rubin, 1993]. Приходится заключить, что при высоких всесторонних давлениях не существует определенного набора материальных свойств горных пород, которые можно было бы использовать в качестве критерия разрушения в рамках ЛУМР.

Возрастание равновесного избыточного дав-

ления Δp (или кажущейся вязкости разрушения K_Q) с ростом всестороннего давления отражает эффективное возрастание прочности горных пород с глубиной. Составляющую вязкости разрушения, которая пропорциональна p_∞ , можно назвать сопротивлением разрушению, индуцированным давлением (СРД). Его существование качественно объясняет возрастание прочности горных пород, которая наблюдалась во многих экспериментах при высоких всесторонних давлениях [Schmidt, Huddle, 1977; Atkinson, Meredith, 1987; Thallak et al., 1993], хотя имеющихся данных недостаточно для оценки влияния возможной зависимости $\sigma_T = 3.5$ и δ_c от давления на экспериментальные результаты. Отметим, что влияние всестороннего давления на кажущуюся вязкость разрушения K_Q зависит не только от величины давления, но и от эффективного радиуса окончания трещины ξ_{eff} (уравнение (32)), который в свою очередь существенно зависит от размера Δ_S участка, не заполненного жидкостью. Это может быть причиной различия наклонов кривых $K_Q(p_\infty)$ для одного и того же материала при разных экспериментальных конфигурациях, в то время как измерения при атмосферном давлении дают вполне согласующиеся результаты (см., например, рис. 1 в работе [Hashida et al., 1993]). Более того, как следует из (16), при $\Delta_S = 0$, $\Delta_T \ll a$ длина когезионной зоны убывает с ростом всестороннего давления $\Delta_T \propto 1/p_\infty$, так что в этом случае модель ДБ предсказывает зависимость кажущегося коэффициента интенсивности от давления вида $K_Q \propto \sqrt{p_\infty}$, а не линейную, следующую из (32) и наблюдающуюся экспериментально. Это предсказание, в принципе, также поддается экспериментальной проверке.

Если отсутствие зависимости когезионных напряжений $\sigma_T(\delta)$ от всестороннего давления, наблюдавшаяся для гранита Иидата вплоть до 26.5 МПа [Hashida et al., 1993], подтвердится и для других материалов, то СРД преобладает над собственной прочностью пород начиная с глубины

$$H > \frac{\sigma_T}{\rho g} \sqrt{\frac{\Delta_T}{\Delta_T + \Delta_S}}, \quad (33)$$

где ρ - плотность пород, а g - ускорение свободного падения. Согласно данным [Hashida et

al., 1993] в максимуме кривой $\sigma_T(\delta)$ $\sigma_T = 7$ МПа.

Если принять для оценки $\sigma_T = 20$ МПа и плотность $\rho = 3 \cdot 10^3$ кг/м³, то даже в случае $\Delta_S = 0$ (жидкость заполняет трещину до основания когезионной зоны) СРД преобладает над собственно прочностью пород начиная с глубины всего ~ 0.7 км. В действительности, вклад СРД в кажущуюся вязкость разрушения превышает собственную прочность пород (первое слагаемое в правой части (32)) начиная с еще меньших глубин, если жидкость не проникает до самого основания когезионной зоны, как это следует из экспериментальных данных [Warpinski, 1985; Johnson, Cleary, 1991] и теоретических соображений [Rubin, 1993]. Например, если $\Delta_S / \Delta_T \geq 10^2$ (скажем, $\Delta_S > 4$ м, а $\Delta_T < 4$ см), то распространение трещины контролируется литостатическим давлением начиная с глубин порядка 100 м. В этом случае равенство напряжений на окончании трещины, находящейся на пределе страгивания, возникает за счет того, что растягивающие напряжения, создаваемые давлением жидкости, приложенным к внутренней поверхности, ком-

пенсированы в основном всесторонним давлением, приложенным к участку Δ_S трещины, в который жидкость не поступает.

Влияние всестороннего давления на распространение трещин особенно велико на больших глубинах. В качестве примера рассмотрим трещину на глубине 100 км ($p_\infty \approx 3$ ГПа). Предположим, что в одном случае трещина полностью заполнена жидкостью ($\Delta_S = 0$), и $\Delta_T = 1$ мм (размер зерна), а во втором – существует область вблизи окончания трещины длиной $\Delta_S = 1$ м, в которую жидкость не поступает. В первом случае $K_Q = 100$ МПа м^{1/2}, а во втором $K_Q = 3000$ МПа м^{1/2}, что в $10^2 - 3 \cdot 10^3$ раз выше значений, типичных для горных пород при нулевом давлении [Atkinson, Meredith, 1987]. Это означает, в частности, что затраты энергии на разрушение, связанные с внедрением дайки на больших глубинах, могут не быть пренебрежимо малыми по сравнению со скоростью высвобождения механической энергии и вязкой диссипацией, сопровождающей течение магмы, что существенно усложняет уравнения, описывающие распространение даек [Spence, Turcotte, 1985; Lister, Kerr, 1991].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предсказания линейной упругой механики и разрушения противоречат экспериментальным данным как при атмосферном, так и при высоких давлениях. В то же время модель Дагдейла-Баренблатта, которая выше была использована в качестве основного инструмента для решения задачи о предельном равновесии трещины в безграничном пространстве, приводит к заключениям, которые согласуются с результатами лабораторных экспериментов. В частности, в согласии с экспериментом, из модели ДБ следует, что при атмосферном давлении кажущаяся вязкость разрушения для трещин с длиной ℓ , меньшей некоторой критической ℓ^* (22), $K_Q = \sigma_\infty \sqrt{\ell}$, но при $\ell \gg \ell^*$ стремится к постоянному значению (23), которое и соответствует вязкости разрушения K_{Ic} , являющейся параметром ЛУМР.

Интересно, что, как предсказывает модель ДБ, растягивающие напряжения σ_∞ , соответствующие предельному равновесию коротких трещин, стремятся при $\ell \gg \ell^*$ к постоянному пределу $\sigma_\infty = \sigma_T$. Иначе говоря, при атмосферном давлении существование изолированных трещин

не влияет на прочность пород. Это заключение допускает экспериментальную проверку.

Из полученных решений следует, что при высоком всестороннем давлении существенные характеристики равновесных трещин, такие как избыточное давление Δp , максимальное раскрытие δ_{max} и объем V , а также кажущийся критический коэффициент интенсивности K_Q , пропорциональны всестороннему давлению p_∞ .

С точки зрения механики такое возрастание эквивалентно увеличению прочности горных пород, т. е. существованию сопротивления разрушению, индуцированному давлением. Это сопротивление зависит не только от давления, но также от размера Δ_S участка трещины вблизи ее окончания, куда жидкость не проникает, что, возможно, объясняет различие наклонов экспериментальных кривых $K_Q(p_\infty)$, полученных для одного и того же материала при различных конфигурациях нагружения. Согласно нашим оценкам, сопротивление разрушению, индуцированного давлением, превышает собственно прочность пород, начиная с весьма небольших глубин порядка сотен метров.

ЛИТЕРАТУРА

- Баренблатт Г.И.* Математическая теория равно-
весных трещин, образующихся при хрупком
разрушении // ЖПМТФ. 1961. № 4. С. 3-56.
- Кудрявцев Б.А., Партон В.З., Песков Ю.А., Черепанов Г.П.* О локальной пластической зоне
вблизи конца щели // Механика твердого те-
ла. 1970а. № 1. С. 61-64.
- Кудрявцев Б.А., Партон В.З., Песков Ю.А., Че-
репанов Г.П.* О локальной пластической зо-
не вблизи конца щели (плоская деформа-
ция) // Механика твердого тела. 1970б. № 5.
С. 132-138.
- Черепанов Г.П.* Механика хрупкого разрушения.
М.: Наука, 1974. 640 с.
- Abou-Sayed A.S.* Fracture toughness, K_{Ic} , of
triaxially loaded Indiana limestone // Proc. of the
18 th U.S. Symp. Rock. Mechanics. 1977.
P. 2A3/1-2A3/8.
- Atkinson B.K., Meredith P. G.* Experimental fracture
mechanics data for rocks and minerals // Fracture
mechanics of Rock. Ed. B. K. Atkinson. San
Diego, Calif.: Acad. Press, 1987. P. 477-525.
- Barker L.M.* K_{Ic} measurements using short rod
specimens - the elastic-plastic case // TerraTek
Report, 1977. TR77-91R.
- Dugdale D.S.* Yielding of steel sheets containing slits
// J. Mech. and Phys. of Solids. 1960. N 8.
P. 100-104.
- Fialko Y.A., Rubin A. M.* Numerical simulation of
high-pressure rock tensile fracture experiments:
evidence of an increase in fracture energy with
pressure? // J. Geophys. Res. 1997. N 102.
P. 5231-5242.
- Hashida T. H., Oghikubo H., Takahashi H., Shoji T.*
Numerical simulation with experimental
verification of the fracture behavior in granite
under confining pressures based on the tension-
softening model // Int. J. Fracture. 1993. N 59,
P. 227-244.
- Ingraffea A. R.* Theory of crack initiation and
propagation in rock // In: Fracture mechanics of
Rock. Ed. B. K. Atkinson. San Diego, Calif:
Acad. Press, 1987. P. 277-349.
- Ingraffea A. R., and Schmidt R. A.* Experimental
verification of a fracture mechanics model for
tensile strength prediction of Indiana limestone //
Proc. 19th US Symp. on Rock Mech. Ed. Y.-S.
Kim. Univ. of Nevada (Reno), 1978. P. 247-253.
- Johnson E., Cleary M. P.* Implications of recent
laboratory experimental results for hydraulic
fractures. Paper SPE 21846, presented at SPE
Joint Rocky Mountain Regional Meeting at Low
Permeable Reservoir Symposium // Soc. of Petr.
Eng., Denver. Colorado, 1991.
- Khazan Ya. M., Fialko Yu.A.* Fracture criteria at the
tip of fluid driven cracks in the Earth // Geophys.
Res. Lett. 1995. Vol. 22. P.2541-2544.
- Labuz J. F., Shah S. P., Dowding C. H.* The fracture
process zone in granite: evidence and effect //
Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.
1987. Vol. 24. P. 235-246.
- Levy N., Marcal P. V., Ostergreen W. J., Rice J. R.*
Small scale yielding near a crack in plain strain:
a finite element analysis // Int. J. Fracture.
1971.7. P. 143-156.
- Lister J. R., Kerr R.C.* Fluid-mechanical models of
crack propagation and their application to
magma transport in dykes // J. Geophys. Res.
1991. Vol. 96. P. 10049-10077.
- Perkins T. K., Krech W. W.* Effect of cleavage rate
and stress level on apparent surface energies of
rocks // Soc. Petrol. Eng. J. 1966., 1968. Vol. 6.
P. 308-314.
- Rice J. R.* Mathematical analysis in the mechanics of
fracture // Fracture: An advanced treatise / Ed.
H. Liebowitz. San-Diego, Calif: Acad. Press,
1968. P. 192-314.
- Rubin A.* Tensile fracture of rock at high confining
pressure: Implications for dike propagation // J.
Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 15919-15935.
- Schmidt R. A.* Fracture toughness testing of limestone
// Exp. Mech. 1976. Vol.16, No. 5. P.161-167.
- Schmidt R. A., Huddle C. W.* Effect of confining
pressure on fracture toughness of Indiana
limestone // Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.
Geomech. Abstr. 1977. Vol. 24. P. 289-293.
- Spence D. A., Turcotte D. L.* Magma driven
propagation of cracks // J. Geophys. Res. 1985.
Vol. 90. P. 575-580.
- Swanson P. L.* Tensile fracture resistance mechanisms
in brittle polycrystals: an ultrasonic and in situ
microscopy investigation // J. Geophys. Res.
1987. Vol. 92. P.8015-8036.
- Thallak S., Holser J., Gray K.E.* The pressure
dependence of apparent hydrofracture toughness
// Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. Geomech. Abstr.
1993. Vol. 30. P. 831-835.
- Warpinski N. R.* Measurement of width and pressure
in a propagating hydraulic fracture // Soc. Pet.
Eng. J. 1985. P. 46-54.

МЕХАНИЗМ СЕГМЕНТАЦИИ РАЗЛОМОВ И ХАРАКТЕР ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СЕГМЕНТОВ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО И МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

С.А.Борняков, А.Н.Адамович

Институт земной коры СО РАН

ВВЕДЕНИЕ

Пространственно-временная дискретность сейсмогенных и крипповых движений по протяженным активным разломам, выявляемая по результатам полевых геолого-структурных исследований и по анализу сейсмологических материалов, послужила поводом деления таких разломов на разномасштабные отрезки - сегменты, отличающиеся как по структурным особенностям, так и по степени тектонической активности. К настоящему времени установлено, что сегментация разломов имеет многофакторную природу, обусловленную механизмом их роста, структурно-деформационной неоднородностью их интраструктуры и гетерогенностью вмещающей разлом геофизической среды [Гзовский, 1975; Невский, 1979; Борняков, 1981, 1988; Muraoka, Kamata, 1983; Okubo, Aki, 1987; Лобацкая, 1987; Walsh, Watterson, 1989; Peacock, 1991; Шерман и др., 1991, 1992, 1994, 1996; Cowie, Scholz, 1992; Sibson, 1995; Cowie., Scholz, 1998]. Какова роль и значимость каждого из перечисленных факторов в процессе сегментации разлома, является ли этот процесс закономерным, или совокупное разнонаправленное влияние на него

разных факторов переводит его в разряд случайных явлений, каков механизм взаимодействия между собой сегментов, – эти и многие другие вопросы остаются на сегодняшний день открытыми из-за недостатка необходимой для полноценного анализа качественной и количественной исходной информации. Получить ее только по наблюдениям за натурными объектами на основе имеющейся в распоряжении геологической науки методической и инструментально-технической базе весьма затруднительно, в связи с чем для сокращения существующего информационного дефицита необходимо по мере возможности привлекать вспомогательные методы.

Для решения частных вопросов в рамках обсуждаемой проблемы сегментации разломов нами были использованы методы физического и математического моделирования. В первом случае, на примере развития зоны сдвига в упруго вязкопластичной модели, сделана попытка путем анализа амплитуды смещения выяснить причины и механизмы сегментации разломов, а во втором случае, используя концепции механики твердого тела, оценить характер взаимодействия сегментов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Процесс формирования крупной сдвиговой зоны воспроизводился в моделях из водной пасты бурой глины. Методическая часть моделирования представлена в статье С.А.Борнякова, С.И.Шермана, А.С.Гладкова [2002] (настоящий сборник).

Интраструктура сдвиговой зоны в модели развивается стадийно от многочисленных непротяженных обособленных сдвиговых разрывов, через их последовательный, избирательный рост и объединение к сложно построенному единому магистральному шву. Для анализа была выбрана одна средняя стадия, в рамках которой интраструктура сдвиговой зоны представлена совокупностью хорошо развитых протяженных сдвигов и вычленяемых ими узких линейных блоков (см. рис. 1 в [Борняков и др., настоящий сборник]).

До начала эксперимента на поверхность модели наносилась сетка реперных линий с шагом

между ними равным 5 мм. Фоторегистрация хода эксперимента через контрольные интервалы времени (30 с.) впоследствии позволяла проводить пространственно-временной мониторинг амплитуд смещений по расхождению реперных линий при подвижках на протяженных единичных сдвиговых разрывах.

Результаты мониторинга приращения амплитуды смещения на одном из таких разрывов представлены на рис. 1 в виде временной последовательности графиков, наглядно отражающих пространственно-временную динамику изменения этого параметра. Вариации значений приращения амплитуды смещения указывают на разную степень подвижности крыльев разрыва вдоль его простирания. По этому показателю разрыв в каждый фиксированный момент времени может быть разделен на разновеликие сегменты.

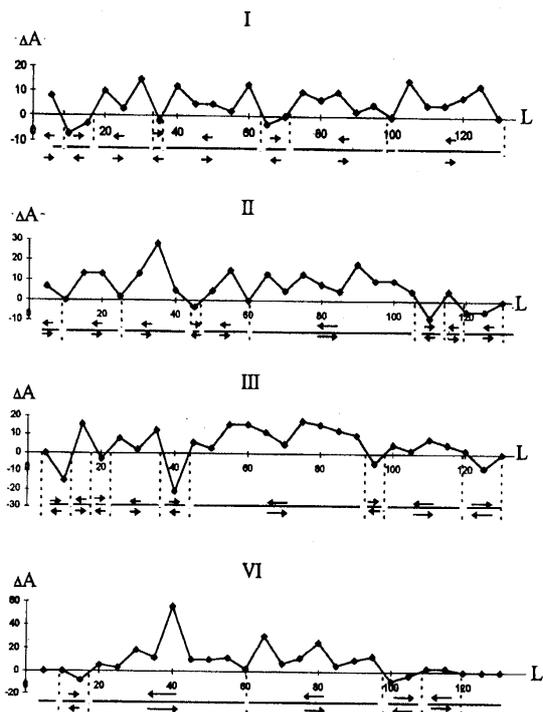


Рис. 1. Вариации приращения амплитуды смещения (ΔA) по простиранию единичного сдвига (L), зафиксированные в разные временные интервалы: I – 900 с, II – 930 с, III – 960 с, IV – 990 с. ΔA – в условных единицах.

Как видно из сопоставления графиков, сегменты характеризуются пространственно-временной мобильностью и отличаются не только по величине накопленной на них амплитуды, но и по ее знаку. Так, например, наличие отрицательных значений приращения амплитуды свидетельствует о том, что на некоторых отдельных участках разрыва за контрольный интервал времени накопленная (кумулятивная) амплитуда не увеличилась, а наоборот, уменьшилась за счет появления на них подвижек обратного знака, не согласных с общим движением крыльев сдвиговой зоны.

Для выяснения природы этого несколько неожиданного с точки зрения традиционных представлений о кинематике крыльев разломов явления нами был проведен мониторинг деформации (E) в смежных, контактирующих по сдвиговому разрыву блоках. Построенные по результатам измерений графики показывают весьма неоднородную деформационную картину (рис. 2). Каждый из двух смежных блоков по типу деформации может быть разделен на области сжатия (отрицательные значения E на графиках) и области растяжения (положительные значения E на графиках), весьма мобильные во времени. Их переме-

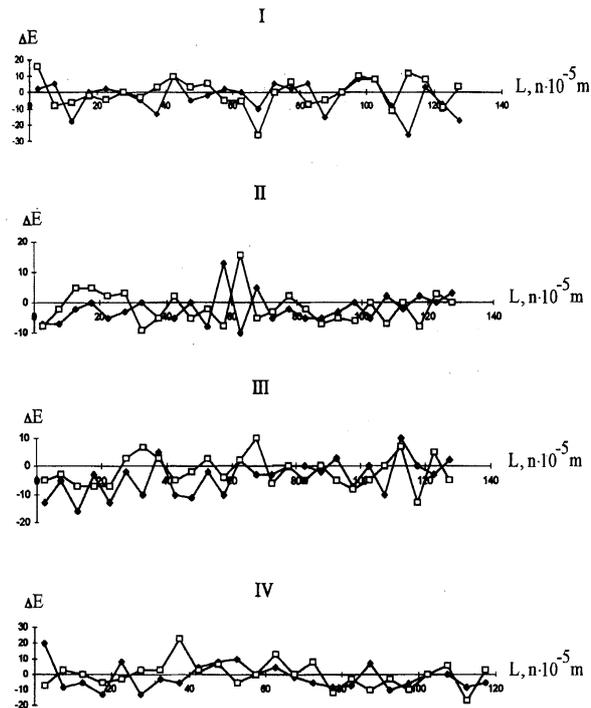


Рис. 2. Деформации ΔE в смежных блоках вдоль простирания единичного сдвига (L) в разные временные интервалы: I – 900 с; II – 930 с, III – 960 с, IV – 990 с. ΔE – в условных единицах: (+ ΔE – растяжение, - ΔE – сжатие).

щение вдоль блока в первом приближении напоминает волновой процесс. Примечателен тот факт, что деформационная обстановка на отдельных участках смежных блоков, расположенных друг против друга и контактирующих между собой по плоскости разрыва, чаще всего отличается как по абсолютным значениям деформаций, так и по их знаку. Нередки ситуации, когда в одном крыле сдвига в некоторый момент времени существует сжатие, а в симметрично расположенной точке другого крыла фиксируется растяжение (см. рис. 2). Из приведенного материала следует, что традиционные взгляды на механизм накопления амплитуды смещения на протяженном разломе требуют определенной корректировки.

Фиксируемое по расхождению различных структурных реперов приращение амплитуды смещения ΔA в локальной точке на разрыве содержит в себе две составляющие. Первая из них обусловлена простым механическим перемещением двух смежных блоков относительно друг друга без учета изменения их формы, вторая является следствием объемных деформаций каждого из блоков. При этом, если первая составляющая всегда положительна, то вторая в зависимости от возникших сочетаний деформацион-

ных ситуаций может быть как положительной, так и отрицательной. В случаях, когда она отрицательна и ее значение превосходит по абсолютной величине первую составляющую, суммарная амплитуда расстояния между контрольными реперами не увеличивается, а наоборот, сокращается. В таких случаях на разломе фиксируется подвижка обратного знака. Таким образом, неоднородность в распределении деформаций в смежных блоках обуславливает неравномерность приращения амплитуды смещения по простиранию разграничивающего их разрыва, что в конечном счете приводит к его сегментации.

При моделировании мы оперировали упруго вязкопластичной моделью исходя из предпосылки, что при длительности действия тектонических нагрузок свыше первых сотен тысяч лет литосфера проявляет свойства тела Максвелла [Шерман, 1977], тогда как для более коротких

временных интервалов в её деформационном поведении доминируют упругие составляющие. Наши эксперименты показали, что сегментация разломов в изначально однородном по структурированности модельном материале является закономерным следствием нелинейности развивающегося в нем деформационного процесса. В связи с этим сразу же возникает вопрос: какие сочетания (и как) характеризуют ту или иную динамику процесса. Особенно важно это для распознавания сегментов (сейсмогенерирующих, рудоконтролирующих и пр.) в природных условиях, когда проследить предыдущую историю разломообразования не представляется возможным. Для того чтобы проверить, вносят ли какие-либо коррективы в процесс сегментации разломов их геометрические особенности, которым часто придается большое значение, мы прибегли к помощи математического моделирования.

РЕЗУЛЬТАТЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Процедура математического моделирования состояла в построении разновариантных математических моделей сегментированного строения разломов и получении на их основе количественных зависимостей для выявления, описания и прогнозирования пространственно-временной активности двух или более динамически взаимодействующих сегментов. Под активностью сегмента нами понимается его предрасположенность к нарушению существующего как на нем, так и в окружающем его пространстве динамического равновесия.

Концептуальный подход к моделированию. Для анализа механизма эволюции разломов Г.П.Черепановым [1984] была предложена методика, основанная на изучении реакции трещиноподобных полостей (с вязким наполнителем) в упругом изотропном однородном теле, подвергнутом силовому воздействию. В основе его концепции лежит представление о том, что при тектонических процессах разлом и вмещающая его среда ведут себя, соответственно, как вязкое и упругое тела. Построенные Г.П.Черепановым конкретные модели характеризовали эволюцию разлома как единого целого, без учета его способности к сегментации. Оставаясь в рамках предложенной им концепции, детализируем строение разлома, представив его совокупностью чередующихся неустойчивых сегментов, резко отличающихся по реологическим свойствам от вмещающей их среды. Такая постановка позволяет учесть при моделировании наличие взаимосвязи между сегментами и исследовать ее влияние на их неустойчивость.

Главным фактором, определяющим неустойчивость сегментов разлома, является внешнее силовое воздействие. При наших построениях в качестве такого будем принимать квазипостоянное региональное поле тектонических напряжений, определяемое как разность между существующими напряжениями и напряжениями, создаваемыми силой тяжести.

Математическая модель активизируемых сегментов. Пренебрегая в первом приближении эффектами, которые связаны с влиянием сил тяжести на напряженно-деформированное состояние региона, находящегося в условиях горизонтального тектонического сжатия, изучим закономерности неустойчивости сегментов на примере особенностей развития (в квазистатическом варианте) обобщенного плоского напряженного состояния при сжатии упругой однородной изотропной пластины с трещиноподобными полостями с вязким наполнителем (параметры n -го сегмента: ℓ_n – полудлина, m_n – эффективная ширина ($m_n \ll \ell_n$), η_n – эффективная вязкость, α_n – угол, определяющий ориентацию сегмента в некоторой системе координат: XOY). Сжимающие пластину напряжения σ ориентированы под углом γ . Для сегментов приняты следующие граничные условия:

- 1) нормальные смещения и напряжения непрерывны;
- 2) касательные напряжения пропорциональны производной скачка касательных смещений по времени:

$$\frac{\partial \Delta u_n}{\partial t} = -\frac{m_n \tau_n}{\eta_n}, \quad (1)$$

где Δu_n – скачок касательных смещений (для краткости – амплитуда смещений); на n -том разрезе; τ_n – касательное напряжение. Условие 2) означает контактирование крыльев по закону вязкого трения. Так как $m_n \ll \ell_n$, то полость заменена на математический разрез нулевой толщины, смещения противоположных берегов которого описываются выражением (1).

Не вдаваясь в подробности вывода, уже представленного ранее [Шерман и др., 1994], математическую модель формализуем в виде следующей системы интегро-дифференциальных уравнений относительно функций $g_n(x, t)$ ($n=1, \dots, N$, где N – число сегментов):

$$\begin{aligned} \frac{s_n}{\ell_n} \frac{\partial g_n(x, t)}{\partial t} &= \sum_{k=1}^N \int_{-1}^1 K_{nk}(y, x) \frac{\partial g_k(y, t)}{\partial y_k} dy + P_n |\sigma|; \\ P_n &= -\frac{\sigma}{|\sigma|} \sin(2(\gamma - \alpha_n)); \quad g_n(x, t) = -\frac{2\mu \Delta u_n}{1 + \kappa}; \\ \kappa &= \frac{3 - \nu}{1 + \nu}; \quad s_n = \frac{\eta_n m_0 \ell_n}{\eta_0 m_n \ell_0}; \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} K_{nk}(y, x) &= \\ &= \operatorname{Re} \left\{ \frac{e^{-2i\alpha_n} \ell_k}{2\pi} \left(\frac{e^{i\alpha_k}}{\bar{T}_k - \bar{X}_n} + \frac{e^{-i\alpha_k} (T_k - X_n)}{(T_k - X_n)^2} \right) \right\} \\ T_k &= y_k e^{i\alpha_k} + T_{k0}, \quad X_n = x_n e^{i\alpha_n} + X_{n0}; \\ y_k &= \ell_k (1 + y), \quad x_n = \ell_n (1 + x), \quad |x| \leq 1, \quad |y| \leq 1. \end{aligned}$$

Здесь вместо времени фигурирует обозначенная для удобства той же буквой t , величина

$$\frac{2\mu m_0 t}{(1 + \kappa) \eta_0 \ell_0}.$$

Величины ℓ_0, m_0, η_0 выбраны в качестве масштабных при задании соответственно полудлины, ширины и вязкости сегментов. Через $T_{k0}(X_{n0})$ обозначена одна из вершин κ (n)-того разрыва. Для удобства восприятия введем следующую условную дифференциацию характера взаимодействия (контакта) между берегами сегментов. Если влияние вязкого трения на взаимное смещение крыльев сегмента мало (что соответствует близким к нулю значениям s_n), то речь будет идти о мягком контакте, в противном случае – о жестком. Полученная система (2) дополняется:

а) краевыми условиями – скачок смещений у вершин разрывов равен нулю:

$$g_n(1, t) = g_n(-1, t) = 0;$$

б) начальными условиями:

$$g_n(x, 0) = E_n g_n^0(x),$$

где $g_n^0(x)$ характеризует распределение скачка смещений на n -ном разрезе для случая «гладкого» контакта (отсутствие трения между берегами разреза: $\tau_n = 0$).

Система уравнений (2) описывает во времени напряженно-деформированное состояние до тех пор, пока у вершин разреза, возможно, не возникнет критическая (предельная) интенсивность напряжений, приводящая к разрушению вмещающей среды и росту разрыва (т.е. к «разрядке»). При этом обеспечивается не только выброс упругой энергии (в природе – землетрясение), но и возможность структурной перестройки (к примеру, за счет слияния разрывов), так что в результате к активизации будет привлечена «новая» совокупность сегментов.

Формально условие возникновения критической концентрации напряжений, приводящей к росту разрыва (в природе – к структурным перестройкам со всеми вытекающими последствиями), запишем в виде силового критерия, часто используемого в механике разрушений [Механика ..., 1988-1990]:

$$\max_{k, \pm} |K_{nk}^{\pm}| = K_{nc},$$

где K_{nc} – вязкость разрушения при поперечном сдвиге; K_{nk}^{\pm} – коэффициент интенсивности напряжений у вершины κ -того разрыва, рассчитываемый по формуле

$$\frac{K_{nk}^{\pm}}{\sqrt{\pi \ell_0}} = \pm \sqrt{\frac{\ell_k}{\ell_0}} \lim_{y \rightarrow \pm 1} \left(\sqrt{1 - y^2} \frac{\partial g_k(y, t)}{\partial y_k} \right)$$

Таким образом, степень активности того или иного сегмента определяется уровнем интенсивности напряжений у его вершин, в связи с чем будем считать показателем относительной активности сегментов величину K_k (в дальнейшем индекс k – номер сегмента на графиках либо отсутствует, либо входит в маркер кривых, называемых кривыми активности):

$$K_k = \max_{\pm} \left(\frac{|K_{nk}^{\pm}|}{|\sigma| \sqrt{\pi \ell_0}} \right)$$

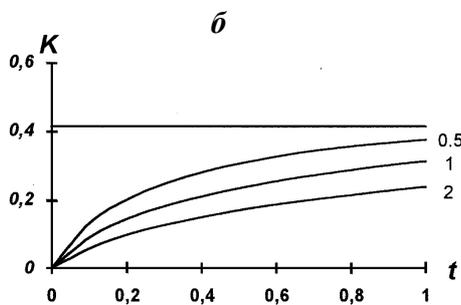
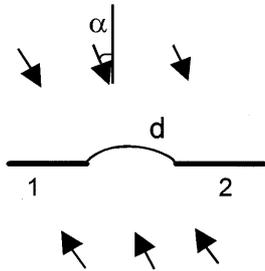
Знаком (\pm) отмечены разные вершины сегмента. Для удобства предельное состояние (момент разрушения) описывается через долю E_n^* от распределения $g_n^0(x)$, так что $E_n^* g_n^0(x)$ характеризует критическую амплитуду смещений, при которой концентрация интенсивности напряжений достигает предельного значения. Таким образом имеем следующие пределы для $g_n(x,t)$:

$$g_n(x,t) \leq E_n^* g_n^0(x), E_n < E_n^*.$$

Численное решение системы (2) строилось с помощью преобразования производной от $g_n(x,t)$ по времени в отношении конечных разностей и замены интегралов на алгебраические суммы по методу механических квадратур [Саврук, 1981]. В результате получена алгебраическая система из $N \cdot M$ уравнений для определения $g_n(x,t)$ в точках

$$x = \xi_\varepsilon = \cos\left(\frac{2\varepsilon - 1}{2M} \pi\right)$$

в моменты времени $t_i = \ell \Delta t$, где $\varepsilon = 1, \dots, M$, $\ell = 1, 2, \dots$, Δt – шаг по времени; M – число узлов в квадратурных формулах. Полный комплекс формул для нахождения численного решения системы (2) приведен в работе [Шерман, 1994].



Результаты модельных построений. Вариант 1. Исследование активности двух сегментов ($N=2$), расположенных на одной прямой и имеющих одинаковые размеры ($\ell_1 = \ell_2 = \ell_0$) и нулевые начальные условия. Результаты моделирования представлены на рис. 3.

На рис. 3, а и б кривые активности рассчитаны при расстоянии между сегментами, равном длине сегментов ($d = 2 \ell_0$): а) $\alpha = 0,25\pi$; в) $\alpha = 0,35\pi$. В расчетах характеристики контактов принимались одинаковыми ($s_1 = s_2$). Из поведения кривых видно, что накопление интенсивности напряжений во времени идет неравномерно. В начальные моменты активизации она характеризуется более высокими скоростями. Причем, чем мягче контакт (s – малые), тем выше скорость накопления напряжения и, значит, такие сегменты проявляют большую активность. Отметим, что наибольшую активность при прочих равных условиях сегменты проявляют при угле $\alpha = 0,25\pi$; (45°). Случай сближенных одинаковых сегментов ($d = \ell_0/2$) отражен на рис. 3, б. При моделировании рассмотрены варианты различной характеристики контакта сегментов: $s_1 = 1$, s_2 – переменная. В целом активность области сжатия ($\alpha = 0,25\pi$) с двумя сегментами определяется активностью сегмента, у которого зафиксирован

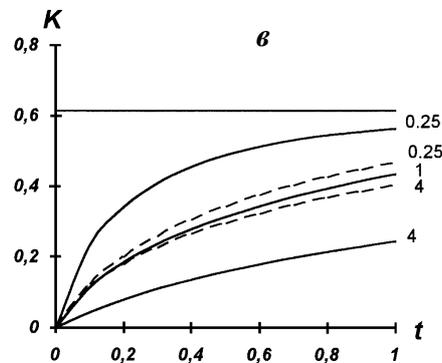
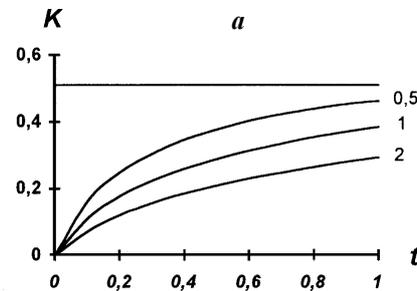


Рис. 3. Схема моделирования и графики изменения во времени активности комплекса из двух одинаковых сегментов, расположенных на одной прямой.

Прямые отражают уровень активности сегментов при «гладком контакте». Здесь и далее на схемах стрелками показано региональное поле сжатия.

а – $\alpha = 0,25\pi$, $d = 4 \ell_0$, $s_1 = s_2 = s$; (маркер кривых – значение s); б – $\alpha = 0,35\pi$, $d = 4 \ell_0$, $s_1 = s_2 = s$; в – $\alpha = 0,25\pi$, $d = \ell_0/2$, $s_1 = 1$. Сплошные линии – активность второго сегмента, штриховые – первого

более мягкий контакт.

Кривые показывают, что изменение характеристики контакта даже на одном из сегментов неизбежно приводит к закономерному изменению их активности. К примеру, уменьшение значения характеристики контакта ($s_2 \rightarrow 0$, контакт становится мягче) увеличивает активность как второго, так и активность первого сегмента. Для более жесткого контакта на втором сегменте характерно уменьшение активности обоих сегментов по сравнению с активностью, фиксируемой в случае одинаковых характеристик контакта ($s_1 = s_2 = 1$).

Вариант 2. Исследование активности двух сегментов ($N=2$), расположенных на одной прямой, имеющих разные размеры ($l_1 \neq l_2 \neq l_0$) и разные начальные условия.

На рис. 4 показаны кривые активности для сегментов со следующими параметрами: $l_1 = 0.5l_0$, $l_2 = 2l_0$, $s_2 = 0.5$, s_1 – переменная. Ориентация сегментов задавалась углом $\alpha = 0.25\pi$. Расстояние между сегментами равно

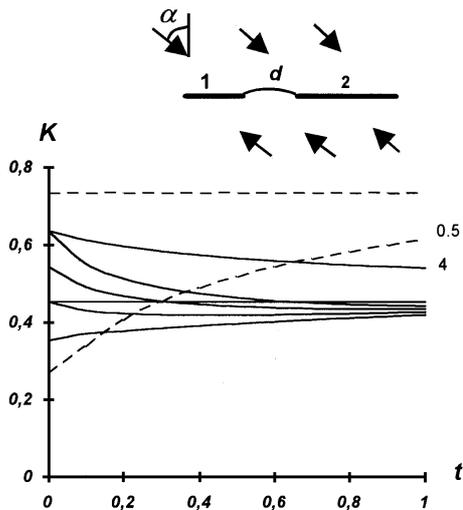


Рис. 4. Схема моделирования и графики изменения во времени активности комплекса из двух неравных сегментов (расположенных на одной прямой), в зависимости от начальных условий.

Прямые отражают уровень активности сегментов при «гладком» контакте. Сплошные линии – активность 1-го сегмента, штриховые – активность 2-го сегмента, непомеченные кривые построены при $s_1=0.5$.

$\alpha = 0.25\pi$ $l_1 = 0.5l_0$, $d = l_0$, $l_2 = 2l_1$, $s_2 = 1$. Маркер кривых – значение s_1 .

длине первого сегмента. При данных условиях активность второго сегмента во времени практически не зависит не только от значения характеристики контакта первого сегмента, но и от на-

чальной амплитуды смещений (начальной интенсивности напряжений) на нем. Степень активности второго сегмента будет выше, если в соответствующий момент первый сегмент имеет более высокую активность.

При моделировании приведенных условий наблюдается следующая картина. При начальной интенсивности напряжений у вершин первого сегмента, превышающей 0.9 уровня интенсивности, фиксируемой при «гладком» контакте, сначала падает активность, а затем очень медленно асимптотически повышается до значений, отвечающих состоянию «гладкого» контакта.

По кривым можно судить о длительности падения активности первого сегмента: чем выше начальная интенсивность напряжений у его вершин, тем длиннее стадия падения его активности. При этом в первые моменты наибольшая скорость падения активности наблюдается при наличии «мягкого» контакта. Падение активности первого сегмента характеризуется уменьшением амплитуды смещения на данном сегменте, а это означает, что в таких условиях будет фиксироваться относительное движение берегов сегмента в другую сторону. В зоне сегмента это в свою очередь может отразиться возникновением структур младшего ранга, отличающихся по морфологии от свойственных для данной региональной геодинамической обстановки структур.

Вариант 3. Исследование активности трех сегментов ($N=3$), расположенных на одной прямой, имеющих разные размеры ($l_1 \neq l_2 \neq l_3 \neq l_0$) и нулевые начальные условия.

Результаты моделирования приведены на рис.5, а. Кривые активности получены при следующих условиях: $d = l_0$, $\alpha = 0.25\pi$; $s_1 = s_2 = s_3$. В данном случае можно отметить, что активность внутреннего сегмента (на схеме помечен цифрой 2) при прочих равных условиях несколько выше, чем у двух других. В целом активность комплекса сегментов будет повышаться, если значение характеристики их контакта с вмещающей средой будет ниже. Была промоделирована также ситуация, в которой внешние сегменты (цифра 1) были в два раза меньше внутреннего.

Результаты отражены на рис. 5, б. в виде кривых активности, маркером которых служит значение характеристики контакта. Моделирование в данном случае проведено в условиях постоянного значения ($s_1 = 1$) характеристики контакта внешних сегментов. Их активность практически не зависит от значения характеристики контакта

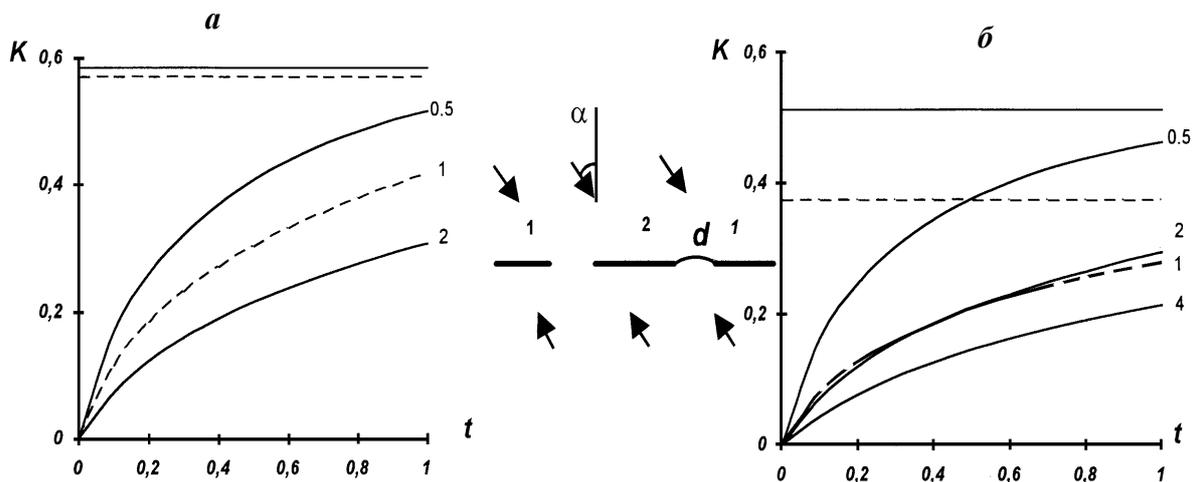


Рис. 5. Схема моделирования и графики изменения во времени активности комплекса из трех сегментов, расположенных на одной прямой. Сплошные линии – активность 2-го (внутреннего) сегмента, штриховые – активность внешних (индекс «1») сегментов. Прямые линии отражают уровень активности сегментов при «гладком» контакте.

a – одинаковые характеристики: $l_1 = l_2 = l_0$, $d = l_0$, $s_1 = s_2 = s$, маркер кривых – значение s ; *б* – сегменты различной длины: $2l_1 = l_2 = l_0$, $d = 2l_0$, $s_1 = 1$, маркер кривых – значение s_2 .

внутреннего сегмента, в то же время она повышается с размягчением контакта ($s_1 \rightarrow 0$). Из рисунка видно, что существуют такие характеристики контакта, при которых в начальные моменты активность комплекса будет определяться активностью внешних сегментов, позже – активностью внутреннего сегмента.

Вариант 4. Исследование активности двух сегментов ($N=2$) равной длины, расположенных под углом друг к другу.

В данном варианте моделирования положение первого сегмента зафиксировано углом $\alpha = 0.25\pi$ к направлению линии действия региональных сжимающих напряжений (рис. 6), ориентация второго была переменной и задавалась углом β . Расчеты показали, что практически во всем диапазоне β (от 0 до 0.5π) их активность определяется первым сегментом, причем наибольшие её значения проявляются при $\beta = 0.25\pi$. По мере приближения β к 0.5π ведущая роль в активизации переходит ко второму сегменту. Отметим, что косое расположение сегментов друг к другу в целом уменьшает их активность. Расчеты также показали, что угол β определяет не только степень подвижности крыльев сегментов но и направления их движений. Так, при углах β , больших 0.5π , происходят левосторонние смещения крыльев второго сегмента, в то время как смещения крыльев первого сегмента будут правосторонними.

Кроме этого, возможно разрастание первого сегмента в сторону от его первоначального простирания. При углах β , меньших 0.5π , у обоих сегментов фиксируются правосторонние смещения.

Вариант 5. Исследование активности трех сегментов ($N=3$) равной длины ($l_1 = l_2 = l_3 = l_0$), расположенных друг к другу под углом 90° . *б*. Схема моделирования приведена на рис. 7. Внутренний сегмент (цифра 2) симметрично расположен под прямым углом к другим сегментам ($d = l_0$). Значение характеристики контакта внешних сегментов (цифры 1 и 2) равнялось единице ($s_1 = s_2 = 1$), а контакт второго сегмента с вмещающей средой менялся. Полученные для $\alpha = 0.25\pi$ результаты показаны на рис. 7, *a* на котором приведены кривые активности сегментов при нулевых начальных условиях. Расчеты показывают, что активность сегментов при таком типе сочленения сильно зависит от значений характеристик контакта и определяется активностью сегмента, имеющего более «мягкий» контакт (при одинаковых характеристиках активности сегментов практически совпадают, хотя несколько более высокую активность имеет второй сегмент).

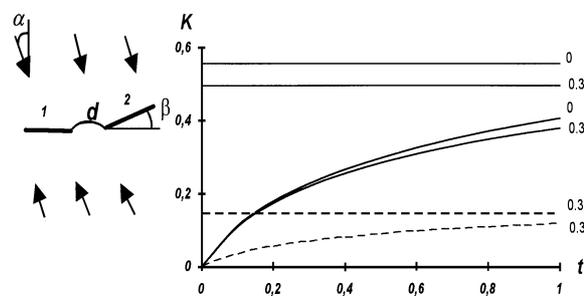


Рис. 6. Схема моделирования и графики изменения во времени активности излома разлома.

Прямые отражают уровень активности сегментов при «гладком» контакте». Сплошные линии – активность сегментов с индексом 1, штриховые – активность 2-го сегмента. $\alpha = 0.25\pi$, $l_1 = l_2 = l_0$, $d = l_0$, $s_2 = s_2 = 1$. Маркер кривых – значение s .

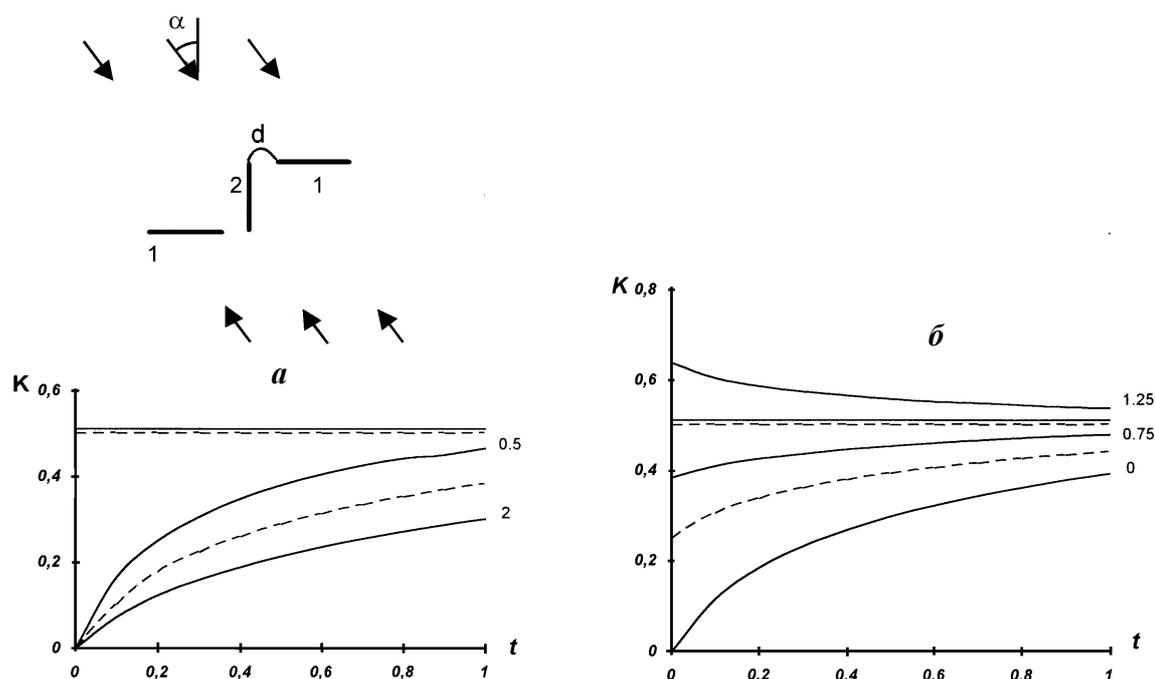


Рис. 7. Схема моделирования и графики изменения активности во времени крутого двойного излома разлома. Прямые отражают уровень активности сегментов при «гладком» контакте. Сплошные линии – активность внешних (цифра 1) сегментов, штриховые – активность 2-го (внутреннего) сегмента. $\ell_1 = \ell_2 = \ell_0$, $d = \ell_0$, $\alpha = 0,25\pi$.

a – зависимость от контакта, $s_2=1$. Маркер кривых - значение s_2 ; *b* – зависимость от начальных условий. Маркер кривых – уровень начальной интенсивности напряжений у второго сегмента в долях «гладкого контакта». Изменение активности внешних сегментов показано для начального 50% уровня интенсивности «гладкого контакта». $s_2 = s_2=1$.

Отметим, что для внутреннего сегмента фиксировались левосторонние смещения, а для внешних – правосторонние.

На рис.7, б, представлены кривые активности сегментов при одинаковых значениях характеристик контакта и ненулевых начальных условиях: у внешних сегментов в начальный момент рассматривался 50%-ный уровень интенсивности напряжений от уровня при «гладком» взаимодействии крыльев; на втором сегменте уровень интенсивности предполагался переменным. Чис-

ленный расчет показал независимость изменения активности внешних сегментов от проявления активности внутренним сегментом. В целом активность региона с крутым двойным изломом определяется активностью сегмента, имеющего в начальный момент максимальный уровень интенсивности напряжений.

Если начальный уровень напряжений задается через $E_2 > 1$, то у внутреннего сегмента уменьшается активность (а также амплитуда смещений).

ВЫВОДЫ

Результаты проведенного комплексного моделирования подтверждают, что сегментация протяженных разломов на разномасштабные отрезки с отличающимися динамическими и кинематическими характеристиками представляет собой закономерный многофакторный процесс.

Как показали физические модели, одним из важных факторов, регулирующих процесс сегментации, является отчетливо выраженная пространственно-временная анизотропия распределения объемных деформаций приразломных блоков. Выявленное существенное влияние этих деформаций на подготовку и реализацию пере-

смещений структурных реперов по разлому дают повод пересмотреть механизм накопления кумулятивных и частных амплитуд смещений, а также ряд других, тесно связанных с ним вопросов.

Другим не менее важным фактором сегментации является геометрия разломной плоскости. Как следует из математического моделирования, вся совокупность разноориентированных сегментов разлома, несмотря на их кажущуюся обособленность, представляет собой единую динамическую систему. Изменение динамических параметров одного из сегментов неизбежно влечет за собой не всегда соизмеримые и однонаправленные перемены во всей системе. Так, при

определенных условиях, несмотря на повышение интенсивности регионального поля напряжений, активность отдельных сегментов на разломе не только не возрастает, а наоборот, падает. При некоторых вариантах структурных ситуаций

происходят не только изменения активности совокупности взаимодействующих сегментов, но и смена направления подвижек по ним.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, грант № 01-05-64485.

ЛИТЕРАТУРА

- Борняков С.А.* Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруго вязкой модели // Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981. С.26-44.
- Борняков С.А.* Динамика развития деструктивных зон межплитных границ (результаты моделирования) // Геология и геофизика. 1988. № 6. С. 3-10.
- Борняков С.А., Шерман С.И., Гладков А.С.* Фрактальная размерность как показатель качественного состояния деструктивного процесса в сдвиговой зоне (по результатам физического моделирования) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 186-194.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
- Лобацкая Р.М.* Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.
- Механика разрушения и прочность материалов: Справ. Пособие. В 4т./ Под ред. В.В. Панасюка Киев: Наук. думка, 1988 – 1990.
- Невский В.А.* Трещинная тектоника рудных полей и месторождений. М.: Недра, 1979. 224 с.
- Саврук М.П.* Двухмерные задачи теории упругости для тел с трещинами. Киев: Наук. думка, 1981. 324 с.
- Черепанов Г.П.* Об одном механизме развития разломов в твердой оболочке Земли // Изв. АН СССР. 1984. N 9. С. 3-12.
- Шерман С.И.* Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере: Зоны сдвига // Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере: Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере: Зоны сжатия. // Новосибирск: Наука, 1994. 263 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Семинский К.Ж. и др.* Комплексное исследование процессов разломообразования в литосфере // Литосфера Центральной Азии: Основные результаты исследований Института земной коры СО РАН в 1992-1996 гг. Новосибирск.: Наука, 1996. С. 124-133.
- Cowie P.A., Scholz H.C.* Physical explanation for the displacement – length relationship of faults using a post-yielded fracture mechanics model // J. Struct. Geol. 1992. Vol. 14. P. 1133-1148.
- Cowie P.A., Shipton Z.K.* Fault tip displacement gradient and process zone dimensions // J.Struct.Geol. 1998.Vol. 20. P. 983-997.
- Muraoka H., Kamata H.* Displacement distribution along minor fault traces // J. Stuct. Geol. 1983.Vol. 5. P. 483-495.
- Okubo P.G., Aki K.* Fractal geometry of San Andreas Fault System // J. Geoph. Res. 1987. Vol. 92. No. B1. P. 345-355.
- Peacock D.C.* Displacements and segment linkage in strike-slip fault zones // J. Stuct. Geol. 1991. Vol.13. P. 1025-1035.
- Sibson C.H.* A note on fault reactivation // J.Stuct.Geol. 1985. Vol. 7. P. 751-754.
- Walsh J.J., Watterson J.* Displacement gradients on fault surfaces // J.Stuct. Geol. 1989. Vol. 11. P. 307-316.

ИССЛЕДОВАНИЕ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В СЛОЕ НАД АКТИВНЫМИ РАЗЛОМАМИ ФУНДАМЕНТА В СВЕТЕ УЧЕНИЯ М.В.ГЗОВСКОГО

А.В.Михайлова

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

І. УЧЕНИЕ О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ТЕКТОНОФИЗИКЕ М.В. ГЗОВСКОГО. ПЕРВАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МЕХАНИЗМОВ

Учение о механизмах формирования тектонических структур в становлении науки "тектонофизика" было основой содержания и структуры предмета в системе взглядов М.В.Гзовского. Знание механизма формирования тектонических структур необходимо при решении большинства теоретических и практических горно-геологических задач, оно является частью представлений о генезисе рассматриваемого геологического объекта. Прогнозирование геологических структур и их деталей на глубину и в закрытых участках при поисках, разведке и разработке месторождений, управление горным давлением, обеспечение безопасности ведения горных работ, рассмотрение теоретических вопросов возникновения и формирования геологических объектов глобального и регионального масштаба, создание тектонических теорий – решение этих и других задач требует знания механизма формирования тектонических структур.

Необходимость изучения процесса формирования тектонических структур в пространстве и времени определила основные направления исследований тектонофизики, общая цель которой: исследование физической сущности тектонических процессов, ближайшая конкретная задача – изучение механизмов деформирования тектонических структур [Гзовский, 1963, 1975, 2000].

В 50-е годы были намечены основные разделы этих исследований: типизация механизмов, описание их основных характеристик, основные методы и направления исследований [Гзовский, 1954а-в]. В дальнейшем эти идеи подучили свое развитие [Гзовский, 1962, 1963, 1970; Гзовский, Михайлова, 1972; Гзовский и др. 1972, 1973а, 1974; Gzovsky et al., 1973]. Их краткое освещение может быть сделано следующим образом.

Основные типы механизмов

Классификация механизмов формирования тектонических структур, впервые предложенная М.В.Гзовским, опиралась, с одной стороны, на рассматриваемые в механике простейшие виды деформационных процессов: сжатие, растяже-

ние, сдвигание, изгиб; с другой стороны, она была связана с одной из наиболее универсальных геологических структур – слоем. Первая классификация механизмов [Гзовский, 1960, 1963, 1975; Гзовский и др., 1973а] содержала всего несколько типов: поперечное слою сжатие, ассоциирующееся с процессом "растаскивания" слоя – будинажем; сжатие вдоль слоя с областями выжимания и нагнетания вплоть до расплющивания, подразумевающее образование простейших складок с увеличением мощности слоев в замках, а также продольный изгиб слоев, вызванный усилиями вдоль пачки слоев, при наличии проскальзывания по их границам (см. также [Гзовский, 2000]); поперечный изгиб с образованием простейшей антиклинали, вызванный вертикальным поднятием блока основания под горизонтально залегающим слоем, с двумя зонами трещиноватости и характерной системой разрывов; вертикальный и "продольный сдвиг" при вертикальном и горизонтальном сдвигании с характерной зоной чистого сдвига; и, наконец, сдвигание в обстановке сжатия или растяжения. Параллельно М.В.Гзовским [1954в, 1962, 1975] разрабатываются новые принципы классификации складок и разрывов, основанные как на чисто геологических, так и на физических представлениях о формировании тектонических структур.

Основные характеристики механизмов

Все названные М.В.Гзовским механизмы сопровождались описанием характерных для них полей напряжений, разрушения и свойств деформируемой среды, в первую очередь вязкости и скорости деформаций. В дальнейшем этот список был расширен в связи с попыткой определения необходимого и достаточного числа характеристик для выявления однозначной связи: исходная структура – механизм деформирования – конечная структура. Тогда дополнительно были названы такие характеристики, как свойства массива: длительная прочность и упругость, идеальная пластичность, температурная зависимость деформаций и др., вид связи: деформации – на-

пряжения; поле кинематических характеристик: перемещения, их скорости, градиенты скоростей и пр. Было сформулировано само понятие механизма формирования тектонических структур: механизм формирования тектонических структур определяется системой внешних деформирующих сил, приложенных к рассматриваемому геологическому объекту с определенной исходной морфологией, начальным полем напряжений и с определенными физико-механическими свойствами, реологией. Эта система сил, приложенная в указанных условиях, вызывает такие кинематические и деформационные процессы, которые приводят к изменению как самой тектоники структур, так и их характеристик, в первую очередь напряжённого состояния. [Гзовский, 1954а, 1970; Гзовский и др., 1972, 1973а, 1974].

Задача реконструкции механизма

Этой задаче отводилась главная роль в тектонофизических исследованиях как самим М.В.Гзовским, так и его последователями [Михайлова, 1971, 1989; Григорьев, Михайлова, 1972; Михайлова, Осокина, 1973; Гзовский и др., 1974; Григорьев, 1989; Григорьев и др., 1985, 1987; Гуценко и др., 2000].

Выяснение механизма деформирования сводится к определению способа приложения усилий, вызвавших тектонические деформации, и решается однозначно, если известны исходная и конечная структура деформирования, механические свойства деформируемых геоматериалов, поле напряжений (или деформаций), структура разрушения, а также поле перемещений, линейных и угловых. При наличии этих сведений об исследуемом геологическом объекте возможно решение обратной задачи механики с определением краевых условий. Перечисленные натурные данные доставляются посредством геолого-геофизических, геодезических и специальных полевых тектонофизических исследований. Однако получение этих сведений ввиду сложности объекта исследований не всегда возможно, и их необходимый набор оказывается заведомо неполным. В этих условиях решение – не единственно. Нахождение способа приложения внешней по отношению к исследуемой области нагрузки при существующем уровне развития соответствующих областей знаний наиболее рационально осуществлять с помощью тектонофизического моделирования. Наибольший эффект достигается при сочетании физического и математического моделирования. При этом обратная задача решается перебором решений прямых задач, и выбирается такой вариант модели тектонической структуры и механизма ее нагружения,

при котором обеспечивается наилучшая сходимость натуральных и модельных данных – таких, как геометрические особенности структуры, поле напряжений и т.д.

Основные методы изучения механизмов

Определение характеристик, необходимых для установления связи «структура – ее механизм формирования», показало, что: 1 – исследования должны быть количественными и 2 – большинство параметров не могут быть получены только традиционными геологическими методами. Необходимо привлечение физических методов исследования с учетом особенностей геологических объектов. Натурные наблюдения полезно дополнять лабораторными и теоретическими исследованиями, в частности, в силу больших размеров объектов и длительности процессов их деформирования рекомендуется привлечение эквивалентного моделирования с разработкой методов измерения деформаций или напряжений, а также кинематических характеристик [Гзовский, 1963, 1967, 1975]. Уже в то время М.В.Гзовским и его коллегами был сделан ряд методических разработок, позволивших провести первые практические тектонофизические исследования [Гзовский, 1963, 1975]. Так, например, на рубеже 40-х и 50-х годов М.В.Гзовским была создана первая методика восстановления тектонических полей напряжений по данным о трещиноватости, разработаны условия подобия и основные принципы эквивалентного моделирования тектонических структур и др.

Основные направления исследований

Практически все основные направления исследований новой науки – «тектонофизика» – были продиктованы задачами изучения механизмов формирования тектонических структур, сюда можно отнести:

- изучение процессов формирования тектонических структур (разрывных, складчатых, сложно построенных, разных иерархических уровней и пр.) геологическими методами в природе, лабораторными – на физических эквивалентных моделях, а также с помощью математического моделирования;
- изучение разрывных деформаций и их связей с другими характеристиками;
- изучение (реконструкция) тектонических полей напряжений (деформаций) разных возрастов по геологическим, сейсмологическим данным, а также исследование их на моделях;
- изучение кинематических характеристик за

разные интервалы времени (перемещения, линейные и угловые, их скорости, градиенты скоростей и т.д.);

– изучение физико-механических, главным образом реологических, свойств горных пород, в том числе в массиве;

– исследования методического характера: создание приборов и материалов для эквивалентного моделирования, создание методики и приборов для регистрации результатов моделирования; создание математических методов моделирования.

В лаборатории тектонофизики ИФЗ в разные годы в свете сказанного выше было проведено несколько циклов исследований по изучению механизмов формирования тектонических структур разных иерархических уровней. Исследования проводились методами математического (А.С.Григорьев, Ю.Л.Ребецкий и др.) и физического моделирования (М.В.Гзовский, Д.Н.Осокина и др.). Публикуемый материал получен в результате комплексного применения этих двух методов в цикле исследований деформаций слоя (А.С.Григорьев, И.М.Валович, А.В.Михайлова, Ю.Л.Ребецкий, З.Е.Шахмурадова).

II. ИССЛЕДОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР В СЛОЕ НАД АКТИВНЫМ РАЗЛОМОМ ФУНДАМЕНТА ТИПА СДВИГО-СБРОС

В этой статье приводятся некоторые, не публиковавшиеся ранее результаты изучения механизмов образования структур, возникающих в слое над активными разломами его основания, применительно к условиям осадочного чехла небольшой мощности (около 2 км). Исследования проводились комплексным методом [Григорьев, Михайлова, 1985]: на начальной стадии процесса, когда деформации малы и нарушения сплошности отсутствуют – с помощью математического моделирования, а на стадиях с развитыми деформациями и при наличии разрывов – экспериментально, путем непосредственных измерений на моделях. Всего рассматривалось 11 механизмов формирования структур в слое над активными разломами в его основании (рис.1, а). Тип механизма определяется углом падения сместителя θ и углом между направлением падения и вектором перемещения висячего крыла разлома γ (см. рис. 1, Б). Задача заключалась в получении данных о характеристиках механизмов этих типов, в первую очередь о полях напряжений или деформаций (траекторий и величин), полях перемещений (или их производных), схем разрушения (трещин и разрывов со смещением) и т.д.

Часть материалов исследования, касающаяся структур над разломами типа сброс, наклонный сброс, наклонный взброс, а также сдвиг, раздвиг, содвиг¹, сдвиго-раздвиг и сдвиго-содвиг уже была опубликована [Михайлова, 1979а, б; Григорьев, Михайлова, 1985; Григорьев и др., 1987, 1989; Михайлова, Осокина, 2001]. Также были опубликованы результаты математических исследований по всему классу механизмов [Григорьев и др., 1989]. Здесь приведены в основном не публиковавшиеся ранее экспериментальные данные о структуре, возникающей над разломом типа

сбросо-сдвиг. Кроме того, сопоставляются особенности ее деформирования с характеристиками структур в слое над разломами типа вертикального сброса («взреза») и продольного сдвига, которые являются «исходными» для описываемой структуры. Рассмотрены также результаты некоторых математических исследований, касающихся этого раздела.

Постановка задачи

Математическое моделирование проводилось в рамках линейной теории механики сплошной среды. Эксперимент осуществлялся с применением эквивалентного материала, бентонитовой глины влажностью около 50%. Исследование ее свойств проводилось Д.Н. Осокиной [Михайлова, Осокина, 1973]. Это упруго-вязко-пластичный материал, который вначале деформируется по линейному закону, после достижения предела текучести вязкость падает, деформации возрастают нелинейно. Таким образом, в эксперименте на ранней стадии деформирования существует интервал, где процесс протекает по тому же закону, что и при математическом моделировании. Сопоставление данных обоих методов не обнаруживает противоречий. Все это предопределило неплохое соответствие результатов теоретического решения с данными моделирования в начале деформационного процесса, когда деформации уже достигли значений, доступных для измерения (порядка 5-10%), а нарушения сплошности были незначительны. Такое соответствие позволило с доверием отнестись к результатам исследований развития структур на следующих стадиях процесса, которые производилось только на моделях. Ниже рассматривается постановка задачи для обоих методов.

¹ Термин введен Л.М.Расцветаевым.

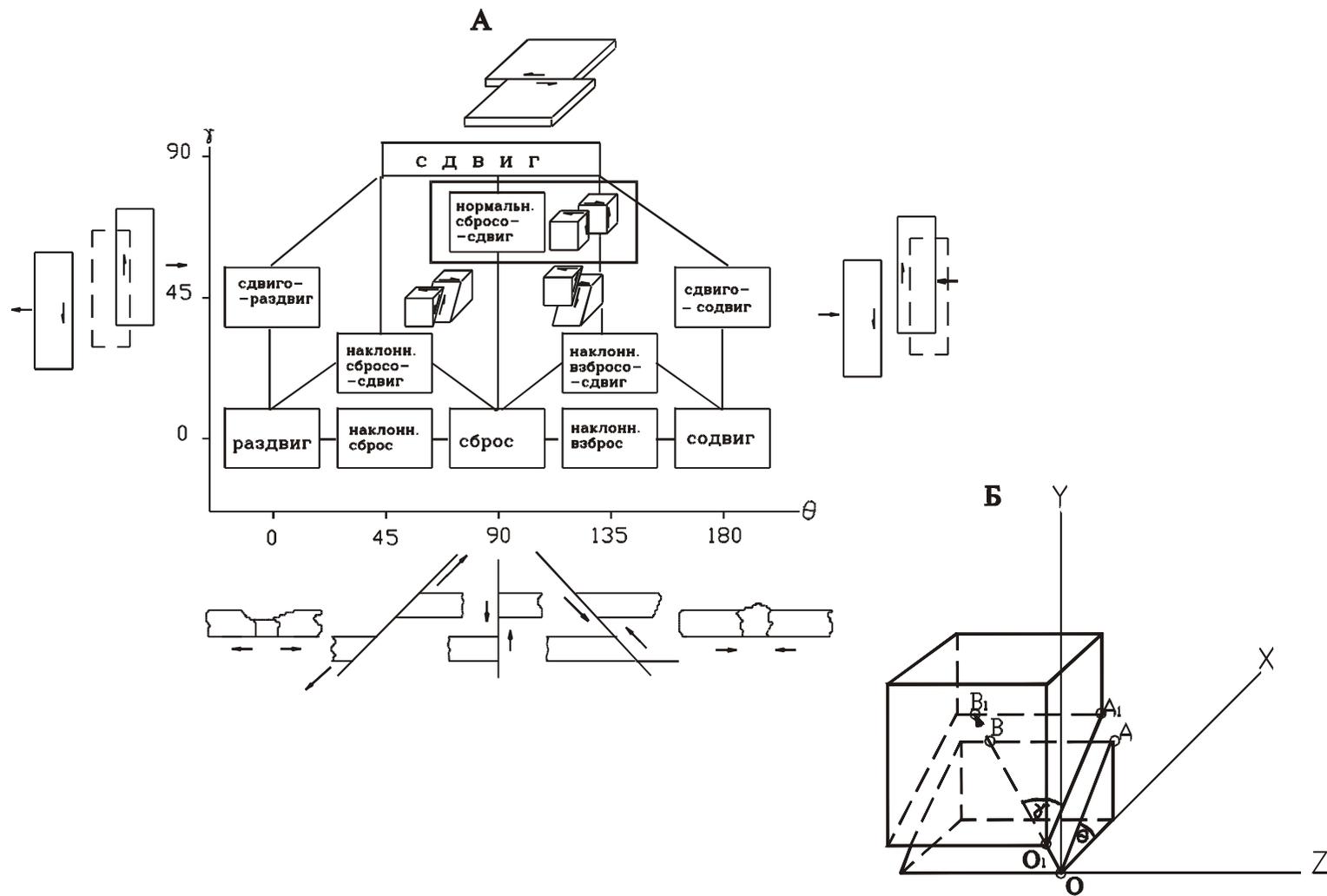


Рис. 1. Классификация активных разломов в основании слоя, определяющих его механизм деформирования.

А – схема классификации механизмов формирования структур в слое над активными разломами фундамента в зависимости от угла падения сместителя θ и угла между линией падения сместителя и направлением смещения висячего крыла разрыва по сместителю γ ; *Б* – схема, определяющая углы θ и γ

Математическое моделирование [Григорьев и др., 1987, 1989]. Математический анализ проводился для сброса – решением плоской задачи, для продольного сдвига – решением антиплоской задачи, для сбросо-сдвига – с применением метода наложения. Все характеристики приводились в безразмерный вид. Линейные размеры (в том числе координаты) относились к мощности слоя, скорости u и v горизонтального и вертикального смещений – к начальной скорости относительного движения блоков фундамента V_0 , а напряжения – к величине $\frac{4\eta V_0}{H}$, где η – вязкость деформируемого материала, V_0 – постоянная с размерностью скорости, H – мощность деформируемого слоя. Краевые условия: для случая плоской задачи:

$$Y=1: P_y = P_{xy} = 0;$$

$$Y=0: u = 0, v = 0 \text{ при } x > 0;$$

$$u = U_n, v = V_n \text{ при } x \leq 0,$$

где U_n, V_n – функции от x для случая антиплоской задачи:

$$Y=1: P_{yz} = 0;$$

$$Y=0: w = w_n \text{ при } x < 0 \text{ и } w = 0 \text{ при } x > 0.$$

Здесь ось Y направлена вверх, ось Z – вдоль разлома основания, а ось X – перпендикулярно к ней, вдоль грани модели.

Эти условия нагружения осуществлялись для линейно-вязкого несжимаемого материала.

Эксперимент [Михайлова, 1971, 1989]. На рис.2 показаны принципиальные схемы проведения эксперимента для всех трёх типов моделей: сброса, сбросо-сдвига и продольного сдвига. В соответствии с аналитическим решением для воспроизведения «плоской» деформации «бесконечного» слоя над сбросом создавалась модель, ширина которой была существенно меньше длины, а трение заключенной между стеклами модели с помощью смазки сводилось к минимуму.

Две другие модели были по существу объёмными. Слой эквивалентного материала укладывался на жесткие блоки, между которыми был небольшой зазор (около 1 см), заполненный модельным материалом, имитирующим зону «дробления», возникающую в природе между трущимися гранями движущихся относительно друг друга блоков. Используемая бентонитовая глина имеет условный предел текучести $\tau_s = 25 \text{ г/см}^2$. До этого на линейном участке деформирования вязкость составляет $\eta = 10^{10}$ пз. За пределом текучести вязкость резко падает и в

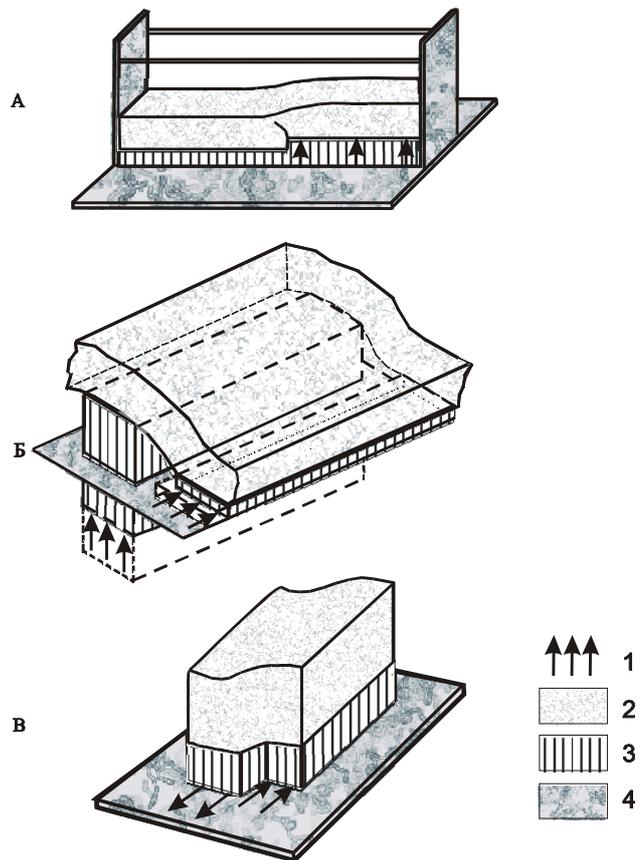


Рис. 2. Схемы проведения экспериментов по деформированию слоя с активным разломом в основании типа: А – сброса, Б – сбросо-сдвига, В – сдвига.

1 – направление движения блоков основания; 2 – деформируемый слой; 3 – жесткие подвижные блоки основания; 4 – детали прибора

интервале напряжений $30-50 \text{ г/см}^2$ составляет $\eta = 10^8-10^2$ пз. Именно в этом интервале при опыте можно было фиксировать деформации с принятой степенью точности. Одновременно следует отметить, что разрушение в этом материале происходит при напряжениях 50 г/см^2 .

Для расчета условий подобия использовались графики зависимости $\lg \eta = f(\tau)$: для осадочных пород III группы – по М.В.Гзовскому, Д.Н.Осокиной [Гзовский, 1975, рис. 4, с.55], для эквивалентного материала – по Д.Н.Осокиной [Михайлова, Осокина, 1973, рис.1, с.590]. Так как график для пород имеет оценочный характер, то в первом приближении графики рассматривались как подобные, а коэффициенты условий подобия рассчитывались по средним значениям η и τ :

$$C_\eta = 10^{-15}, C_\tau = 10^{-4}, C_l = 10^{-4}, C_i = 10^{-11}, C_v = 10^7.$$

Скорость движения блоков с помощью моторов с редукторами поддерживалась постоянной и по условиям подобия соответствовала платформенным скоростям. Вязкость материала при этих скоростях соответствовала вязкости пород осадочного чехла. Деформации и перемещения измерялись с помощью маркировки на грани моде-

ли перед началом опыта.

Результаты исследований.

Перемещения. Поле перемещений – одна из наиболее представительных характеристик для каждого механизма. В данном случае ее вид соответствует также полю скоростей перемещений, так как величины перемещения определялись через равные промежутки времени, а скорость перемещения блоков была постоянной.

По виду поля перемещений часто возможно определить механизм деформирования. На рис. 3 показаны поля перемещений для механизмов деформирования слоя: *A* – над поднимающимся по вертикальному разлому блоком, т.е. над нарушением типа «взрез» (сброс / взброс), *B* – над активным разломом типа продольного сдвига и *B* – над активным нарушением типа сбросо-сдвиг,

причем из графика видно, что левый блок поднимается, а правый сдвигается так, что образуется левый сдвиг. Могли бы быть, другие варианты, когда, например, сдвигаются оба блока в разные стороны, что, конечно же, отразилось бы на поле перемещений.

Разрушение. Для всех представленных здесь трех типов область повышенных напряжений и наибольших разрушений приурочена к надразломной части слоя и непосредственно к выходу разлома фундамента под подошву слоя. Ширина зоны, в которой отмечаются существенные особенности напряженного состояния, сопоставима с мощностью слоя.

Теоретические исследования позволили выявить области, наиболее опасные с точки зрения разрушения слоя (рис. 4). Для этого, помимо анализа главных напряжений, рассматривались

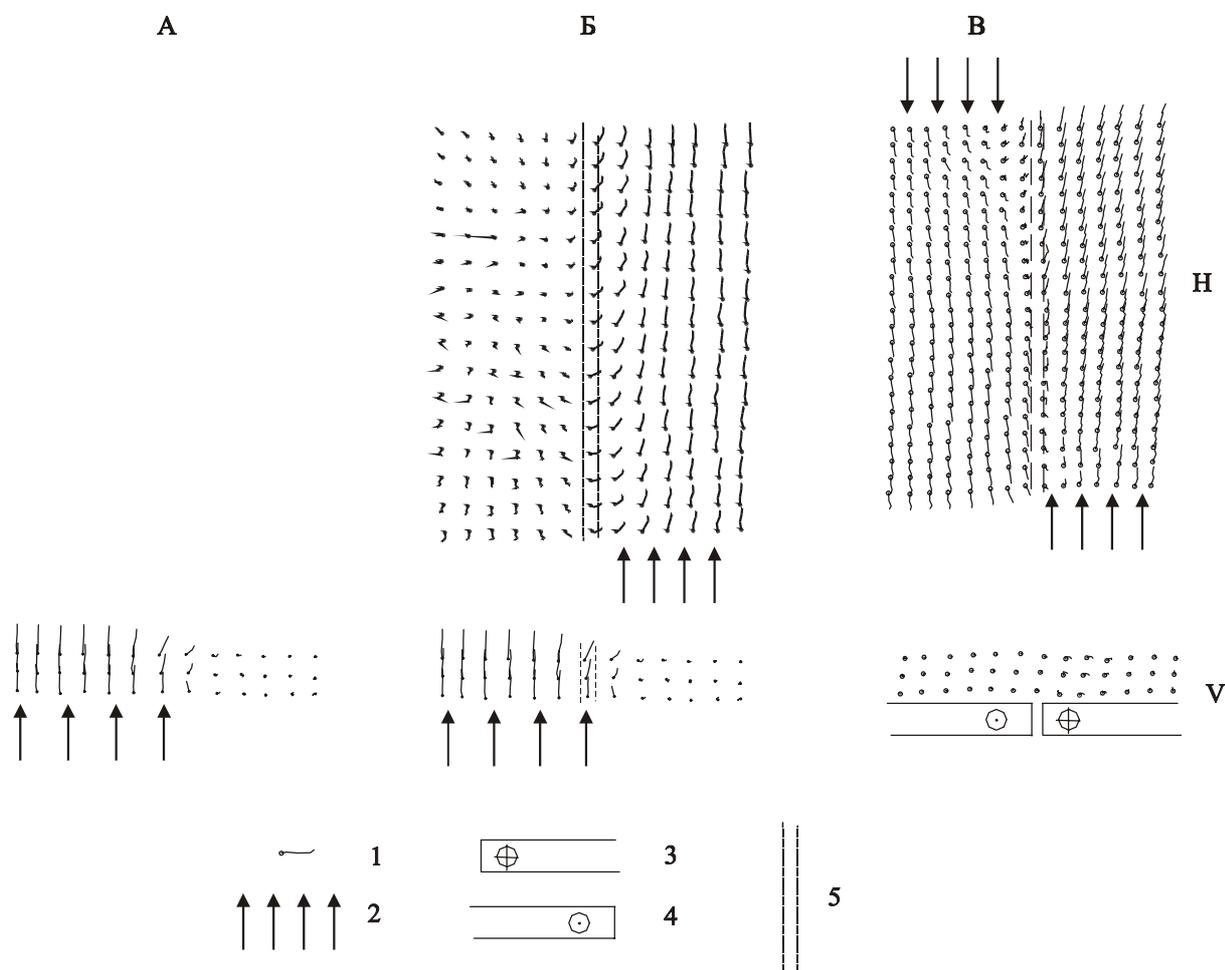


Рис. 3. Траектории перемещений точек поверхности модели деформируемого слоя над активным: А – сбросом, Б – сбросо-сдвигом, В – сдвигом, Н – в горизонтальной плоскости, V – в вертикальной плоскости.

1 – исходное положение точки поверхности до деформирования и ее траектория перемещения; 2 – направление перемещения блоков основания модели; 3 – перемещение блока в направлении от зрителя; 4 – перемещение блока в направлении на зрителя; 5 – зазор между жесткими блоками основания, заполненный деформируемым материалом, имитирующим зону дробления (условно, вне масштаба, в действительности составляет ~0.1 мощности слоя)

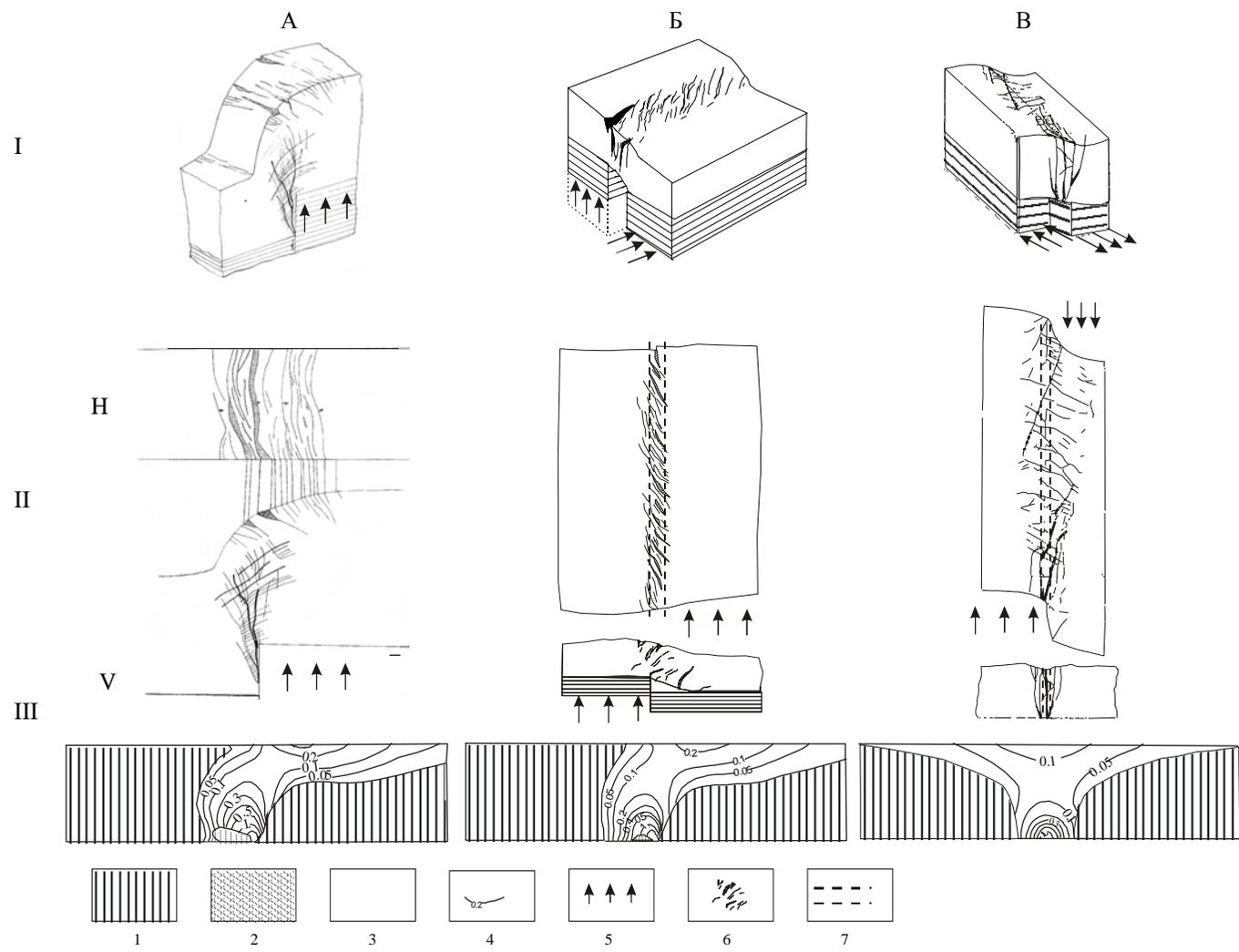


Рис. 4. Разрушение в моделях с разломом в основании слоя типа: *A* – сброса, *Б* – сбросо-сдвига, *В* – сдвига; *I* – пространственное изображение; *II* – изображение на поверхности модели: *H* – горизонтальной; *V* – вертикальной; *III* – распределение эквивалентных напряжений, ответственных за разрушение (по Мору), полученных в результате расчета.

Области: *1* – двухстороннего сжатия, предполагается отсутствие разрушения; *2* – двухстороннего растяжения, (предполагается наличие отрывов); *3* – скальвания; *4* – изолинии эквивалентных напряжений; *5* – направления перемещения блоков основания модели; *6* – трещины и разрывы; *7* – зазор между блоками, заполненный деформируемым материалом, имитирующий зону дробления (условно, вне масштаба, в действительности составляет ~0.1 мощности слоя)

также так называемые эквивалентные напряжения (p_3), для вычисления которых использовалась теория прочности Мора [Григорьев и др., 1987, 1989; Ребецкий, 1988]:

$$P_3 = p_1 - \chi p_3,$$

где P_3 – эквивалентные, а p_1 и p_3 – главные нормальные безразмерные напряжения, χ – отношение предела прочности деформируемого материала при растяжении к условному пределу прочности при сжатии $\chi = 0.1$. На графиках эквивалентных напряжений в изолиниях, кроме того, выделялись области двухстороннего сжатия, где предполагалось отсутствие разрушений, и двухстороннего растяжения, где предполагалось развитие отрывов. Сколы должны проявляться в области, где $p_1 > 0$, а $p_3 < 0$. Для каждого типа механизмов характерно свое расположение этих областей.

При вертикальном сбросе (взбросе) (рис. 4, А) область растяжения примыкает к подошве слоя со стороны опускающегося блока, область возможного скалывания протягивается в сторону поднимающегося блока, а максимумы эквивалентных напряжений тяготеют к выходу разрыва фундамента в основание деформируемого слоя и к свободной поверхности поднимающегося блока. Как видно из результатов эксперимента, картина фактического разрушения модели вполне соответствует прогнозируемой по данным математического анализа. Прежде всего, непосредственно над выходом разлома фундамента, образуется отрыв в основании слоя, затем из этой области происходит развитие серии сколов, продвигающихся в направлении второго максимума эквивалентных напряжений. Навстречу этим сколам от поверхности модели в направлении к области интенсивного разрушения у подошвы слоя прорастает вторая серия сколов.

Все описанное выше относится к случаю, когда при вертикальном сместителе относительное перемещение крыльев разлома в фундаменте происходит в вертикальном направлении, т.е. присутствует только сбросовая (взбросовая) составляющая. Если же к сбросовой добавляется и сдвиговая составляющая и вектор перемещений в плоскости сместителя становится наклонным, то тип разлома в фундаменте слоя из вертикального сброса переходит в вертикальный сбросо-сдвиг. При этом, как следует из математического анализа, происходят следующие изменения в описанной ранее картине «эквивалентных» напряжений: область двустороннего растяжения у подошвы слоя постепенно уменьшается, несколько снижается величина концентрации напряжений и постепенно уменьшается асиммет-

рия зоны «скалывания», где p_1 и p_3 имеют разные знаки (рис. 4, Б). На представленном рисунке угол между направлением падения сместителя и вектором относительного перемещения крыльев разлома составляет 45° . На рис. 4, Б представлены некоторые результаты эксперимента, на наш взгляд, достаточно хорошо согласующиеся с выше описанными данными математического анализа. Действительно, при наличии в основании сбросо-сдвига характерно возникновение одной системы кулисообразных сбросо-сдвигов в деформируемом слое. Они концентрируются в узкой зоне непосредственно над зазором между сдвигающимися блоками основания. На начальной стадии развития деформаций не заметно возникновения отрывов. Эти данные получены в результате проведения опыта с одинаковыми скоростями перемещения блоков по вертикали (сбросовая составляющая) и по горизонтали (сдвиговая составляющая), т.е., для случая, когда вектор перемещения блока основания по сместителю составляет 45° с горизонтом.

В дальнейшем, при увеличении роли сдвиговой составляющей, вплоть до момента, когда в основании деформируемого слоя оказывается активный разлом продольного сдвига, область двухстороннего растяжения окончательно исчезает так же, как и асимметрия зоны скалывания. При этом (рис. 4, В) зона скалывания располагается симметрично относительно «зоны дробления» в области разлома фундамента, и проявляются две системы скалывания, причем обе представлены сдвигами (а не сбросо-сдвигами).

Деформации. Деформации в модели (и их скорости) характеризовались относительными величинами. Для их определения перед началом опыта на поверхности модели наносились марки в виде окружностей диаметром 1 см. В процессе деформирования они превращались в эллипсы. На фотографиях моделей на разных стадиях эксперимента определялись удлинения или укорочения первоначального диаметра по соответствующим осям эллипса, которые относились к первоначальному диаметру окружности. Следует отметить, что нельзя проводить прямое сопоставление результатов теоретического моделирования и эксперимента физического. Во-первых, потому, что они относятся к разным стадиям развития модели. Математическое моделирование следует сопоставлять с той стадией, когда деформирование осуществляется по линейному закону, а это происходит в самом начале процесса, когда деформации не превышают 1-2 %. Деформации такого порядка, к сожалению, практически недоступны для измерения нашими методами. Точность определения деформаций в пред-

ставляемых экспериментах составляла не более 0.05, поэтому мы и прибегаем к сочетанию этих двух методов моделирования для описания всего процесса, включая его начальную стадию. Во-вторых, потому, что в данном случае результаты физического моделирования представлены величинами остаточных деформаций (а не бесконечно малых упругих).

Маркировались свободные поверхности моделей. Кроме того, в модели взреза, заключенной между вертикальными стёклами марки, ставились на вертикальной поверхности, перпендикулярной разлому основания (см. схему рис. 2). В модели сдвига и сбросо-сдвига марки ставились на вертикальной поверхности, перпендикулярной направлению сдвига (т.е. на «торцевой» поверхности).

Такая маркировка перед началом эксперимента позволяет определить величину и ориентировку направлений главных нормальных деформаций максимального удлинения E_{\max} и максимального укорочения E_{\min} . Выявление индексов всех трех главных нормальных деформаций E_1 , E_2 , E_3 и построение их траекторий является дополнительной задачей. Поскольку модель с вертикальным сдвигом блоков («сбросовая») была «плоско деформированной», индексация главных деформаций не представляла затруднений, так как траектории средних деформаций E_2 – горизонтальны и перпендикулярны основной плоскости модели, в которой лежат траектории E_1 и E_3 . Это подтвердилось благодаря маркировке верхней поверхности модели. У моделей со сдвигом блоков основания вертикальная грань для маркировки выбиралась перпендикулярной направлению сдвига. Траектории осей главных нормальных максимальных и минимальных деформаций в обеих плоскостях отстраивались достаточно уверенно. Поскольку модель объемная, определение индексов осуществлялось на основании сравнения величин деформаций, которые сопоставлялись в горизонтальной плоскости. Величина деформаций E_z , считалась перпендикулярной плоскости измерений. Величины E_{\max} и E_{\min} измерялись непосредственно на модели, а E_z вычислялась по формуле первого инварианта: $E_1 + E_2 + E_3 = 0$ (для несжимаемого материала) и, соответственно, $E_{\max} + E_{\min} + E_z = 0$. Фотографировались три стадии деформирования через равные промежутки времени при постоянных скоростях подвижки штампов. Здесь приводятся данные о накопленных деформациях для третьей стадии деформирования, при общей подвижке штампа около 3 см, что составляло приблизительно 0.4 мощности слоя. Описывается исследуемая структура, образованная над разломом типа сбросо-сдвига, и

сравниваемые с ней так называемые опорные структуры – над сбросом и продольным сдвигом.

Сброс. Эксперимент проводился в условиях, приближенных к плоскому деформированному состоянию. Ширина модели была существенно меньше двух других параметров и составляла примерно 1/5 длины и 1/3 высоты. При этом, несмотря на такое грубое приближение и на наличие развитых деформаций и весьма существенных нарушений в деформируемом массиве, картина траекторий деформаций на этой стадии хорошо согласуется с картиной напряжений на начальной стадии деформирования, полученной в результате математического анализа [Григорьев, Михайлова, 1985; Григорьев и др., 1987; Grigoryev et al., 1988]. Вертикальная плоскость модели, в которой проводились измерения, является плоскостью главных нормальных деформаций E_1 и E_3 . Деформации, перпендикулярные этой плоскости – E_2 . В горизонтальной плоскости над опущенным блоком субгоризонтальны деформации укорочения E_3 , а над приподнятым – деформации удлинения E_1 .

Продольный сдвиг. Здесь данные эксперимента о деформациях не вполне совпадают с результатами теоретических исследований напряжений, которые проводились в рамках задачи антиплоского деформирования для начальной стадии [Рибейский, 1988]. В соответствии с теорией картина траекторий должна была бы иметь следующую структуру: E_1 и E_3 должны быть субгоризонтальны и ориентированы под углом 45° к направлению сдвига, а E_2 – субвертикальна. Однако картина остаточных деформаций, выявленная из эксперимента, сложнее и не вполне совпадает с расчетными траекториями напряжений на начальной стадии деформирования. Для индексации измеренных деформаций использовались данные, снятые не только со свободной поверхности модели, но также и с торцевой ее грани, перпендикулярной направлению сдвига. Причем оказалось, что на этой грани в области I субгоризонтальны траектории осей деформаций E_{\max} , а в области III – E_{\min} . Траектории средних деформаций везде субвертикальны. На верхней свободной поверхности модели в областях I и III индексация траекторий деформаций совпадает с теоретическими данными. Не совпадает только угол между направлением сдвига и траекториями деформаций. С той стороны, где приложены усилия к блоку основания, траектории E_3 составляют угол больше 45° , а траектории E_1 меньше 45° . Но в наиболее разрушенной области II, расположенной над зоной «дробления» происходит «замена» оси E_3 на ось E_2 , а ось E_3 уве-

ренно отстраивается как субвертикальная. Выявление индексов для траекторий деформаций, помимо снятия данных непосредственно с фотографий, как уже было сказано выше, осуществлялось путем сравнения величин деформаций E_{\max} , E_{\min} и E_z , где E_{\max} и E_{\min} – измеренные величины, а E_z – вычисленная. Для области II этот способ определения единственный, а для областей I и III – контрольный.

Сбросо-сдвиг. С определенной степенью приближения можно установить следующее: модель по виду деформированного состояния так же, как и при продольном сдвиге, можно разбить на три области (рис. 5): область I над поднимающимся блоком (см. схему проведения эксперимента, рис. 2); область III над сдвигающимся в горизонтальном направлении блоком; область II над узкой «зоной дробления», расположенной между сдвигающимися блоками. Траектории главных нормальных алгебраически минимальных деформаций E_3 во всех трёх областях лежат в суб-

горизонтальной плоскости (рис. 5, б). Ось же E_1 – алгебраически максимальных деформаций – над поднимающимся блоком (I) – субгоризонтальна, а E_2 – субвертикальна. В областях II и III эти оси как бы заменяют друг друга: E_1 становится субвертикальной, а E_2 – горизонтальной, при этом направление осей деформаций E_2 ближе к направлению сдвига, чем ориентировка E_3 . Значения же величин E_2 и E_1 близки друг к другу и поэтому на отдельных участках они взаимозамещаются. Достаточно сложно выглядит картина траекторий в вертикальной плоскости над областью II. Если в областях I и III картина ясна на основании выше сказанного, то во II области оси деформаций взаимозамещаются таким образом, что ось E_1 становится субвертикальной, ось E_2 и E_3 – субгоризонтальны.

Порядок определения индексов главных деформаций отражён в таблице, содержащей данные о величинах деформаций в областях I – III (см. также рис. 5, а).

Области	E_{\max}		E_{\min}		$E_z = -(E_{\max} + E_{\min})$		Соотношения
	Величина	Индекс	Величина	Индекс	Величина	Индекс	
I	-0.05 – 0.3	E_1	0 - (-0.25)	E_3	-0.15 – 0.1	E_2	$E_{\min} < E_z < E_{\max}$
II	-0.05 – 0.35	E_2	-0.1 - (-0.3)	E_3	-0.1 – 0.3	E_1	$E_{\min} < E_{\max} < E_z$
III	-0.05 – 0.15	E_2	0 - (-0.3)	E_3	0 – 0.3	E_1	$E_{\min} < E_{\max} < E_z$

Заключение

В статье приведены три типа механизмов образования тектонических структур, причиной возникновения которых послужило наличие в основании деформируемого слоя разрыва, смещение по которому и определяет характер деформаций. Рассмотрены типы полей разрушения, ориентировки траекторий деформаций и перемещений в структурах и роль составляющей продольного сдвига в их формировании. В теоретических работах ранее было показано [Григорьев и др., 1989], что поскольку свойства механизмов формирования структур зависят от направления перемещения блоков фундамента по разделяющему их сместителю, то постепенное изменение углов θ и γ также приводит к постепенному изменению характеристик механизмов. Однако это становится ощутимым при изменении указанных углов не менее чем на 15° , т. е. переход от одного типа механизма этого класса к другому происходит плавно.

Как было сказано выше, реконструкция механизма формирования тектонических структур является одной из основных в комплексе горно-геологических задач проблемой. Моделирование позволяет решать ее с меньшей затратой усилий

и, заменяя обратную задачу прямой, определять механизм методом подбора. Чтобы исследовать их рационально с помощью того же моделирования, полезно знать характеристики наиболее часто встречающихся механизмов. В лаборатории тектонофизики ИФЗ РАН, в рамках работы по гранту РФФИ, разработан метод Объектно-ориентированного моделирования (ООМ) (Ю.Л.Ребецкий, Д.Н.Осокина), позволяющий при определённых условиях использовать данные такого рода исследований при интерпретации и уточнении результатов натуральных наблюдений. Так, региональное поле напряжений, обусловленное внешними источниками нагружений, может быть дополнено данными о поле (полях) напряжений, вызванных наличием или возникновением элементарной локальной тектонической структуры (совокупностью структур).

При этом, если говорить о поле напряжений, то поле локальное внедряется в региональное. Это позволяет недоступные непосредственным измерениям данные заменить данными моделирования. Основными условиями такого внедрения являются: унификация изображения обеих исходных и результирующей моделей, выравнивание количественных характеристик регионального и внедряемого полей, «сшивание»

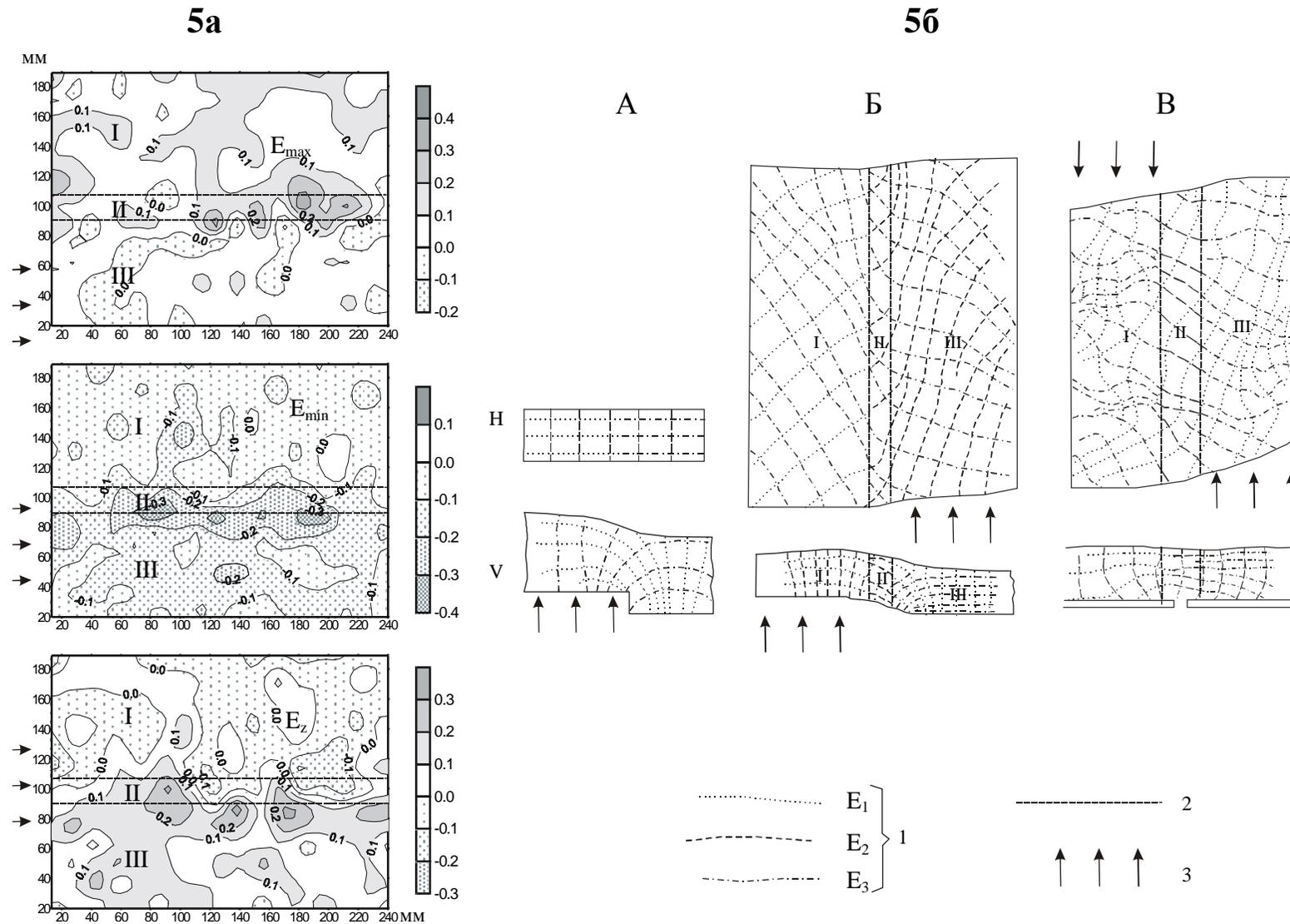


Рис. 5. Главные нормальные деформации: 5а – в модели деформируемого слоя с разломом в его основании типа сбросо-сдвиг, 5б – в моделях с разломом в основании слоя типа: А – сброса; Б – сбросо-сдвига; В – сдвига; 5а – величины главных деформаций E_{max} и E_{min} в изолиниях (по данным измерений) в горизонтальной плоскости, а также распределение в горизонтальной плоскости вертикальных деформаций E_z (вычисленных по формуле первого инварианта); I – область деформируемого слоя над поднимающимся блоком основания, II – область над зоной дробления, III – область над блоком основания, испытывающим сдвиг в горизонтальной плоскости; 5б – траектории осей главных нормальных деформаций: H – на свободной горизонтальной поверхности модели, V – на вертикальной грани модели (А), перпендикулярной направлению сдвига (Б, В).

1 – траектории главных нормальных деформаций; 2 – условные границы области в слое над «зоной дробления»; 3 – направление сдвига блока основания модели

регионального поля вблизи границ внедрения со сглаживанием хода характеристик, приближенное определение суммарного поля при наличии нескольких возмущающих механизмов. В рамках упомянутого проекта были рассмотрены две задачи.

1. Для Кавказско-Иранского региона по механизмам очагов землетрясений с использованием метода ООМ было получено натурное поле современных напряжений в двух вариантах: с возмущением за счёт активных разломов в зоне Загросса и без него. Это позволило сопоставить с натурным полем напряжений результат внедрения локальных полей напряжений вокруг восьми активных разломов Загросса в невозмущенное поле региона. Данные для внедрения локального поля были взяты из результатов моделирования (Д.Н.Осокина). Параметры синтетического по

результатам Объектно-ориентированного моделирования и натурального полей оказались, по мнению авторов, в разумном соответствии.

2. Вторая задача касалась моделирования взаимодействия литосферы двух участков одного мегарегионального уровня. Метод объектно-ориентированного моделирования (его упрощенный вариант) использовался для проверки гипотезы о вдавливании Индийской плиты в Евразийский континент подобно штампу модели, движущемуся по разломам. Данные моделирования были взяты из книги М.В.Гзовского [1975]. Поле траекторий модели, адаптированной к природным условиям, хорошо согласовалось с траекториями природного поля напряжений, а результат моделирования подтверждал возможность осуществления рассматриваемого гипотетического механизма.

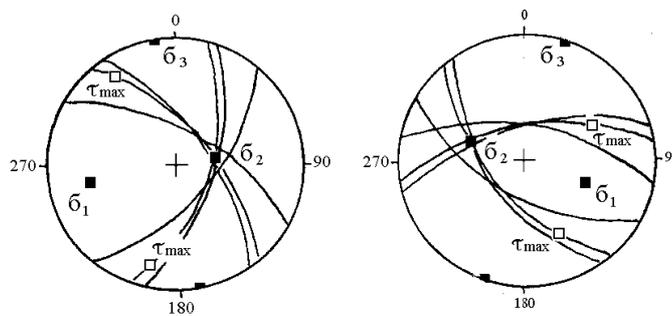
ЛИТЕРАТУРА

- Гзовский М.В.* О задачах и содержании тектонофизики // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954а. № 3. С. 244-263.
- Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954б. № 5. С. 390-410.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы классификации тектонических разрывов // Сов. геология. 1954в. Сб. 41. С. 131-169.
- Гзовский М.В.* Тектонофизика и проблемы структурной геологии // Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 17-31. (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов).
- Гзовский М.В.* Новое направление изучения складок // Складчатые деформации земной коры, их типы, механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 289-305.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III-IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
- Гзовский М.В.* Градиент скорости движений, напряженное состояние коры и энергия тектонических процессов новейшего времени // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967. С.30-42.
- Гзовский М.В.* Развитие новых направлений в тектонофизике // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1970. № 5. С. 51-84.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гзовский М.В.* Внутрислойные деформации, поля напряжений и разрывы (из архива 1957 г.) // М.В.Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 60-119.
- Гзовский М.В., Михайлова А.В.* Энергетика тектонических процессов // Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972. С. 120-132.
- Гзовский М.В., Григорьев А.С., Гущенко О.И. и др.* Вопросы тектонофизической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973а. №12. С. 32-48.
- Гзовский М.В., Турчанинов И.А., Марков Г.А. и др.* Напряженное состояние земной коры в горных выработках по данным измерений и тектонофизического анализа // Напряженное состояние земной коры. М.: Наука, 1973б. С. 32-49.
- Гзовский М.В., Григорьев А.С., Гущенко О.И. и др.* Тектонофизические методы реконструкции механизмов формирования складчатости и разрывных нарушений // Тектоника угольных бассейнов и месторождений СССР. М.: Недра, 1974.
- Григорьев А.С.* Вопросы математического моделирования в тектонофизике // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 47-57.
- Григорьев А.С., Михайлова А.В.* Сочетание теоретического и экспериментального методов при исследовании процессов образования тектонических структур // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 131-147.
- Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В. и др.* Исследование напряженного состояния, кинематики и развития нарушений сплошно-

- сти осадочного чехла над активными разломами фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 5-31.
- Григорьев А.С., Волович И.М., Ребецкий Ю.Л.* Задача о кинематике и напряжённом состоянии слоя при смешанных краевых условиях в связи с интерпретацией современных движений в платформенных областях // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 7. С. 38-54.
- Гущенко О.И., Михайлова А.В., Григорьев А.С., и др.*, Опыт реконструкции регионального механизма деформирования тектонических структур (на основе результатов стресс-мониторинга и тектонофизического моделирования современного деформационного процесса Кавказо-Иранского региона) // М.В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000. С. 180-199.
- Михайлова А.В.* Методика количественной оценки деформаций, напряжений и перемещений в пластических непрозрачных моделях // Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971. С. 38-48.
- Михайлова А.В.* Поля деформаций при образовании надвига в моделях структур продольного сжатия // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979а. С. 235-244.
- Михайлова А.В.* Моделирование процессов формирования тектонических структур при некоторых механизмах деформирования // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979б. С. 244.-250
- Михайлова А.В.* Методические вопросы создания и исследования тектонических моделей с применением пластичных эквивалентных материалов // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С. 209-228.
- Михайлова А.В., Осокина Д.Н.* Изучение соотношений между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и величиной деформаций на глубине (на моделях) // Современные движения земной коры, Тарту, 1973. № 5. С. 589-594.
- Михайлова А.В., Осокина Д.Н.* Исследование двух классов механизмов формирования тектонических структур, обусловленных разломами // БМОИП. Сер.геол. 2001. Т. 76. № 4. С. 16-26.
- Ребецкий Ю.Л.* Напряжённое состояние слоя при продольном сдвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 9. С. 29-35.
- Gzovsky M.V., Grigoriev A.S., Gushenko O. I. et al.* Problems of the tectonophysical characteristics of stresses, deformations, fractures and deformation mechanisms of the Earth's crust // Tectonophysics. 1973. Vol. 18. P. 167- 205.
- Grigoryev A.S., Volovich I.M., Mikhailova A.V. et al.* Relationships between the kinematics of the top of a layer and the state of stress within it due to block motion at its bottom // J. Geodin. 1988. Vol. 10, P. 127-138.

Раздел IV

**НАТУРНЫЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ
И ДЕФОРМАЦИЙ**



ОБЗОР МЕТОДОВ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ и СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Ю.Л.Ребецкий

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

ВВЕДЕНИЕ

Современный уровень исследований деформационных процессов в тектоносфере Земли невозможен без информации о действующих в ней полях тектонических напряжений. Именно данные о полях напряжений и деформаций совместно со сведениями о неотектонических и современных движениях, о геологическом, структурно-тектоническом строении, а также данными о действующих в литосфере физических полях (тепловой поток, гравитационные аномалии, скорости сейсмических волн и др.) позволяют корректно решать одну из основных обратных задач геофизики – задачу создания моделей деформационных процессов крупных тектонических структур земной коры. Одновременно с этой фундаментальной проблемой геофизики данные о полях тектонических напряжений играют первостепенную роль и в решении ряда прикладных задач. Так, сегодня уже очевидно, что проблема долговременного прогноза землетрясений, так же как и задача сейсмического районирования, должны базироваться на информации о действующих в земной коре полях современных напряжений, слежении во времени за характером изменения параметров тензора напряжений.

Актуальность задачи изучения напряженно-деформированного состояния земной коры и литосферы в целом подкрепляется уровнем имеющихся геолого-геофизических данных. В настоящее время достигнут большой прогресс в области определения механизмов очагов землетрясений (в глобальной сети интернет на WWW узле Гарвардского университета регулярно помещается информация о решениях тензора момента центроида для землетрясений с магнитудой $M_b > 4$). Накоплены компьютерные банки геологических данных о сколовых трещинах и разрывах с описанием не только пространственной их ориентации и типа нарушений сплошности, но и содержащих сведения о кинематической компоненте – ориентации сдвигового смещения берегов трещин [*Сим и др.*, 1983; *Корчемагин, Емец*, 1987; *Расцветаев*, 1987а; 1987б; *Гущенко и др.*, 1999; *Васильев, Мострюков*, 2000]. Разработана также целая серия методик реконструкции параметров тензоров напряжений и деформаций, базирующихся на различных физических прин-

ципах. По постулатам, заложенным в основу методов реконструкции напряжений их можно разделить на две группы: методы структурного анализа, использующие в основном только информацию о пространственной ориентации плоскостей сколов, и методы кинематического анализа, для которых наряду с первой группой данных необходимо иметь сведения о направлениях сколовых смещений. В методах реконструкции параметров деформированного состояния также используется полный набор структурно-кинематических данных о сколовых трещинах.

Все методы реконструкции тектонических напряжений и скорости сейсмотектонических деформаций в массивах горных пород по сколовым разрывам и трещинам следует относить к методам экспериментального анализа натуральных данных. При этом структурно-кинематические данные о сколовых разрывах, включающие в себя определения как плоскости разрыва, так и направления скольжения по нему, аналогичны тензодатчикам, используемым в ходе экспериментальных наблюдений за напряженным состоянием в строительных и других конструкциях. Следует заметить, что при экспериментах с конструкциями, в случае плоского (двухмерного) напряженного состояния розетки из трех тензодатчиков, достаточно для определения параметров тензора напряжений. При этом наклеиваемые на поверхность конструкций тензодатчики должны быть расположены таким образом, чтобы изменение параметров тензора напряжений в пределах контролируемого ими объема, было минимальным. Это обусловлено требованием однородности объема в пределах розетки по напряженному состоянию. Однако наши тензодатчики – трещины и разрывы – достаточно своеобразны. В отличие от стандартных тензодатчиков, доставляющих в конечном счете информацию о величине удлинения и укорочения в определенном направлении исследуемого объема, тензодатчики – трещины дают нам, как правило, сведения только о знаке сдвиговой деформации. В силу этой их особенности и возникает потребность во введении некоторых дополнительных предположений (постулатов) о характере деформационного процесса, позволяющих в конечном итоге создавать выборки структурно-кинематических

данных для однородных по напряженному состоянию макрообъемов.

Прежде чем перейти к обзору существующих методов, укажем, что речь везде далее будет идти о реконструкции тектонических напряжений и

деформаций (сейсмотектонических деформаций), уровня усреднения от 1 км до десятков и первых сотен километров. Методы *in-situ*, представляющие данные меньшего масштаба усреднения, здесь представлены не будут.

МЕТОДЫ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Совокупность методов структурного анализа восходит к работам [Becker, 1893; Anderson, 1951; Гзовский, 1959], в которых предлагалось связывать ориентацию сколового разрыва с ориентацией главных осей тензора напряжения на основе представлений механики разрушений [Надаи, 1936] и экспериментальных данных, полученных при деформировании вплоть до разрушения образцов горных пород [Бриджмен, 1955]. В частности, М.В.Гзовский [1954; 1975] при разработке теоретических основ метода реконструкции напряжений по сколовым разрывам и трещинам использовал факт образования трещин скола под углами близкими к углу скалывания горных пород, который отвечал представлениям теории прочности Кулона-Мора. Согласно предложенной методике, при реконструкции ориентации главных осей тензора напряжений следует выделить сопряженные пары сколовых трещин (однообразные трещины, сформировавшиеся в условиях однородного поля напряжений, при этом "... сопряженность сколовых разрывов двух направлений определяется по их слиянию, взаимному пересечению, противоположности направлений смещений" [Гзовский, 1959]. Линия пересечения этих трещин совпадает с осью промежуточного главного напряжения, а биссектрисы смежных углов с направлениями осей главных напряжений (рис.1). Индексация осей осуществляется на основании данных о направлениях смещения вдоль берегов сопряженных пар трещин. **Метод сопряженных пар сколов** М.В.Гзовского стал первым методом реконструкции параметров напряжений, который использовался геологами при изучении тектонических структур.

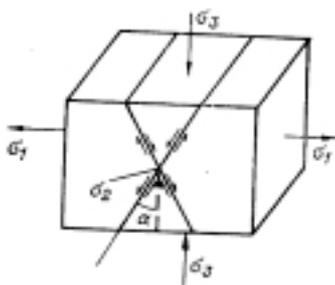


Рис. 1. Ориентация сколов по отношению к главным осям напряжений согласно методу сопряженных пар М.В.Гзовского.

В сейсмологии исследования, посвященные реконструкции тензора тектонических напряжений по данным о механизмах очагов землетрясений, развивались начиная с работ [Введенская, 1961; Балакина, 1962; Введенская, 1969]. Первоначально основой этих исследований являлось положение о том, что "статические напряжения, которые действуют перед разрушением на этой площадке и снимаются в момент появления разрыва, называются напряжениями, действующими в очаге" [Введенская, 1961]. Использование представлений теории дислокаций показало, что в этом случае биссектрисы углов нодальных плоскостей представляют собой оси действия алгебраически максимального и минимального главных нормальных напряжений, а сами нодальные плоскости в очаге землетрясения представляют собой плоскости действия наибольших касательных напряжений (рис. 2).

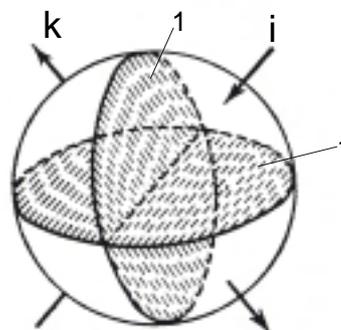


Рис. 2. Ориентация сколов по отношению к главным осям напряжений сжатия i и растяжения k , снимаемых в очаге землетрясения (1 — нодальные плоскости).

Такой подход возможен только в том случае, если тектонические напряжения, действовавшие в окрестности сколового разрыва сплошности до его возникновения (активизации), в результате смещения вдоль его берегов полностью снимаются. Однако последнее возможно только для частного случая напряженного состояния, поскольку тензор снимаемых в результате движения вдоль сколового разрыва сплошности напряжений, средних для включающего разрыв макрообъема, представляет собой тензор чистого сдвига. Поэтому в дальнейшем требование полного снятия напряжений было фактически заменено положением о совпадении плоскости раз-

рыва с плоскостью действия максимального касательного напряжения (теория прочности Треска (Сен-Венана). **Метод максимальных касательных напряжений** А.В.Введенской являлся определенной аналогией метода сопряженных пар сколов М.В.Гзовского в приложении к сейсмологическим данным. В настоящее время подобный подход активно используется в работах Л.-М.Зобак. В работе [Zobak, 1992] на основе данных о механизмах очагов одиночных землетрясений, удовлетворяющих определенным критериям (точность определения механизма, энергетический класс), реконструированы ориентации главных осей современных напряжений крупнейших сейсмических областей.

В работах В.Д.Парфенова [1981; 1984] также по сути отталкиваясь от закономерностей механики разрушений, основанной на критерии прочности по наибольшим касательным напряжениям, построена методика реконструкции напряжений применительно к геологическим данным. В этом методе на основе данных об ориентации плоскости скола и направлениях борозд скольжения с помощью палеток с сеткой Вульфа строятся ориентации "квазиглавных напряжений" – главных осей тензора упругих деформаций, снимаемых в результате смещений по разрыву, подобно тому как это делается в сейсмологии по данным о механизмах очагов землетрясений. Далее предлагается статистически анализи-

ровать совокупности соответствующих осей "квазиглавных напряжений", определяя по характеру плотности их распределения ориентацию истинных главных напряжений. Заметим, что в методе В.Д.Парфенова – **методе квазиглавных напряжений** – данные об ориентации смещений вдоль сколовых разрывов используются на равноправной основе вместе с данными об ориентации плоскостей разрывов в отличие от метода "сопряженных пар" М.В.Гзовского. При этом в отличие от работы [Zobak, 1992] реконструкция осуществляется не по одиночным сколовым разрывам, а по их совокупности. В статье [Zhonghuai Xu et al., 1992] практически по аналогичной методике для обширной территории Китая реконструировано поле современных напряжений по сейсмологическим данным о механизмах очагов коровых землетрясений.

Существенное развитие этого направления исследований было сделано в работах П.Н.Николаева [1977; 1992], которым был предложен **метод тектоно-динамического анализа** сколовых разрывов и трещин. Суть метода состоит в статистическом анализе разброса пространственной ориентации одноранговой совокупности трещин, входящих в однородный по характеру деформирования макрообъем, и определении на его основе сопряженных систем трещин (рис. 3). Технически это осуществлялось с

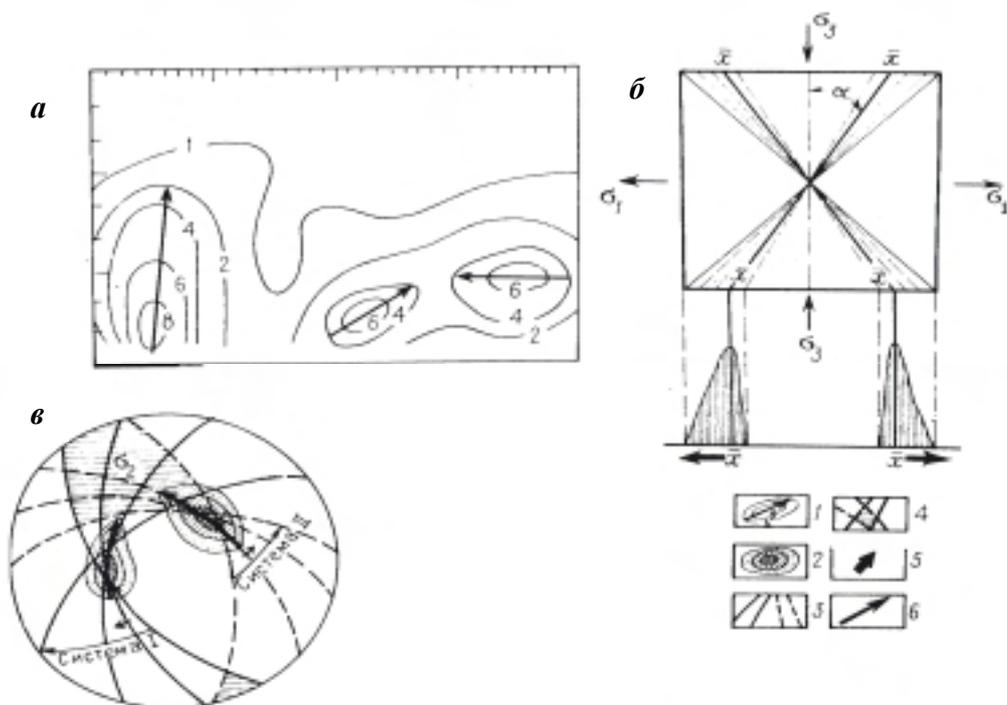


Рис. 3. Схема, иллюстрирующая методику реконструкции главных осей тензора по П.Н.Николаеву: *а* – матрица-диаграмма; *б* – схема разброса трещин при разрушении в образцах; *в* – реконструкция осей главных напряжений; 1 – изолинии трещиноватости и направления разброса; 2 – максимумы трещиноватости; 3 – системы сопряженных трещин; 4 – выходы промежуточных осей; 5, 6 – направления разбросов в пределах соответственно разных систем и максимумов трещиноватости.

помощью нанесения данных на прямоугольную диаграмму-матрицу с осями, определяющими соответственно азимут и угол вектора падения плоскости трещины (рис. 3, а). Поиск сопряженной системы при этом осуществлялся после нанесения данных для всей совокупности трещин путем выделения локальных максимумов. Обоснование используемого автором подхода было сделано на базе предположения о том, что отклонения в ориентации трещин от их идеального положения, определяемого теорией разрушения, связано со случайными причинами и должно поэтому соответствовать распределению Мизеса.

Практическое использование методики показало, что на диаграмме-матрице максимумы трещиноватости вместо симметричной формы изолиний равных значений, отвечающей равной вероятности отклонения каждой трещины от центра максимума, имеют явно асимметричный характер. При этом максимум сдвинут в сторону оси сжатия, а преимущественный разброс в сторону оси растяжения (рис. 3, б). П.Н.Николаевым было показано, что аналогичная особенность распределения ориентации плоскостей трещин наблюдается также и в сейсмологических данных о механизмах очагов для землетрясений, истинные плоскости смещения в очагах которых известны. Отклонение локальных максимумов от симметричного распределения обосновывалось экспериментально наблюдаемыми данными [Стоянов, 1979] об изменении угла скалывания для трещин, возникающих в образце при его испытании на хрупкое разрушение. Последнее обстоятельство связывалось с уменьшением в процессе разрывообразования интенсивности напряжений (второй инвариант тензора) при малых изменениях шаровой компоненты тензора. Для горных пород, процесс разрушения в которых описывается теорией Кулона-Мора, это обстоятельство и должно приводить к постепенному отклонению падения плоскости трещин от нормального. Выделение указанной асимметрии на диаграмме-матрице в процессе реконструкции методом тектоно-динамического анализа, по мнению автора этой методики, также служит доказательством однородности деформирования макрообъема, в пределах которого реконструкция осуществляется. Кроме того, асимметрия максимумов трещиноватости, позволяла устойчиво осуществлять индексацию осей главных напряжений и для тех стадий деформационного процесса, когда в ходе последующего тектонического течения угол между сопряженными системами сколов мог превышать 90° .

В настоящее время метод близкий по технологии реализации к методу П.Н.Николаева, использующий несколько иные базовые предполо-

жения, развивается применительно к анализу данных о сколовых трещинах в складчатых комплексах в работах [Белоусов, Мухамедиев, 1990; 1992]. В своих исследованиях они исходят из предположения о зарождении микронарушений в виде эшелонированных структур под действием тектонических напряжений в условиях высокого уровня деформационного стеснения (см. работы [Никитин, Рыжак, 1977; Рыжак, 1983]) слоистых толщ на стадии осадконакопления. При этом вводится предположение о том, что локализационная неустойчивость, выражающаяся в формировании систем сколов, предшествует геометрической неустойчивости, определяющей начало формирования складок. Таким образом, восстанавливаемые поля напряжений соответствуют возрасту осадков, а не тому полю тектонических напряжений, в котором затем на самом деле произошла активизация сколовых трещин.

Основанный на изучении и детальном картировании внутренней структуры зоны скалывания вблизи разлома **метод морфокинематического анализа**, предложен в работах [Гинтов, Исай, 1984а; 1984б]. При этом под зоной скалывания понимается "... линейно вытянутая область развития тех или иных структурных и динамоморфических парагенезисов". В этом методе анализируются данные об ориентации различных типов сколовых трещин, трещин отрыва, структур сжатия и складок волочения, образующихся в зоне скалывания. Неизвестные параметры тензора напряжений (ориентация главных осей), среднего для макрообъема, охватывающего целиком зону скалывания, связываются в этом методе с количественными данными об ориентации указанных выше структур в предложенной авторами системе уравнений.

Метод поясов трещин В.Н.Даниловича [1961] основывается на результатах анализа трещиноватости вблизи крупных разломов. Большое число натуральных данных позволило выявить закономерности "густоты" (повышенной плотности) распределения трещин. Было установлено, что вблизи разломов сколового типа более мелкие трещины образуют пояс трещиноватости, ось которого ОВ перпендикулярна направлению относительного движения берегов разлома (рис. 4). Кроме этого еще один локальный максимум повышенной плотности трещиноватости наблюдается вблизи оси пояса трещиноватости. Этот метод был прежде всего ориентирован на определение направления движения по крупным разломам с известным залеганием плоскости сместителя. В дальнейшем С.И.Шерман [1966] развил этот метод для определения и элементов залегания плоскости разлома. Сопоставление экспериментальных и натуральных данных показало воз-

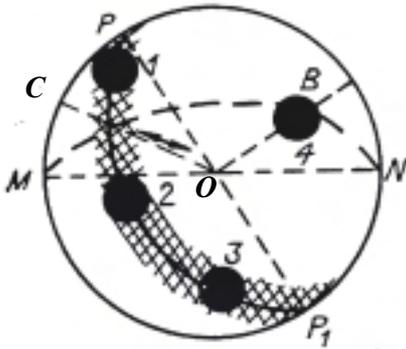


Рис. 4. Примерная сферограмма господствующих элементов трещиноватости, созданных движением по сместителю: 1, 2, 3 – экваториальные максимумы, 4 – полярный максимум; MON – простираание сместителя; OB – ось пояса трещиноватости; PP_1 – простираание плоскости пояса трещиноватости; OC – направление смещения.

возможность использования метода и для реконструкции главных осей тензора напряжений. Так, было установлено, что ось пояса OB (см. рис. 4) совпадает с осью промежуточного главного напряжения, а анализ ориентации трещин отрыва и скола позволяет определить ориентацию двух других главных осей тензора напряжений.

Метод структурно-геоморфологического анализа оперяющих сколов Л.А.Сим является продолжением направления анализа условий активизации крупных разломов по совокупности более мелкой оперяющей трещиноватости – совокупности мегатрещин, развиваемого после работ В.Н.Даниловича. Метод направлен на реконструкцию напряженного состояния платформенных областей в окрестности субвертикальных разломов в предположении субвертикальности оси промежуточного главного напряжения [Сим, 1996]. Последнее допущение позволило автору этого метода для анализа направления смещения вдоль главного разлома использовать данные только о простираании более мелкой оперяющей трещиноватости. При таком подходе имеется возможность проводить анализ закономерности изменения простираания оперяющих трещин путем дешифрирования топокарт и фотоснимков более крупного масштаба, чем масштаб изучения разломов и тектонических напряжений. Л.А.Сим предложен комплекс подходов по выделению систем оперяющих трещин, оценке возраста мегатрещин и разделения разновозрастных полей трещиноватости.

Заметим, что во всех указанных выше подходах используются представления, отталкивающиеся от условия квазиоднородности деформирования как в образцах, так и в массивах горных пород. В силу этого одна из главных проблем реконструкции состоит в выделении однородно деформируемых, в общем случае четырехмерных

пространственно-временных макрообъемов, в пределах которых и должна осуществляться выборка структурно-кинематических данных о сколовых трещинах (СКДТ). СКДТ фиксируют ориентацию в пространстве плоскостей сколов и направлений скольжения по ним для геологических данных и нодальных плоскостей для сейсмологических данных. Если при использовании СКДТ, получаемых на основе геологических наблюдений, проблема однородности деформирования в пространстве решается геологами на стадии сбора материала, то проблему выделения временных интервалов однородного деформирования – этапов, как правило, приходится решать уже на стадии обработки данных. Следует отметить, что в методе П.Н.Николаева имеется возможность создания формализованных приемов выделения макрообъемов однородных во времени и пространстве, однако прием выделения однородных пространственно-временных макрообъемов, развиваемый в работе [Николаев, 1977] не может считаться удовлетворительным в силу его интегральности. Он слабо чувствителен к отдельным событиям и может проявляться лишь на статистически представительных множествах.

Резюмируя обзор методов представленного здесь направления, отметим, что предположение о совпадении плоскости разрыва с плоскостью скола (плоскостью, на которой выполняется предельное условие по разрушению), опирающееся на данные, которые были получены в экспериментах для изначально бездефектных образцов, вырезаемых из сплошного куска горных пород, довольно сложно соотносится с фактом наличия в реальных массивах горных пород множества поразному ориентированных разрывов и трещин, на поверхности которых имеются разновозрастные системы скольжений.

В этом смысле в работах [Николаев, 1977; Парфенов, 1981] осуществляется развитие методики М.В.Гзовского, основанной на принципах теории разрушения. Делается шаг в сторону создания методов реконструкции, в которых бы использовались элементы, вытекающие из закономерности квазипластического течения в трещиноватых средах. Здесь и далее под терминами "квазипластическое течение" и "квазипластическое деформирование" понимается процесс накопления остаточных – необратимых деформаций, не восстанавливаемых после снятия нагрузки, которые возникают за счет смещения вдоль разрывов и трещин, имеющих размер много больший, чем размер зерен и кристаллов (десятки и сотни метров для наблюдаемых трещин в полевых условиях и от первых километров до

сотен километров для разрывов – по сейсмологическим данным).

Естественное следствие такого перехода является использование данных не только об ориентации плоскости разрыва, но и о движениях, реализуемых на сколах. Необходимость привлечения для реконструкции тектонических напряжений принципов теории пластичности достаточно очевидна. Образование или активизация сколового разрыва в единичном своем рассмотрении несомненно представляет акт разрушения сплошной среды. Однако сливаясь во множестве таких актов разрывообразования, сколы начинают подчиняться закономерностям квазипластического деформирования трещиноватых сред.

МЕТОДЫ ДИСЛОКАЦИОННОГО АНАЛИЗА НАПРЯЖЕНИЙ

В основе этой группы методов лежат постулаты дислокационного анализа, в которых предполагается [Гуценко, 1982а], что:

1) в процессе упругопластического деформирования преобразование части упругих деформаций в необратимые – остаточные, обуславливающее диссипацию упругой энергии в макрообъеме геосреды, может осуществляться как за счет сдвигов по вновь образующимся поверхностям нарушений сплошности геоматериала, так и за счет смещения берегов уже существующих трещин и разрывов различного масштабного уровня;

2) каждое индивидуальное смещение вдоль поверхности трещины возмущает поле напряжений только более низкого (крупного) масштабного уровня и не влияет на кинематику трещин этого же масштаба;

3) направление среднего вдоль поверхности скола смещения совпадает с направлением действия среднего на этой поверхности касательного напряжения, отвечающего искомому для квазиоднородного макрообъема тензору эффективных напряжений.

Впервые предположение о том, что "направление перемещения сразу после возникновения скола должно совпадать с направлением максимального касательного напряжения на плоскости разрыва, действовавшего здесь перед его возникновением" (Ботт), а также, что плоскость разрыва не обязательно должна совпадать с плоскостью наибольших касательных напряжений, или плоскостью скола (по Мору), было выдвинуто в работах [Wallase, 1951; Bott, 1959]. Эти положения послужили началом для создания новых методов реконструкции напряжений, отличных от методов, базирующихся на гипотезе сопряженных пар разрывов [Anderson, 1951; Гзовский, 1959]. В совокупности перечисленные выше по-

При этом такая зависимость (подчиненность) в большей мере должна проявляться в кинематике трещин и в меньшей – в характере ориентации разрывов. Это обусловлено с одной стороны, наличием памяти в геосреде о предыдущих актах разрывообразования, а с другой – в силу большей вероятности активизации трещин, плоскости которых близки к плоскости скола горных пород. Таким образом, методы структурного анализа в начале своего развития опирались на закономерности механики разрушения, затем исследователи вплотную подошли к необходимости при реконструкции тектонических напряжений использовать на равноправной основе и кинематические данные.

стутаты составляют основу дислокационной теории пластичности [Батдорф, Будянский, 1961], определяющей закон квазипластического течения среды за счет совокупностей имеющихся в ней дислокаций.

Заметим, что в методах дислокационного анализа, отказываясь от жесткой связи ориентации плоскости разрыва с ориентацией главных осей тензора напряжений, вводится прямая связь кинематических характеристик сколовых разрывов с параметрами искомого тензора. При этом первые два из представленных выше постулатов ставят в соответствие масштабному уровню реконструируемых напряжений (линейному размеру макрообъема осреднения) наиболее представительные (повторяемые) линейные размеры анализируемых сколовых нарушений. Второй постулат фактически подразумевает, что в исследуемой области процесс квазипластического деформирования развивается в условиях неизменного напряженно-деформированного состояния, соответствующего (регионального) масштабного уровня. Этот постулат дает возможность создания выборок СКДТ, отвечающих однородному по эффективным напряжениям и деформациям состоянию макро объема. Третий постулат не только связывает направление сколового смещения с полем напряжений, действовавшим до его возникновения, но и совместно с вытекающим из второго постулата предположением об установившемся процессе пластического деформирования фактически определяет изотропию свойств геосреды на исследуемом масштабном уровне [Надау, 1969], т.е. подобие тензоров напряжений и упругих деформаций – главные оси тензоров коллинеарны, а коэффициенты вида напряженного и деформированного состояний [Надау, 1936] равны. Именно этот постулат позволяет установить однозначную связь между

компонентами тензора эффективных для макрообъема девиаторных напряжений и направлением смещения вдоль любой заданной плоскости трещины (прямая задача полевой тектонофизики [Гзовский, 1975]).

Методы определения параметров тензора напряжений, использующие элементы дислокационного анализа и представленные выше постулаты, можно разбить на две группы:

- численные методы реконструкции тензора тектонических напряжений, в основе которых лежит нахождение **экстремума "функции однородности"** выборки СКДТ;
- графические методы реконструкции тензора тектонических напряжений, в основе которых анализ **кинематических ограничений** для выборки СКДТ.

Следует отметить, что на первый взгляд различие между двумя этими направлениями состоит лишь в технике реализации одних и тех же базовых постулатов. Однако, как показал дальнейший анализ, оказалось, что различия носят более принципиальный характер и некоторые алгоритмы, реализованные во втором направлении, в ряде случаев удовлетворяют более физически обоснованным принципам, отвечающим особенностям деформационного процесса, реально происходящего в горных массивах.

Определение экстремума "функции однородности". Это направление реконструкции тензора напряжений, развиваемое в работах [Carey, Bruneier, 1974; Никитин, Юнга, 1974; Angelier, 1975; Никитин, Юнга, 1977; Etchecopar et al., 1981; Angelier et al., 1982; Gephart, Forsyth, 1984], базируется на нахождении максимума "функции однородности" СКДТ ("функции совместности", по С.Л.Юнга), отвечающей скалярному произведению единичного вектора подвижки на поверхности скола и единичного вектора касательного напряжения, действующего на этой же поверхности, ориентация которого обусловлена искомым тензором напряжений:

$$F_1 = \sum_{\alpha=1}^A \frac{(\mathbf{s}^\alpha \mathbf{t}^\alpha)}{|\mathbf{t}^\alpha| |\mathbf{s}^\alpha|}. \quad (1)$$

Здесь \mathbf{s}^α – вектор в относительных сдвиговых смещениях бортов разрыва, \mathbf{t}^α – вектор эффективных для макрообъема касательных напряжений на плоскости скола, числитель представляет скалярное произведение этих векторов, а знаменатель произведение их модулей. С некоторым упрощением можно говорить, что требуется найти такой тензор напряжений, при котором сумма углов между вектором касательного напряжения

и наблюдаемым вектором подвижки для всех входящих в выборку плоскостей разрывов будет минимальна.

Согласно представленным выше постулатам дислокационного анализа максимальное значение функции (1), нормированной на A – число событий, участвующих в выборке, равно 1 и отвечает идеальной однородности данных, когда все смещения на плоскостях разрывов совпадают с ориентацией, действующих здесь касательных напряжений. В рамках этих постулатов значения нормированной "функции однородности", меньшие единицы, свидетельствуют либо о возможной неоднородности поля напряжений в пределах макрообъема выборки СКДТ, либо об анизотропии свойств вдоль плоскостей разрывов, либо об искажающем влиянии других более поздних деформационных процессов. Во всех этих случаях должны наблюдаться отклонения вектора смещений, реализуемого вдоль плоскости разрыва, от направления, диктуемого тензором искомым напряжений.

Достаточно просто показать, что максимум функции (1) лежит в области изменений четырех параметров тензора напряжений: трех углов Эйлера, определяющих ориентацию трех ортогональных осей главных нормальных напряжений, и коэффициента Лоде-Надаи (коэффициент вида напряженного состояния), характеризующего соотношения величин главных напряжений σ_i ($i=1,2,3$), при неизвестном, но фиксированном значении модуля максимального из главных касательных напряжений. Поскольку в данной совокупности параметров отсутствует компонента шарового тензора (всестороннее давление с обратным знаком), то в дальнейшем будем говорить о реконструкции девиаторных компонент тензора напряжений – девиатора напряжений. Действительно, выражение для компоненты тензора напряжений, действующей на площадке с нормалью \mathbf{n}^α в направлении произвольно ориентированного вектора \mathbf{t}^α можно представить в следующем виде

$$\sigma_{nt} = \tau \sum_{k=1}^3 f_k n_k^\alpha r_k^\alpha. \quad (2)$$

Здесь n_k^α и r_k^α ($k=1,2,3$) – направляющие косинусы соответствующих векторов в системе координат, связанной с ориентацией главных осей тензора напряжений, а

$$f_1 = (1 - \frac{1}{3} \mu_\sigma), f_2 = \frac{2}{3} \mu_\sigma, f_3 = (1 + \frac{1}{3} \mu_\sigma), \quad (3)$$

$$\tau = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_3), \quad \mu_\sigma = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{\tau} - 1.$$

причем σ_1 и σ_3 – девиаторные главные напряжения ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$, $\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 0$), соответственно, растяжения и сжатия ($\sigma_1 \geq 0$, $\sigma_3 \leq 0$), а μ_σ и τ – коэффициент Лоде-Надаи и модуль максимального касательного напряжения. Заметим, что приведенное выше ранжирование главных напряжений условное и отличается от часто используемого в геологии аналогичного определения, но с положительным знаком сжимающих напряжений. В зарубежной литературе вместо коэффициента Лоде-Надаи часто используется параметр "ratio", определяемый как

$$\Phi = \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)}{2\tau}. \quad (4)$$

На основании (3) и (4) связь между этими двумя коэффициентами выражается следующим образом $2\Phi = 1 - \mu_\sigma$. Причем пределы изменения μ_σ от +1 до -1, а Φ от 0 до 1.

Запись функции однородности в виде (1) приводит к нелинейности решения на области неизвестных параметров задачи. В статье [Никитин, Юнга, 1977] отмечалось, что вследствие этой нелинейности "функция однородности" имеет локальные максимумы. При исходных данных, обладающих недостаточно высокой точностью определения, решение (1) становится неустойчивым. Заметим, что сейсмологические данные о механизмах очагов землетрясений имеют достаточно большие вариации определяющих параметров (точность данных, как правило, 10° - 30° , часто встречаются многовариантные механизмы), а в геологических данных зачастую направления скольжения вдоль борозд определяется с точностью до знака.

Запись "функции однородности" в форме (1) требует также выбора плоскости разрыва, поэтому для сейсмологических СКДТ задача нахождения тензора напряжений не имеет единственного решения. В работе [Никитин, Юнга, 1977] проблема единственности решалась путем присвоения в качестве истинной плоскости разрыва той из нодальных плоскостей, на которой для искомого тензора напряжений реализуется большее по величине касательное напряжение. Кроме неоднозначности такого типа, функция в форме, данной в (1), устанавливает одинаковый вес отклонениям от третьего постулата для площадок с высоким уровнем касательных напряжений (близкие к площадкам действия максимальных касательных напряжений) и площадок с низким уровнем касательных напряжений (близкие к площадкам действия главных нормальных напряжений), которые, как показывают реконструкции на основе геологических СКДТ [Сим,

1987], в выборках всегда присутствуют в достаточно большом количестве.

Из работы [Гущенко, Кузнецов, 1979] следует, что "функцию однородности" можно построить и на основе требования максимальности проекции касательных напряжений, действующих на поверхности скола, на направление вектора подвижки:

$$F_2 = \sum_{\alpha=1}^A (s^\alpha t^\alpha) W^\alpha. \quad (5)$$

Здесь дополнительно введен для большей общности весовой сомножитель W^α . При постоянных значениях весового сомножителя, отвечающего предположению, сделанному в работе [Гущенко, Кузнецов, 1979], даже большие расхождения в ориентации между вектором касательных напряжений и направлением подвижки на поверхностях скола с низким уровнем касательных напряжений мало влияют на решение. Определенная неудачность построения "функции однородности" в форме (1) отмечалась в [Angelier, 1990], где была предпринята попытка улучшить алгоритм расчета за счет введения в функцию (1) весовых сомножителей, зависящих от величины касательных напряжений.

В работе [Мухамедиев, 1993] также было предложено выбирать в качестве "функции однородности" выражение типа (5). При этом считалось, что поскольку смещения на площадках близких к углу скалывания, более вероятны, а амплитуды смещения большими по величине, то весовой сомножитель W^α должен быть пропорционален $\Omega^\alpha D^\alpha$, где D^α – средняя величина подвижки и Ω^α – площадь разрыва в очаге землетрясения с номером α . Математический алгоритм реконструкции в этом случае связан не только с требованием максимальности проекции касательного напряжения от искомого тензора на наблюдаемые на плоскостях разрывов направления подвижек, но и учитывает при построении "функции однородности" в качестве весового сомножителя сами величины подвижек. Таким образом в этом случае наибольший вклад будут давать площадки, на которых произошли наибольшие по амплитуде подвижки.

Преобразуем вслед за работой [Мухамедиев, 1993] (5) к следующему виду

$$F_2 = \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 (\sigma_{ij} R_{ij}). \quad (6)$$

Здесь σ_{ij} – тензор напряжений, а

$$R_{ij} = \sum_{\alpha=1}^A W^\alpha (n_i^\alpha s_j^\alpha + n_j^\alpha s_i^\alpha), \quad (7)$$

где s_i^α и n_i^α – компоненты наблюдаемого единичного вектора подвижки \mathbf{s}^α и единичного вектора нормали \mathbf{n}^α к плоскости скола соответственно в произвольной ортогональной системе координат. В последних выражениях суммирование ведется согласно известному правилу суммирования по повторяющимся индексам [Работнов, 1979]. Нетрудно показать (см. далее), что при определенном выборе вида весового множителя W^α тензор R_{ij} будет представлять собой тензор остаточных деформаций, накапливаемых в горных породах за счет смещений вдоль берегов разрывов. При этом функция F_2 по сути с точностью до нормировки будет представлять собой выражение для удельной упругой энергии, выделяющейся в процессе квазипластического деформирования.

Применительно к геологическим СКДТ в зарубежных исследованиях этого направления развивается метод, который можно назвать **методом выделения локализации разрушения** [Hung, Angelier, 1989; Mercier, Carey-Gailhardis, 1989]. Данный метод несет в себе элементы как метода тектоно-динамического анализа П.Н.Николаева, так и метода анализа экстремума "функции однородности". Этот метод состоит в нанесении на палетку Вульфа (сейчас для этого используются возможности компьютерной обработки и визуализации геологических данных о разрывах и трещинах) ориентации плоскостей разрывов и направлений смещений вдоль них. Далее выделяют совокупности трещин, близкие в структурно-кинематическом отношении, при этом оценивается близость ориентации не только плоскостей сколов как в методе П.Н.Николаева, но и направления скольжения берегов трещин. При этом разные родственные ансамбли сколовых разрывов, полученные в результате указанной выше сепарации данных из одного обнажения, отождествляются с разными этапами тектонических условий нагружения исследуемой области. Затем, выбирая "функцию однородности" того или иного вида, производится определение параметров тензора напряжений. Сепарация данных считается удовлетворительной, если максимальное отклонение направления подвижки вдоль плоскости скола для выборки СКДТ не превышает некоторого принятого предельного значения.

Графические способы нахождения областей допустимых решений. На основе наблюдаемых закономерностей разрывообразования в горных породах при использовании в той или иной мере сформулированных выше кинематических по-

стулатов рядом авторов были предложены графические методы реконструкций напряжений: **метод M-плоскостей** [Arthaud, 1969; Arthaud, Choukronne, 1972], кинематический метод [Гущенко, Сим, 1974; Гущенко и др., 1977; Гущенко, 1982a], метод right dihedral [Mercier et al., 1976; Angelier, Mechler, 1977; Angelier, 1984].

Первоначально ограниченный в применении только для одноосного напряженного состояния (одноосное сжатие или растяжение) метод M-плоскостей в дальнейшем был развит в работе [Aleksandrowski, 1985] и для случая трехосного напряженного состояния. Этот метод достаточно трудоемок в реализации и связан с отысканием на сфере единичного радиуса геометрического места точек пересечения дуг большого круга от плоскостей, проходящих через центр сферы и содержащих вектор подвижки и полюс плоскости разрыва. В основных своих приемах он близок к первым вариантам кинематического метода О.И.Гущенко, представление которого будет дано ниже.

Наиболее простым из графических методов с алгоритмической точки зрения является **метод right dihedral**. Он связан с закономерностью, впервые отмеченной в работе [McKenzie, 1969], и заключающейся в том, что кинематические постулаты позволяют составить ряд неравенств, накладывающих определенные ограничения (кинематические ограничения) на возможную ориентацию главных осей тензора напряжений

$$n_1^\alpha s_1^\alpha \geq 0, \quad n_3^\alpha s_3^\alpha \leq 0. \quad (8)$$

Здесь n_i^α и s_i^α – проекции на главные оси искомого тензора напряжений единичных векторов нормали к плоскости разрыва и подвижки на ней. Эти неравенства прямо следуют из анализа выражений для направляющих косинусов вектора касательных напряжений на произвольной плоскости будущего разрыва. На основании (8) каждая из трещин допускает возможное попадание осей алгебраически минимального и максимального главных напряжений в разные пары накрест лежащих квадрантов, на которые нодальные плоскости делят сферу единичного радиуса. Алгоритм реконструкции напряжений метода right dihedral, развиваемого из ограничений (8), состоит в нахождении графическим способом двух областей на сфере единичного радиуса, в которых выполняется каждое из этих неравенств для совокупности сколовых нарушений (рис.5). При этом область, в которой выполняется первое из неравенств (8), отождествляется с областью, где на сфере может находиться выход оси максимального из растягивающих главных напряже-

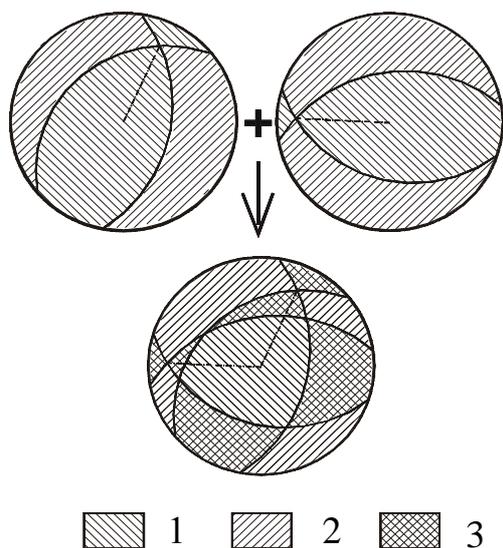


Рис. 5. Схема суммирования областей "запрета" для одной из главных осей тензора напряжений по двум механизмам очагов землетрясений.

1 – области возможного выхода искомой главной оси напряжения; 2 – области "запрета" по одному из механизмов; 3 – области "запрета" после обоих механизмов.

ний, а вторая – с областью выхода оси максимального сжимающего главного напряжения.

Кинематический метод, развиваемый О.И.Гущенко, в приложении к сейсмологическим СКДТ первоначально основывался на рассмотрении на сфере единичного радиуса двух областей отсутствия выходов соответственно осей i и k (осей сжатия и растяжения в очаге землетрясений), центры которых в дальнейшем связываются с ориентацией выходов на сферу осей максимальных растягивающих и сжимающих девиаторных напряжений [Гущенко, Сим, 1974]. Отметим, что такой подход в некотором смысле перекликается с методом, предложенным позднее в В.Д.Парфенов [1981] для геологических данных о сколовых разрывах при иных исходных представлениях. В приложении к геологическим СКДТ, где плоскость подвижки известна, в первых вариантах "кинематического метода" на первом этапе требуется построить коническую поверхность, проходящую через центр сферы единичного радиуса, которая разделит на сфере области с разным знаком направления перемещений для однородных выборок СКДТ (по сути эта поверхность является поверхностью Коши). При этом векторы перемещения сколовых трещин строятся в полюсах плоскостей сдвига. Далее для построенного на сфере следа конической поверхности определяются характерные точки симметрии, вблизи которых затем отыскиваются выходы осей главных нормальных напряжений. Последняя операция основывается на выделении двух таких взаимно ортогональных направлений, для которых дуги больших кругов, проведенные через точки их выхода на сферу и полюс сдвиго-

вой трещины, будут заключать в створе своего острого угла вектор перемещений сдвиговой трещины, построенный также в ее полюсе на сфере [Гущенко, Сим, 1974]. Созданный алгоритм реконструкции связан с введенным в работе [Гущенко, Кузнецов, 1979] дополнительным ограничением, накладываемым на ориентацию сдвигового смещения вдоль плоскости разрыва:

$$n_1^\alpha m_1^\alpha n_3^\alpha m_3^\alpha \geq 0, \quad (9)$$

где m_i^α – направляющие косинусы вектора \mathbf{m}^α , ортогонального векторам \mathbf{n}^α и \mathbf{s}^α . Для сейсмологических данных с неизвестной плоскостью подвижки последнее неравенство неприменимо. Неравенство (9) фактически накладывает ограничения на область возможного положения промежуточного из главных напряжений. В [Гущенко, Кузнецов, 1979] переход от равенств, определяющих направление вектора подвижки на произвольно ориентированной плоскости скола, к неравенствам (8), (9), доставляющим вектору подвижки широкий диапазон возможных ориентаций, основан на следующем предположении: *в процессе квазипластического деформирования однородного макрообъема, реализующегося в виде сколовых смещений по трещинам, ориентация осей главных нормальных напряжений остается постоянной, но при этом допускается изменение во времени значений коэффициента Лодэ-Надаи, определяемого по СКДТ для индивидуальных трещин* (однородноосные макрообъемы).

Следует отметить, что аналогичные ограничения в виде неравенств (9) были получены также в работе [Lisle, 1992] в рамках развиваемого **метода right threhedra**.

Дальнейшее развитие "кинематического метода" применительно к сейсмологическим СКДТ [Гущенко, 1982б] сильно сблизило его с методом right dihedra. Следует отметить, что впервые наиболее четко о необходимости выделения однородных макрообъемов, для которых и следует производить реконструкцию тензора напряжений, было сказано в работах О.И.Гущенко (см. например [Гущенко и др., 1977]). При этом использование ограничений на ориентацию сколовых смещений в рамках постоянства ориентации главных осей тензора напряжений и возможного изменения от плюс до минус единицы значения коэффициента Лодэ-Надаи и позволило автору кинематического метода параллельно с реконструкцией параметров тензора фактически организовать алгоритм выделения однородноосных макрообъемов.

Резюмируя анализ методов этого направления реконструкции тектонических напряжений отметим прежде всего следующие моменты. Во-

первых, определяющие постулаты дислокационного анализа ориентированы на дислокационную теорию пластичности, что в приложении к реальным горным породам, имеющим большее число разнонаправленных поверхностей пониженной прочности, более перспективно в сравнении с методами, построенными на принципах механики разрушений. Во-вторых, в рамках этого направления удалось найти достаточно эффективные формализованные способы выделения однородно деформированных макрообъемов, а также сочетать численные приемы нахождения максимума "функции однородности" и графические приемы, основанные на приведенных выше неравенствах [Ризниченко, 1965; Гуценко и др., 1990; Гуценко, Ребецкий, 1994]. Кроме того, в отличие от методов реконструкции напряжений, представленных в первом разделе, здесь удается, помимо ориентации главных осей тензора напряжений, определять и соотношение величин главных напряжений – коэффициент Лоде-Надаи.

Однако здесь требует дополнительного осмысления факт отличия в ориентации наблюдаемых сколовых смещений от теоретически предсказываемых, которые могут достигать углов до 90°. В методах нахождения максимума "функции однородности" эти расхождения связывают с неточностью экспериментальных данных [Ники-

тин, Юнга, 1977] и с локальной анизотропией на плоскости разрыва [Гуценко и др., 1990]. В кинематическом методе О.И.Гуценко делается попытка объяснить эти различия в рамках предположения о постоянстве ориентации осей главных напряжений и изменчивости во времени коэффициента вида напряженного состояния (одномерноосное напряженное состояние [Гуценко, Сим, 1974]). Последнее фактически является новым дополнительным постулатом, устанавливающим различную зависимость от краевых условий нагружения и свойств среды, для вообще говоря, равноправных параметров тензора напряжений: углов Эйлера, определяющих ориентацию главных осей тензора, и коэффициента Лоде-Надаи, определяющего соотношение величин главных напряжений.

Заметим также, что главный постулат, лежащий в основе всех методов этой группы, о совпадении направления смещения вдоль плоскости скола с вектором касательных напряжений фактически определяет прямую связь кинематических характеристик с напряженным состоянием. Это с одной стороны накладывает ограничение на реологические свойства создаваемой модели горных пород, а с другой сужает класс анализируемых деформационных состояний.

МЕТОДЫ ДИСЛОКАЦИОННОГО АНАЛИЗА ДЕФОРМАЦИЙ

Методы определения тензора приращений, или скорости квазипластических деформаций за счет вклада быстрых движений по разрывам – в очагах землетрясений восходят к работам [Ризниченко, 1965; Brune, 1968]. В них предлагается рассматривать процесс сеймотектонического разрушения как часть процесса квазипластического течения горных масс, реализующегося за счет быстрых или медленных смещений по разноориентированным разномасштабным нарушениям прочности. При этом фактически из представленных в предыдущем разделе постулатов кинематического анализа используется только первые два постулата без введения каких-либо ограничений на направление смещения, реализующегося вдоль разрыва. Такой подход возможен при выборе размеров элементарных – однородных макроскопических объемов, сопоставимыми с размерами разрывов. Используя предложенную Ю.В.Ризниченко модель сейсмического течения горных масс, вслед за Б.В.Костровым [1975] запишем тензор скорости необратимых деформаций, накапливаемых в макрообъеме ΔV за счет землетрясений – тензор скорости сеймотектонических деформаций, в следующем виде

$$S_{ij} = \frac{1}{2\Delta V \Delta T} \sum_{\alpha=1}^A D^{\alpha} \Omega^{\alpha} (n_i^{\alpha} s_j^{\alpha} + n_j^{\alpha} s_i^{\alpha}), \quad (10)$$

где ΔT – интервал времени наблюдения. В (10) суммирование ведется для всех событий, произошедших в пределах исследуемого макрообъема за интервал времени, многократно превышающий средний период повторения землетрясений. Поскольку уровень магнитуд напрямую связан с размером макрообъема осреднения, то, как правило, при реконструкции параметров тензора скорости сеймотектонических деформаций регионального масштабного уровня (масштаб осреднения десятки (первые сотни километров) он лежит в интервале с нижним пределом магнитуд $M_b = 4$. Это значение является верхним пределом магнитуд при реконструкции соответствующих параметров тензора локального масштабного уровня (масштаб осреднения первые километры). Заметим, что в силу высокого энергетического уровня землетрясения с магнитудой вносят наибольший вклад в процесс накопления остаточных деформаций регионального масштабного уровня, охватывая своим влиянием большие объемы земной коры.

Параметры тензора скорости сейсмостектонических деформаций S_{ij} можно связать с тензором напряжений, действующих в макрообъеме геосреды, установив следующую логическую цепочку: тензор скорости сейсмостектонических деформаций, рассчитанный для определенного интервала магнитуд, \rightarrow тензор скорости квазипластических деформаций макрообъема \rightarrow тензор приращений (скорости) полных деформаций (упругих и остаточных) \rightarrow тензор напряжений.

Действительно, выбирая интервал времени ΔT , а также интервал магнитуд, для которых производится суммирование сейсмических событий в (10), достаточно большим и предполагая деформационный процесс установившимся, можно считать, что тензор скорости сейсмостектонических деформаций S_{ij} стремится к тензору скорости квазипластических деформаций (полный тензор пластических деформаций, включающий в себя в том числе и разрывные необратимые деформации). Поскольку упругие деформации по величине существенно меньше пластических, то тензор скорости квазипластических деформаций вполне можно отождествлять с тензором приращений полных упругопластических деформаций.

Для обоснования перехода от тензора приращений деформаций к тензору напряжений можно воспользоваться результатами лабораторных экспериментов по упругопластическому деформированию изначально изотропных образцов. В них было показано, что при установившемся процессе упругопластического деформирования направления главных осей тензора напряжений и тензора приращений деформаций в общем близки. В работах [Lode, 1926; Taylor, Quinneu, 1931] было установлено, что, на пластической стадии появляется систематическое отклонение от условия подобия тензоров напряжений и деформаций, выражающееся в несовпадении коэффициентов вида напряженного и деформированного состояний, однако приобретаемая с развитием пластических деформаций анизотропия незначительна. В первом приближении, которое вполне допустимо при решении поставленной проблемы в силу точности исходных СКДТ, можно говорить о сохранении и на стадии пластического течения коллинеарности главных осей и о подобии вида эллипсоида тензоров напряжений и упругопластических деформаций для материалов, обладающих изотропными свойствами при малых деформациях.

Как отмечалось в работе [Лукк, Юнга, 1988], выражение (10) не позволяет устойчиво определять тензор скорости сейсмостектонических деформаций в силу существенно большей его зави-

симости от единичных сильных землетрясений, чем от совокупности землетрясений средней интенсивности. В статье [Степанов, 1979] было предложено этот тензор рассчитывать для ограниченного интервала магнитуд. В таком случае, в силу прямой связи площади разрыва с магнитудой землетрясений и зависимости амплитуды смещений от площади разрыва [Штейнберг, 1983], последние можно вынести из-под знака суммирования в (10). При таком подходе за счет выбора интервала магнитуд в наиболее представительном спектре удастся решить проблему устойчивости определения тензора. Однако в этом случае нельзя постулировать однозначную связь рассчитанного тензора с тензором приращений полных упругопластических деформаций.

С.Л.Юнгой [Лукк, Юнга, 1988] было предложено вместо тензора скорости сейсмостектонических деформаций определять тензор среднего механизма для событий, участвующих в выборке:

$$P_{ij} = \frac{1}{2A} \sum_{\alpha=1}^A (n_i^{\alpha} s_j^{\alpha} + n_j^{\alpha} s_i^{\alpha}). \quad (11)$$

Здесь тензор P_{ij} нормирован так, что величина его интенсивности меньше единицы. Предлагалось считать, что тензор среднего механизма подобен тензору скорости квазипластических деформаций геосреды. Такой переход от (10) к (11) основывался на высказанном ранее в работах К.Аки [Аки, 1972] постулате о подобии процессов сейсмостектонического течения, осуществляемых за счет дефектов прочности различных размеров (землетрясений различных диапазонов магнитуд) и на требовании полноты представительности сейсмологических данных о механизмах очагов в выборке землетрясений, определяющей средний механизм. В работе [Юнга, 1979] правомочность этого постулата оценивалась на СКДТ Гармского полигона для землетрясений с магнитудами $M_s = 1.5 \div 3.5$. Расчеты показали хорошую пространственную устойчивость ориентации осей главных деформаций удлинения-укорочения. Заметим, что выражение (11) с точностью до коэффициента совпадает с результатом расчета тензора скорости сейсмостектонических деформаций согласно [Степанов, 1979]. Однако, поскольку в основе (11) лежит постулат о подобии сейсмостектонического течения, в последнем случае нет надобности ограничивать интервалы магнитуд в выборках, как это следовало из работы [Степанов, 1979].

Определение среднего механизма на основании (11) обобщает известный подход к построению среднего механизма по первым вступлениям для серий слабых землетрясений, имеющих близкие пространственно-временные координа-

ты [Мишарина и др., 1975]. Отличие состоит в том, что средний механизм может не быть двойным диполем, для которого на сфере единичного радиуса области с разным знаком нормальных компонент тензора P_{ij} разделяются ортогональными плоскостями (нодальные плоскости). Действительно, используемое в настоящее время в сейсмологии представление очага землетрясения в виде двойного диполя определяет, что вклад каждого землетрясения в тензор скорости сеймотектонических деформаций равен тензору добавочных деформаций, у которого коэффициент Лодэ-Надаи и сумма главных значений тензора равны нулю. Иначе говоря есть тензор приращений деформаций от единичного землетрясения фактически соответствует тензору приращений деформаций от простого или чистого сдвига [Надаи, 1969] по любой из нодальных плоскостей. В то же время сумма множества таких вкладов может сформировать вид эллипсоида тензора скорости сеймотектонической деформации (10) или тензора среднего механизма (11), отличный от эллипсоида деформаций простого сдвига. При этом поверхность, разделяющая единичную сферу, построенную в очаге землетрясения, на области с разными знаками нормальных компонент тензора, является частным случаем поверхности Коши, построенной для нулевого значения определяющего параметра. Заметим попутно, что первый инвариант тензора скорости сеймотектонических деформаций (сумма главных значений тензора), так же как и среднего механизма, получается путем суммирования первых инвариантов тензора приращений деформаций от каждого землетрясения и поэтому всегда тождественно равен нулю.

К перечисленным методам реконструкции параметров тензора квазипластических деформаций следует отнести и **метод парагенетического анализа** тектонических структур Л.М.Расцветаева [1982; 1987а,б], разработанный применительно к геологическим данным о СКДТ. Основу метода составляет установленная автором зависимость от параметров тензора напряжений различных структурных форм, связанных предполагаемой общностью условий формирования. По сути используемых в методе исходных данных речь должна идти о реконструкции параметров тензора деформаций, обусловленных разрывной и трещинной тектоникой. О реконструкции параметров тензора напряжений можно говорить только подразумевая постулат об изотропии свойств и предположение об установившемся процессе упругопластического деформирования.

Главной проблемой метода является дешифровка натуральных структурных рисунков в рамках разработанных Л.М.Расцветаевым базовых гео-

механических моделей дизъюнктивных деформаций (шаблонов). Каждая из таких моделей характеризуется определенным дизъюнктивным структурным рисунком – закономерностью взаимного образования структур разрушения разного типа. При этом выделяют структуры типа: парные и произвольные сколы, пирамиды сжатия и растяжения, конусы сжатия и растяжения, пояса вращения и течения, системы содвига и раздвига. Следует отметить, что количественные данные на основе этого метода получаются только при определении ориентации главных осей тензора трещинных деформаций. Вид эллипсоида остаточных деформаций определяется качественным образом.

Резюмируя методы реконструкции, краткое описание которых дано в этом разделе, отметим, что они целиком опираются на представления теории квазипластических деформаций горных пород, осуществляемых по множеству поверхностей пониженной прочности в более расширенной трактовке, чем это следует из дислокационной теории пластичности. В них не постулируется однозначная связь ориентации плоскости разрыва с параметрами тензора напряжений и фактически предполагается произвольность ориентации сколовых смещений.

К проблемам, не решенным в рамках представленного направления, следует отнести проблему выделения однородно деформируемых пространственно-временных макрообъемов. Нельзя считать удовлетворительными приемы, используемые, в частности, в работе [Кузнецова и др., 1995], где формирование выборок для расчета тензора скорости сеймотектонических деформаций осуществлялось простым суммированием всех механизмов очагов землетрясений в окнах сетки с шагом один градус. Это связано с тем, что для выбранного в данном случае масштаба осреднения (100 км.) необходимо предварительно произвести выделение всех нарушений сплошности – активных разрывов с протяженностью, превышающей этот масштаб и осуществлять расчет тензора скорости сеймотектонических деформаций или среднего механизма, в предположении многосвязности области, в пределах которой осуществляется реконструкция. В работах Л.М.Расцветаева [1982; 1987а, б] эта проблема решается непосредственно на обнажении по множеству различных признаков и фактически не может быть формализована.

Вторым недостаточно ясным моментом представленного выше направления является подтвержденная практическими расчетами необходимость использования при расчете ско-

рости квазипластических деформаций тензора среднего механизма (11) вместо тензора ско-

рости сейсмостектонических деформаций в форме (10).

ВЫВОДЫ

В заключение еще раз напомним, что, поскольку при решении рассматриваемой проблемы исходными являются морфо-кинематические данные о сколовых нарушениях, произошедших в горных породах, фактически на их основе можно осуществлять реконструкцию параметров тензора деформаций или, точнее, скорости квазипластических деформаций, возникающих в массивах горных пород под воздействием тектонических напряжений. Как выше было сказано, переход к тензору напряжений основывается на экспериментальных данных и предположениях об изотропности горных массивов и установившемся режиме процесса упругопластического деформирования на рассматриваемом масштабном уровне. Исключение здесь, пожалуй, составляют методы реконструкции напряжений, базирующиеся на концепции совпадения ориентации плоскости сдвигового разрыва с плоскостями скола. Однако и здесь следует отметить, что исходными для данной концепции являются экспериментальные данные, полученные вообще говоря на изотропных образцах.

Таким образом, в силу сделанного замечания имеется три группы методов реконструкции параметров тензоров напряжений и деформаций, использующих данные о сколовых разрывах и трещинах. Сопоставляя между собой различные методические подходы, отметим вполне очевидный факт, что при создании методов реконструкции необходимо использовать экспериментально доказанные принципы при минимально возможном числе постулатов, требующих дополнительного обоснования. Теории реконструкции, построенные на концепции механики разрушений и требующие формирования сколовых разрывных структур вне зависимости от уже существующих, можно рассматривать как менее достоверные.

В этом смысле, как выше уже отмечалось, предположения методов, основывающихся на теории дислокационной пластичности в большей мере соответствуют наблюдаемым фактам наличия в реальных горных массивах большого числа произвольно ориентированных сколовых разрывов. В свою очередь, методы реконструкции скорости квазипластических деформаций, фактически опирающиеся только на экспериментально подтвержденные предположения, должны рассматриваться как наиболее перспективные. Так, если сопоставить метод реконструкции напряже-

ний через экстремум "функции однородности" и метод реконструкции скорости квазипластических деформаций, то можно заметить, что максимум "функции однородности" в виде (5) достигается для тензора напряжений σ_{ij} , подобного тензору S_{ij} . Таким образом, процедуру отыскания максимума функции однородности можно заменить процедурой расчета тензора S_{ij} с соответствующим значением весового множителя. Это и было предложено в работе [Мухамедиев, 1993] в отношении расчета функции однородности с весовым множителем, пропорциональным $\Omega^\alpha D^\alpha$, т.е. фактически предлагалось использовать для определения параметров тензора напряжений тензор приращений сейсмостектонических деформаций S_{ij} . Заметим при этом, что требование третьего постулата, выраженное в выборе функции однородности в форме (5) для расчета параметров тензора напряжений, при определенном выборе весового множителя приводит с точностью до константы к тому же результату, что и определение параметров тензора скорости квазипластических деформаций через тензор скорости сейсмостектонических деформаций (10). При этом обратное не верно: для событий выборки, по СКДТ которой определен тензор скорости сейсмостектонических деформаций, необязательно следует выполнение третьего постулата кинематического анализа. Таким образом, с точки зрения минимальности вводимых предположений методы реконструкции тензора скорости квазипластических деформаций через тензор скорости сейсмостектонических деформаций и среднего механизма, которые используют только первые из постулатов кинематического анализа, предпочтительнее.

Однако и в последнем подходе требует своего решения как проблема устойчивого определения тензора скорости сейсмостектонических деформаций в рамках классического его определения [Ризниченко, 1965; Brune, 1968; Костров, 1975], так и обоснование расчета тензора скорости квазипластических деформаций через тензор среднего механизма [Лукк, Юнга, 1988] по совокупности разномасштабных дефектов. Кроме того, в методах расчета параметров тензора скорости сейсмостектонических деформаций и среднего механизма не решена проблема выделения однородно деформируемых макрообъемов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящий обзор был подготовлен в 1999 г. для журнала физика Земли и предшествовал статье, посвященной новому методу катакластического анализа сколов [Ребецкий, 1999]. Обе статьи получили положительную рецензию, но затем были отклонены редколлегией со ссылкой на большой объем и перегруженность портфеля

редакции журнала.

Здесь обзор представлен практически в неизменном виде. Поэтому, в нем отсутствует упоминание о методе катакластического анализа, основные положения которого изложены в первом томе юбилейного сборника, вышедшем в издательстве Наука [Ребецкий, 2000].

ЛИТЕРАТУРА

- Балакина Л.М.* Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса // Изв. АН СССР, Сер. геофиз. 1962. № 11. С. 1471-1483.
- Батдорф С.Б., Будянский Б.* Математическая теория пластичности, основанная на концепции скольжения // Механика. 1961. № 1 (171).
- Белоусов Т.П., Мухамедиев Ш.А.* К реконструкции палеонапряжений по трещиноватости горных пород // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 2. 1990. С. 16-29.
- Бриджмен П.* Исследования больших пластических деформаций и разрыва. М.: Изд-во Иностран. лит., 1955. 444 с.
- Введенская А.В.* К дискуссии по поводу теоретической модели очага землетрясения // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1961. № 2. С. 261-263.
- Введенская А.В.* Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136С.
- Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954. № 3.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского атиклинория. I, II. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 254 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М.* Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. Жур. 1984а. Т.6, № 3. С. 3-10.
- Гинтов О.Б., Исай В.М.* Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов // Геофиз. Жур. 1984б. Т.6, № 4. С. 3-14.
- Гуценко О.И., Сим Л.А.* Обоснование метода реконструкции напряженного состояния земной коры по ориентировкам сдвиговых тектонических смещений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Механика литосферы: Тез. докл. Всесоюз. науч.-техн. совещ., Л.; М.: 1974, С. 5-8.
- Гуценко О.И., Степанов В.В., Сим Л.А.* Направления действия современных мегорегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей юга Евразии // Докл. АН СССР. Сер. геофиз. 1977. Т. 234, № 3. С. 556-559.
- Гуценко О.И., Кузнецов В.А.* Определение ориентаций и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений // Поля напряжений в литосфере. 1979. С. 60-66.
- Гуценко О.И.* Автореферат дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. М., 1982а.
- Гуценко О.И.* Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности) // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты. 1982б. С. 35-52.
- Гуценко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А.* Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части средиземноморского подвижного пояса // Докл. АН СССР. Сер. геофиз. 1990, Т.312, № 4, С. 830-835.
- Гуценко О.И., Ребецкий Ю.Л.* Современное региональное поле напряжений Евразии (по сейсмологическим данным о механизме очагов коровых землетрясений) // Тезисы докладов I Международного семинара: Напряжения в литосфере (глобальные, региональные, локальные). М., 1994. С. 50-51.
- Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: Иркут. политехн. ин-т, 1961. 47 с.
- Корчмагин В.А., Емец В.С.* Тектоника и поля напряжений Донбасса // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 164-170.
- Костров Б.В.* Механика очага тектонического

- землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.
- Кузнецова К.И. и др.* Совокупность сейсмологических параметров и современные тектонические движения в Альпийском складчатом поясе. Ч. I, II // Изв. РАН Сер. Физика Земли. 1995. № 10, С. 26-46.
- Лукк А.А., Юнга С.Л.* Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1988. 230 с.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Леонтьева Л.Р.* Локальные тектонические напряжения в Байкальской рифтовой зоне по наблюдениям групп слабых землетрясений // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. С. 9-21.
- Мухамедиев Ш.А.* Реконструкция тектонических напряжений по разрывным сдвиговым смещениям: математические и физические ограничения // Докл. АН СССР. 1993. Т. 331, № 4. С. 500-503.
- Надаи А.* Пластичность. М.;Л.: Мир, 1936. 280 с.
- Надаи А.* Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969, Т. 2, 863 с.
- Никитин Л.В., Юнга С.Л.* Методы теоретического определения тектонических деформаций и напряжений в сейсмоактивных областях // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 11. С. 54-67.
- Николаев П.Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геологиз. и разведка. 1977. № 12. С. 113-127.
- Николаев П.Н.* Методика тектонодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 294 с.
- Парфенов В.Д.* Анализ напряженного состояния в ангидридовых тектонитах // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, N3. С. 695-698.
- Парфенов В.Д.* К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. N1. С. 60-72.
- Работнов Ю.Н.* Механика деформируемого твердого тела. М.: Наука, 1979. 744 с.
- Расцветаев Л.М.* Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 904-909.
- Расцветаев Л.М.* Выявление парагенетических семейств тектонических дизъюнктивов как метод палеогеомеханического анализа полей напряжений и деформаций земной коры // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987а. С. 171-181.
- Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987б. С. 173-235.
- Ризниченко Ю.В.* О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. М.: Наука, 1965. С. 56-63.
- Сим Л.А., Мозженко О.А., Козлов А.В., Иванов Н.Н.* Связь полей напряжений и хрусталености горы Гранитной (Приполярный Урал) // Изв. вузов. Геологиз. и разведка, 1983. №7. С. 15-20.
- Сим Л.А.* Некоторые особенности полей напряжений в зонах разломов (по геологическим и сейсмологическим данным) // Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука, 1987. С. 151-158.
- Сим Л.А.* Неотектонические напряжения Восточно-европейской платформы и структур обрамления. Автореферат дис. д-ра. геол.-минерал. наук. М., 1996. 41 с.
- Степанов В.В.* Количественная оценка тектонических деформаций // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 67-71.
- Стоянов С.С.* Механизм деформирования разрывных зон. М.: Недра, 1979.
- Шерман С.И.* О потенциальной способности глубинных разломов к магмоконтролирующей деятельности // Вестн. Науч. инф. Забайкал. отд-ние. Геогр. о-ва СССР. Чита, 1966. № 5. С. 16-24.
- Штейнберг В.В.* О параметрах очагов и сейсмическом эффекте землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 7. 1983. С. 49-63.
- Юнга С.Л.* О механизме деформирования сейсмоактивного объема земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. С. 14-23.
- Aki K.* Scaling low of seismic spectrum // J. Geophys. Res. 1972. P. 1217-1231.
- Aleksandrowski P.* Graphical determination of principal stress directions for slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method // J. Struct. Geol. 1985. N 7. P. 73-82.
- Anderson E.M.* The dynamics of faulting. Edinburg. 1951.
- Angelier J.* Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques // C.R.Acad. Sci. Paris. 1975. Vol. 281, P. 1805-1808.
- Angelier J., Mechler P.* Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits // Bull. Soc. Geol. France. 1977. T. 19, N 6. P. 1309-1318.
- Angelier J., Tarantola A., Valette B., Manoussis S.* Inversion field data in fault tectonics to obtain the

- regional stress – I. Single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1982. Vol. 69. P. 607-621.
- Angelier J.* Tectonic analysis of fault slip data sets // *Geophys. Res.* 1984. Vol. B7, N89, P. 5835-5848.
- Angelier J.* Inversion field data in fault tectonics to obtain the regional stress – III. A new rapid direct inversion method by analytical means // *Geophys. J. Int.* 1990. Vol. 103. P. 363-367.
- Arthaud F.* Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allogement et intermediaire d'une population de failles // *Bull. Soc. Geol. France.* 1969. Vol. 7, Ser. 11, P. 729-737.
- Arthaud F., Choukronne P.* Methode d'analyse de la tectonique cassante a l'aide des microstructures dans les zones peu deformees. Exemple de la Plate-Forme Nord-Aquitaine // *Revue de l'Institut Francais du Petrole.* 1972. Vol. 27, N5. P. 715-732.
- Becker G.F.* Finite homogeneous strain flow and rupture of rocks // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1893. Vol. 4.
- Bott M.H.P.* The mechanics of oblique slip faulting // *Geol. Mag.* 1959. N96. P. 109-117.
- Brune J.* Seismic moment, seismicity and rate slip along major fault zones // *J. Geophys. Res.* 1968. Vol. 73, N 2. P. 777-784.
- Carey E., Bruneier B.* Analyse theorique et numerique d'un modele mecanique elementaire applique a l'etude d'une population de failles // *C.R. Acad. Sci. Paris.* 1974. Vol. 279. P. 891-894.
- Carey-Gailhardis E., Mercier J.L.* A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of Southern Peru // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 82. P. 165-179.
- Etchecopar A., Vasseur G., Daignieres M.* An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis // *J. Struct. Geol.* 1981. Vol. 3, N1. P. 51-65.
- Gephart J.W., Forsyth D.W.* An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence // *J. Geophys. Res.* 1984. V89, NB.11. P. 9305-9320.
- Hung Q., Angelier J.* Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress – II. Using conjugate fault sets within heterogeneous families for computing palaeostress axes // *Geop. J.* 1989. N 96. P. 139-149.
- Lode W.* Versuche uber den einfluss der mittlerer hauptspannung auf das flieBen der metalle eisen, kupfer und nickel. *Zeitschrift fur Physik.* 1926. Vol. 36. 913 p.
- McKenzie Dan P.* The relation between fault plane solutions for earthquakes and directions of the principal stresses // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 59, N 2. P. 591-601.
- Mercier J., Carey E., Philip H., Sorel D.* La neotectonique de l'arc egeen externe et de la mer Egee et ses relations avec la seismicite // *Bull. Soc. Geol. France.* 1976. Vol. 18, N 2. P. 355-372.
- Mercier J.L., Carey-Gailhardis E.* Regional state of stress and characteristic fault kinematics instabilities shown by aftershock sequences: the aftershock sequences of the 1978 Thessaloniki (Greece) and 1980 Capania-Lucania (Italia) earthwakes as examples // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. Vol. 92. P. 247-264.
- Taylor G., Quinney H.* The plastic distortion of metals. *Philos. Trans. Roy. Soc. London,* 1931. Vol. A-230, 323 p.
- Wallase R.E.* Geometry of shearing stress and relation to faulting // *J. Geol.* 1951. N59. P. 118-130.
- Zhonghuai Xu, Suyun W., Yurui H., Ajia G.* Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquake // *J. Geop. Res.* 1992. Vol. 97, N B8. P. 11867-11878.
- Zobak M.L.* First- and second odern pattern of stress in lithosphere: The Word stress map project // *J. Geop. Res.* 1992. Vol. 97, NB. 8. P. 11703-11728.

ВЛИЯНИЕ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Л.А.Сим, А.Я.Фурсов, Е.В.Постников, А.В.Постников

Геологический факультет МГУ им. М.Ю.Ломоносова

Новейшее напряженно-деформированное состояние (НДС) нефтегазоносных платформенных областей должно априори оказывать значительное влияние на распределение нефти и газа, создавая зоны развития повышенной трещиноватости, обуславливая формирование локальных участков разуплотнения горных пород, содействуя сохранности ловушек. От современного НДС в значительной мере зависят условия как бурения скважин, так и добыча нефти.

Исследование влияния неотектонических напряжений на распределение нефтегазоносности производилось в пределах Тимано-Печорской эпибайкальской плиты (м-б 1:1 000 000) и на Большесалымском полигоне Западно-Сибирской эпигерцинской плиты (м-б 1:200 000).

Важнейшими индикаторами тектонических напряжений являются разломы, разрывы, трещины всех масштабов. Но изучение НДС на «закрытых» платформенных территориях имеет специфические трудности, так как разломы фундамента, активизированные на поздних этапах геологического развития, часто проявляются в нижних и средних частях чехла лишь в виде флексур, а в верхних – в виде зон повышенной трещиноватости, отчетливо дешифрирующихся на разного рода снимках и топографических картах. Дешифрирование таких флексурно-разломных зон (ФРЗ), последующее разделение трещиноватости по их ориентировкам и анализ их совместного пространственного распределения по отношению к генеральной ориентации разлома позволяет с помощью структурно-геоморфологического метода [Сим, 1991, 1996] определить направление сдвиговой компоненты перемещений по разлому, ориентировку горизонтальных осей сжатия и растяжения, а также геодинамическую обстановку активизации разлома. Структурно-геоморфологический метод основан на нахождении соответствия между взаимной ориентировкой оперяющих разрывов и магистрального разлома в реальной среде с такими, полученными при моделировании сдвигов. Данные моделирования сдвигов с характерными ориентировками оперяющих трещин в зоне динамического влияния формирующегося

разлома при разных условиях нагрузки и углах скола были обобщены М.В. Гзовским [1975].

Возраст восстановленных полей напряжений и сдвиговой подвижки принимается неотектоническим по возрасту кайнозойских отложений, в которых отдешифрированы оперяющие трещины в пределах платформенных плит. Последние именуется мегатрещинами, так как реально на фотоснимках и топографических картах они представляют мелкие прямолинейные элементы рельефа размером от 5 мм до 2-3 см. Реальные величины мегатрещин зависят от масштабов исследования; в любом случае они существенно короче зон разломов и соизмеримы с размером оперяющих разрывов.

Преобладание сбросовой составляющей перемещений можно определить по развитию в зоне динамического влияния разломов только мегатрещин, параллельных простиранию разлома, как было установлено при моделировании сбросов [Шерман и др., 1983]. Результаты исследований разломов и ФРЗ с последующей реконструкцией НДС структурно-геоморфологическим методом в нефтегазоносных областях Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит показали широкое развитие сдвиговой компоненты перемещений по ФРЗ на обеих плитах. Тимано-Печорская плита деформируется в обстановке субмеридионального регионального сжатия, в котором активизированы диагональные разломы; при северо-западном простирании они являются правыми, а при северо-восточном – левыми сдвигами. Сдвиговые компоненты перемещений по диагональным разломам Тимано-Печорской плиты подтверждаются геолого-геофизическими данными [Топоркова и др., 1993].

Сдвиговый тип поля напряжений с меридиональной ориентацией оси сжатия подтвержден при полевых исследованиях на гряде Чернышова. В пределах этой структуры тектонические напряжения восстановлены кинематическим методом, предложенным О.И.Гущенко [1979], при использовании которым анализируются направления борозд и зеркал скольжения, зафиксированные на плоскостях трещин в результате тектонических движений. Вектора таких перемещений,

измеренные в породах палеозойского возраста, сформированы, как правило, в последнем по времени поле напряжений. Яркая выраженность гряды Чернышова в современном рельефе, наличие минерализованных источников в зоне активизированного разлома, пересекающего гряду, свидетельствуют о значительной новейшей и современной активности структуры, что подтверждает отнесение поля напряжений к новейшему этапу.

Вблизи мест пересечения разнонаправленных сдвигов формируются участки локального сжатия, раскрывающиеся на юг и на север – к ним приурочены крупнейшие положительные нефтегазоносные структуры Возейское, Лаявожское и др.; в секторах локального растяжения; раскрывающихся на запад и восток, расположены структуры, выведенные из бурения. Можно предположить, что локальное сжатие содействует сохранности ловушек, а в отдельных случаях формирует антиклинальные структуры и способствует выжиманию нефти в их своды.

Выбор территории Большого Салыма в качестве объекта исследований в центральной части Западно-Сибирской плиты связан с тем, что по мере снижения нефтедобычи из крупных месторождений, содержащих залежи относительно простого строения, все острее становится проблема освоения трудноизвлекаемых запасов из месторождений сложного, а порой и неясного строения. К объектам такого типа относятся отложения баженовской свиты Западной Сибири, имеющей региональное распространение. На первых этапах ее изучения было замечено отсутствие связи между продуктивностью свиты и положительными элементами ее структурного плана, что противоречило «антиклинальной концепции» размещения залежей. Для объяснения продуктивности свиты многие исследователи проводили изучение ее литологического состава и связывали продуктивные интервалы с наличием в разрезе определенных литотипов для последующего прогноза их распространения по площади. Преобладающие длительное время представления о преимущественно пликативном строении осадочного чехла Западно-Сибирской плиты не позволяли выявить закономерности в распределении продуктивных зон в баженовской свите.

На Большом Салыме число «сухих» и малодебитных скважин превышает 50%, а скважины с максимальными дебитами часто соседствуют с малодебитными и не всегда приурочены к сводам мелких локальных структур. В разрезе баженовской свиты выделяются глинисто-кремнисто-карбонатные породы с низкой открытой пористостью, поэтому здесь велика роль

вторичной проницаемости, формируемая в зонах тектонических нарушений.

Исследуемый район расположен в области сочленения трех разновозрастных блоков фундамента: на северо-западе – байкалид Уват-Хантымансийского массива, в центральной части – ранних герцинид Салымской и на востоке – поздних герцинид Средне- и Западно-Сибирской складчатых систем. На юго-востоке района в фундаменте расположен триасовый рифт-грабен северо-восточного простирания. Границы между разновозрастными блоками фундамента тектонические, при этом между байкалидами и ранними герцинидами граница проходит по разлому северо-восточного простирания, а между ранними и поздними герцинидами – по субмеридиональному разлому на востоке района исследований.

Дешифрирование топокарт и космических снимков разного масштаба позволило выделить главнейшие линеаменты современного тектонического плана, характеризующиеся значительной протяженностью и шириной, что позволяет предполагать их связь с глубинной неоднородностью территории. Практически идеальное совпадение части отдешифрированных линеаментов, сопровождаемых зонами повышенной трещиноватости на дневной поверхности, с известными перечисленными выше, разломами фундамента, дает основание считать, что падение плоскостей сместителей крутое, а прочие линеаменты с большой степенью вероятности соответствуют ФРЗ. Сопоставление осевых зон последних с данными интерпретации грави-, магнито- и сейсморазведки 2D показало хорошее совпадение положения разломов, выделенных разными методами.

Кроме ФРЗ, к важнейшим тектоническим элементам территории Большого Салыма относится Салымская концентрическая структура с четко выраженным внешним контуром почти правильной круговой формы диаметром около 35 км (см. рисунок). Активность этой структуры в неотектонический этап устанавливается по «шуму» в ориентировках мегатрещин, отдешифрированных в зоне, расположенной вокруг кольцевой структуры: разнообразие ориентировок этих мегатрещин не дает возможности восстановить локальные неотектонические напряжения вдоль границы структуры и свидетельствует об образовании этих мегатрещин за счет наложения разных механизмов.

При сопоставлении выделенных при дешифрировании структурных элементов со структурной картой по кровле баженовской свиты стано

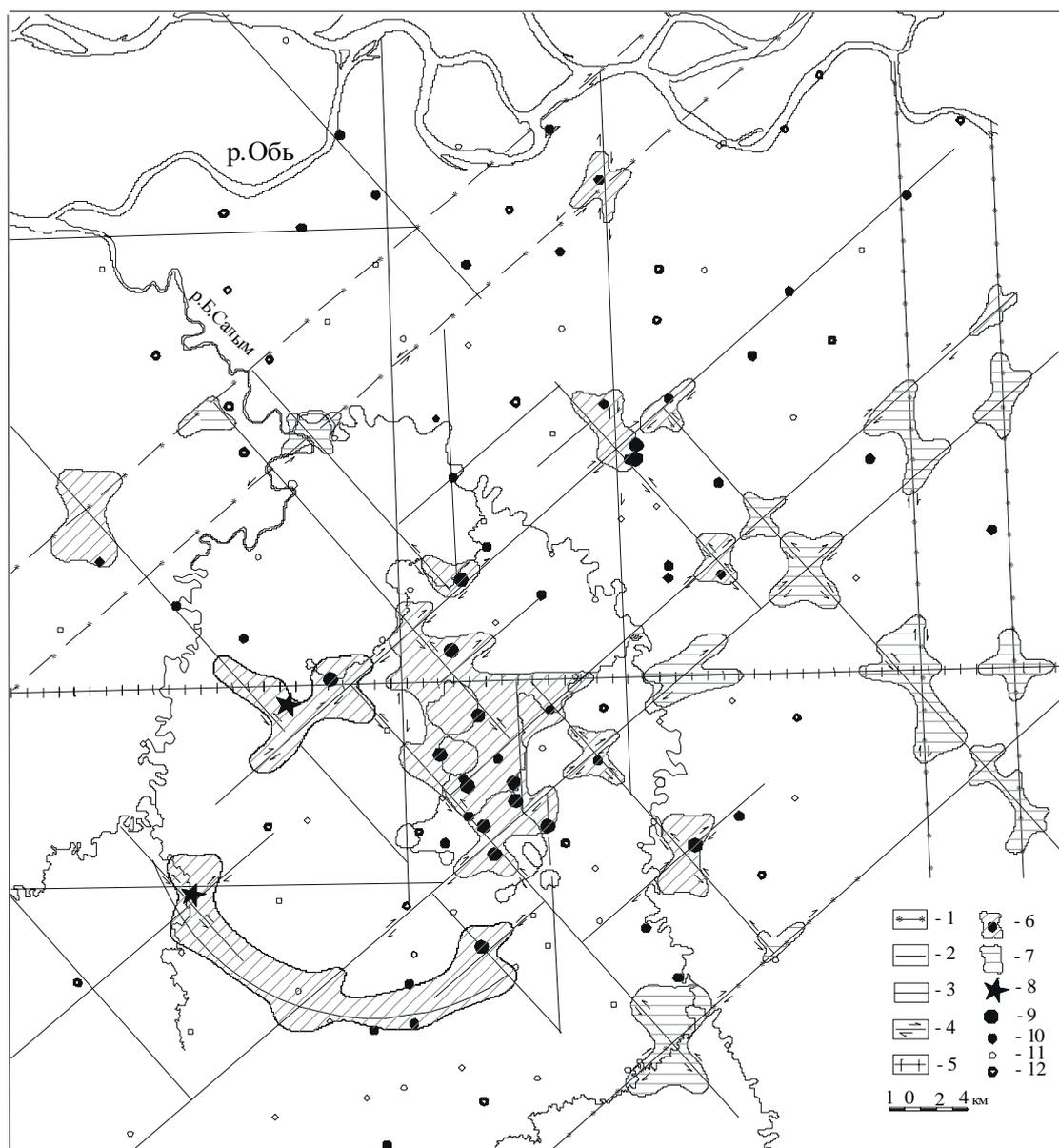


Схема локализации аномальных тектонических напряжений на территории Большого Салыма.

1-5 – разломы и флексурно-разломные зоны: 1 – региональные разломы фундамента, 2, 3 – разломы I (2) и II (3) ранга, 4 – сдвиги, 5 – раздвиги; 6, 7 – узлы аномальных тектонических напряжений, перспективные для бурения на баженовской свите (по геодинамическим критериям): 6 – с доказанной нефтеносностью, 7 – не опробованные бурением; 8-12 – скважины с начальным дебитом: 8 – более 1000 (м³/сут) или аварийным фонтанированием, 9 – >100 м³/сут или аварийным фонтанированием, 10 – 10-100 м³/сут, 11 – <10 м³/сут, 12 – “сухие”.

вится очевидным связь кольцевой структуры и ФРЗ разного масштаба с гипсометрией поверхности кровли этой свиты. Центральная структура Большого Салыма имеет генеральное северо-восточное простирание и определяется разломами, которые субпараллельны северо-западному борту рифт-грабена фундамента. При этом структура имеет сложную морфологию, диктуемую разломами северо-западного и меридионального простираний, которые контролируют структурные носы, частные прогибы, южной части кольцевой структуры соответствует высокое положение кровли баженовской свиты, отчасти совпадающее с осью всей центральной структуры. Наиболее продуктивная Лемпинская

структура, расположенная в центральной части района, ограничена двумя субмеридиональными разломами и вытянута между ними.

Изучение ФРЗ и неотектонических напряжений СГ методом подтвердило роль локальных сжимающих напряжений при формировании ловушек антиклинального типа в нефтеносной баженовской свите. В целом для территории Большого Салыма характерна субширотная ориентация горизонтального сжатия и субмеридионального – растяжения. Длинная меридиональная ось Лемпинской структуры перпендикулярна оси сжатия, ее зажатое между меридиональными разломами положение можно интерпретировать также как следствие субширотного сжатия, ко-

торое при этом способствует выжиманию нефти в свод структуры.

Анализ взаимосвязи всех выделенных ФРЗ с дебитами пробуренных скважин показал, что практически вдоль всех зон есть участки, в которых встречаются скважины с низкими дебитами, а высокодебитные скважины приурочены к узлам пересечения флексурно-разломных зон.

В секторах растяжения на местах пересечения разномасштабных диагональных разломов, секущих Лемпинскую структуру, расположены скважины с аномально высокими начальными дебитами. При фоновых значениях начального дебита нефти до $10 \text{ м}^3/\text{сут}$ на Большом Салыме пробурено 17 скважин с аномальным дебитом более $100 \text{ м}^3/\text{сут}$ и 30 скважин с дебитом $10-100 \text{ м}^3/\text{сут}$.

Все скважины с аномальным дебитом на исследованной площади расположены либо в секторах растяжения, либо вблизи субширотных разломов, которые должны быть максимально раскрыты в восстановленном поле напряже-

ний, так как нормальны к оси растяжения. Две скважины с гигантским дебитом нефти выше $1000 \text{ м}^3/\text{сут}$ расположены одновременно в секторах растяжения и в зоне динамического влияния широтных разломов.

10 скважин с дебитом $10-100 \text{ м}^3$ расположены в секторах растяжения, 20 – непосредственно в зонах ФРЗ разного порядка и простирания; отдельные скважины находятся во внутриблоковом пространстве.

Большинство «сухих» скважин попали в сектора локального сжатия либо тяготеют к ним.

На основе изложенного анализа распределения нефти в зависимости от локальной геодинамической обстановки и положения ФРЗ можно предположить, что скважины с большим дебитом нефти требуют сочетания трех факторов: наличия локальных положительных структур в баженовской свите, обстановки локального растяжения на пересечении разнонаправленных сдвигов, близости разломов с потенциальной раздвиговой составляющей перемещений.

ВЫВОДЫ

Проведенные разномасштабные исследования неотектонических напряжений и ФРЗ на территории нефтегазоносной Тимано-Печорской и нефтеносной Западно-Сибирской провинций позволяют со значительной долей вероятности считать, что субгоризонтальное региональное сжатие на неотектоническом этапе способствует сохранению и формированию положительных структур и выжиманию нефти в их своды. Неравномерное распределение нефти в пределах конкретных положительных структур зависит не только от литологических особенностей нефтесодержащих пород, но и от разломно-блокового строения структуры и локальных геодинамических обстановок, существенно зависящих от кинематических типов разломов. В обстановке рас-

тяжения, характерной для участков пересечения разнонаправленных сдвигов, а также в зонах динамического влияния разломов, расположенных субперпендикулярно оси растяжения, создаются условия, благоприятные для получения максимальных дебитов нефти из скважин. Таким образом, проведенные исследования неотектонических напряжений и разломно-блоковой тектоники нефтегазоносных платформенных территорий показали перспективность использования структурно-геоморфологического метода реконструкции неотектонических напряжений для понимания причин неравномерного распределения нефти, а также для прогнозирования и корректирования подсчета запасов нефти в комплексе с традиционными методами.

ЛИТЕРАТУРА

- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7-25.
- Сим Л.А. Изучение тектонических напряжений по геологическим индикаторам (методы, результаты, рекомендации) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. №5. С. 3-27.
- Сим Л.А. Неотектонические напряжения Восточно-Европейской платформы и структур об-
- рамления: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1996.
- Топоркова Н.Г., Ляховицкий Ф.М., Сим Л.А. Перспективы геолого-геофизических исследований геодинамических обстановок в платформенных условиях // Геофизика и современный мир: Реф. и докл. Междунар. совещ. Москва, 9-13 авг. 1993 г. М., 1993. С. 142-143.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (Результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112с.

НОВЕЙШЕЕ ПОЛЕ ДЕФОРМАЦИЙ ОБЩЕГО СЫРТА

(СЕВЕРНЫЙ ПРИКАСПИЙ)

М.Л.Копп, Е.Ю.Егоров, М.Е.Борисов, А.В.Кудашев

Геологический институт РАН

ВВЕДЕНИЕ

Общий Сырт сложен последовательно погружающимися к югу пермскими и мезозойско-эоценовыми отложениями, которые резко несогласно перекрыты плиоцен-четвертичными.

Подощва плиоцена очерчивает слегка угловатый контур свода, который плавно выгнут к северо-западу, а на юго-востоке ограничен резкими прямолинейными флексурами восток–северо-восточной ориентировки (рис. 1). На севере, после некоторого погружения в районе р. Кинели, свод примыкает к Бугульминско-Белебеевскому новейшему плато.

Структурный рисунок как самого свода в целом, так и его отдельных участков может свидетельствовать о проявлении сдвиговой деформации. Например, на юге около самой резкой Яицко-Оренбургской новейшей флексуры присутствует “конский хвост” кулисных линейных антиклиналей послекачагыльского возраста (Акдудукская и Аксайская гряды), что указывает на левый сдвиг вдоль флексуры. О том же свидетельствует и положение свода в системе новейших структур. На севере он соседствует с асимметричными линейными мегаскладками Жигулевского вала, где проявились надвигание к северу и ассоциирующий с ним левый сдвиг [Лобов, Кавеев, 1975; Копп, Тверитинова, 1999], а на западе – с Западно-Прикаспийским (Заволж-

ским) плиоцен-четвертичным прогибом, образовавшимся при участии субширотного растяжения [Копп и др., 1999]. Наконец, к востоку от свода находятся послеоценовые линейные складки Актюбинского Приуралья, возникшие при субширотном сжатии [Волож и др., 1997], и параллельный им Мугоджарский надвиг того же возраста.

Тем не менее в многочисленных работах по неотектонике Общего Сырта [Худяков, 1960; Рождественский, Журенко, 1962, 1973; Горелов, 1963; Горелов, Клубов, 1963; Востряков, 1965; В.Н.Зайонц, Т.Я.Юнанидзе, 1969 г.; Т.Я.Юнанидзе и др., 1972 г.; Аристархова, 1973; Журенко, 1974; Коноваленко и др., 1975] рассматриваются деформации только в вертикальной плоскости, и поэтому в статье основное внимание уделено проблеме наличия горизонтальной компоненты неотектонических движений. В этих целях авторами с мобилистических позиций интерпретируются особенности макроструктурного рисунка Общего Сырта, изученного по многочисленным литературным и картографическим материалам, и, кроме того, анализируются результаты впервые проведенного в этом районе структурно-кинематического изучения трещинных мезо-структур.

МАКРОСТРУКТУРНЫЙ РИСУНОК НОВЕЙШЕГО ВОЗРАСТА

Основные черты доновойшей предыстории развития. В течение большей части палеозоя и всего мезозоя район Общего Сырта находился на северном борту Прикаспийской синеклизы, где преобладала обстановка мелководного осадконакопления. Для всех интервалов времени с севера на юг прослеживается смена прибрежных и шельфовых (терригенных и карбонатных) фаций, которые на самом юге в трансгрессивные эпохи (поздний девон, поздний карбон – ранняя пермь) сменялись относительно глубоководными аргиллитами и битуминозными известняками [Макарова и др., 1973, 1996; Макарова, 1996]. Накопившаяся с середины девона до раннего триаса мощная (до 4 км) осадочная призма

сформировала Бузулукскую пришельфовую впадину, ограниченную с юга Соль-Илецким выступом фундамента. На севере ее уже в среднем девоне (этап интенсивного регионального расчленения, возможно, рифтогенной природы) обособился Мухано-Ероховский некомпенсированный прогиб, к концу карбона затянутый терригенными осадками. В позднем карбоне – ранней перми к востоку от Общего Сырта обозначился Предуральский краевой трог, где отлагались флишевые и глубоководные осадки; тогда же усилилось погружение Прикаспийской синеклизы.

В эпоху позднепермской нивелировки тектонического рельефа синеклизы (за счет соленако-

пления) основной склон бассейна находился несколько южнее Общего Сырта, и мощность кунгурских эвапоритов не превышает здесь нескольких сот метров. В конце перми - раннем триасе регион испытал поднятие, сопровождавшееся накоплением континентальных моласс, сносившихся с Урала. Мезозойская трансгрессия, начавшаяся в бате-келловее, пришла с юга (Г.С.Кулева и др., 1983 г.) и захватила большую часть Общего Сырта, где в непосредственной близости от области сноса (Татарский свод), отлагались тонкие битуминозные сланцы верхней юры и пески нижнего мела. Общее для всей Восточно-Европейской платформы расширение моря в сеноне выразилось в накоплении белого

писчего мела и мергелей. Самые верхние донеотектонические образования – спроецированные глыбы эоценовых кварцевых песчаников аллювиального генезиса, содержащих отпечатки стеблей наземных растений (“дырчатые песчаники”) и маркирующих начало общей регрессии.

Таким образом, новейший подъем Общего Сырта наложился на мощную осадочную призму, и в этом смысле рассматриваемый регион ничем не отличается от приуроченных к палеозойским авлакогенам зон внутриплитных дислокаций (Жигулевские, Доно-Медведицкие, Саратовские и др.), для которых можно рассматривать компрессионный механизм тектонической

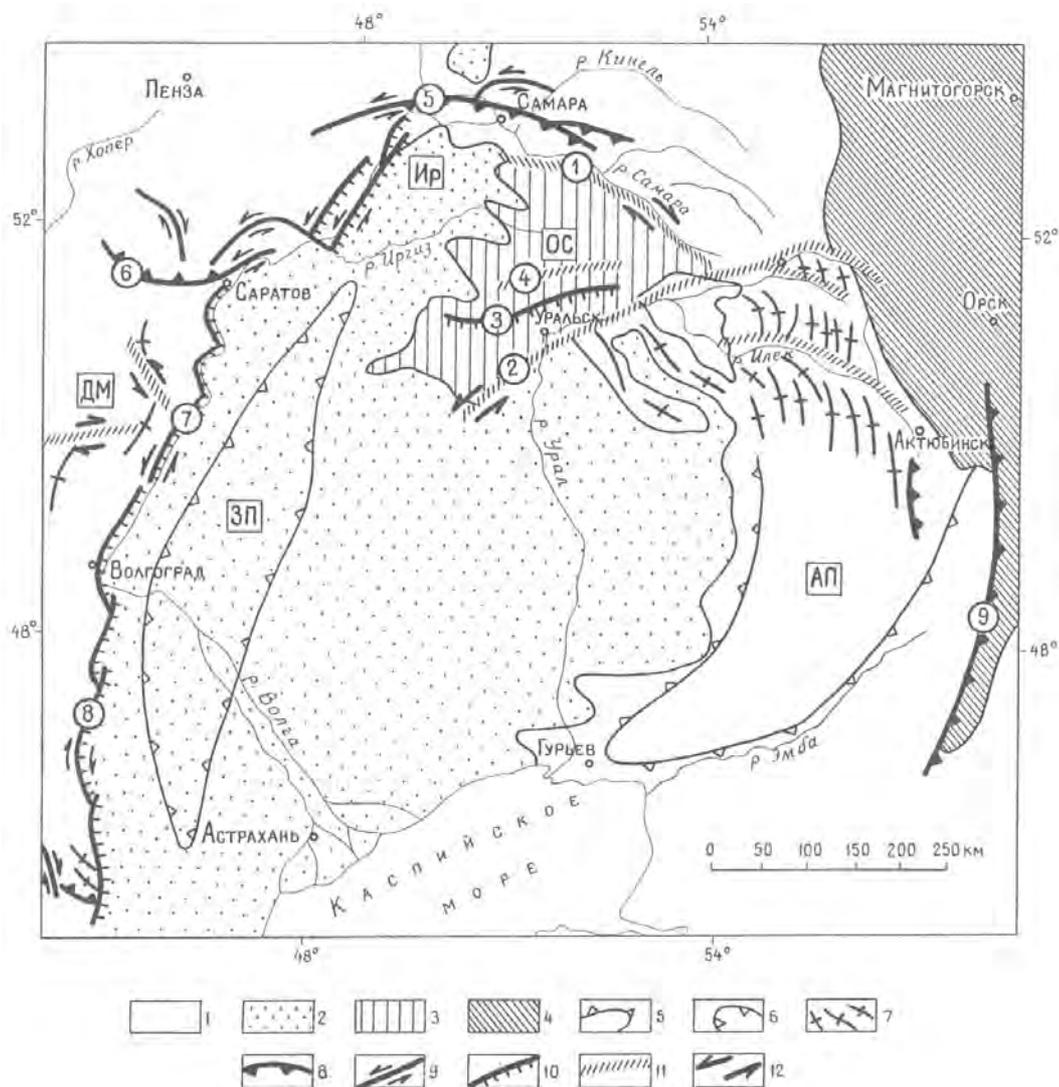


Рис. 1. Структурная позиция свода Общего Сырта в кругу новейших структур Прикаспия .

1-3 – Восточно-Европейская и Скифская платформы: 1 – области отсутствия плиоцен-четвертичных отложений, 2 – сплошной плиоцен-четвертичный покров, 3 – новейший свод Общего Сырта; 4 – новейший ороген Урала; 5, 6 – крупные пологие новейшие структуры внутри платформ: 5 – своды, 6 – впадины; 7 – новейшие линейные складки; 8-10 – новейшие разрывы: 8 – взбросы и надвиги, 9 – сдвиги, 10 – сбросы; 11 – структурные линеаменты (широкие флексурно-разрывные зоны); 12 – знак простого сдвига в горизонтальной плоскости. Неотектонические области: АП – свод Актюбинского Приуралья, смятый в складки, ДМ – Доно-Медведицкая складчатая зона, ЗП – Западно-Прикаспийский плиоцен-четвертичный прогиб, Ир – Иргизский (Вольский) частный плиоцен-четвертичный прогиб, ОС – свод Общего Сырта. Разрывы и структурные линеаменты: 1 – Бузулукский, 2 – Яицко-Оренбургский, 3 – Токаревский, 4 – Камеликско-Чаганский, 5 – Жигулевский, 6 – Елшанско-Сергиевский, 7 – Приволжский (Сталинградский), 8 – Ергенинский, 9 – Мугуджарский

инверсии [Милановский, 1983; Копп, 1999а; Копп, Тверитинова, 1999, 2000]. Вместе с тем существенно меньшая мощность осадков по сравнению с осевой зоной Прикаспийской синеклизы и выклинивание амортизирующей прослойки в виде кунгурских эвапоритов позволяют предполагать, как и для вышеперечисленных районов внутриплитных дислокаций, активную роль фундамента в новейшем структурообразовании.

Общая характеристика новейшей фазы развития. В позднем эоцене–миоцене Общий Сырт, как и весь Поволжско-Прикаспийский регион, подвергался денудации. Поднятие было медленным, так как по его южной периферии отлагались тонкие песчано-глинистые породы майкопской серии. Связывать его можно как с активно росшим в то время Уральским новейшим орогеном, так и (возможно) с уже начавшимся давлением со стороны Альпийского пояса. На рубеже миоцена – плиоцена расчленение рассматриваемого региона резко ускорилось, о чем свидетельствуют глубокие (150-300 м) врезы крупных рек в миоценовую поверхность выравнивания, выполненные континентальным нижним (кинельская свита) и морским верхним (акчагыл) плиоценом. Данную эпоху деформаций, охватывающую аттическую и роданскую фазы Г.Штилле, следует соотносить уже только с южным источником напряжений, так как именно тогда была сформирована современная структура Кавказа и Копетдага и одновременно просела Южно-Каспийская впадина, служившая базисом эрозии для равнинных рек. К началу плиоцена, судя по присутствию его осадков во врезках долин, впервые проявился Волго-Уральский водораздел Общего Сырта.

Во второй половине плиоцена тектонические деформации замедлились. Великая акчагылская трансгрессия выработала вторую, особенно широко распространенную поверхность выравнивания, которая продолжала формироваться и в апшероне. В горной части района она денудационная, хотя кое-где на ее останцах встречаются россыпи хорошо окатанной морской гальки и обломки раковин морского акчагыла. На погружениях же Общего Сырта поверхность зачехлена аккумулятивным плащом сыртовых глин лагунно-континентального генезиса, оставленных уходящим апшеронско-бакинским морем. Эти осадки вместе с перекрываемой ими денудационной поверхностью были деформированы уже в раннеплейстоценовую (валахскую) фазу, которая также проявилась в соседней части Альпийского пояса. По оценкам разных исследователей [Ху-

дяков, 1960; Востряков, 1965; В.Н.Зайонц, Т.Я.Юнанидзе, 1969 г.; Аристархова, 1973; Коваленко и др., 1975], послеапшеронские движения по своему значению существенно уступают преакчагылским и выразились лишь в некоторой достройке и усложнении уже существовавшего структурного плана. Суммарная же амплитуда воздымания свода Общего Сырта за весь неотектонический этап достигает 400 м [Худяков, 1960; В.Н.Зайонц, Т.Я.Юнанидзе, 1969 г.; Аристархова, 1973].

Новейший структурный рисунок изучаемого региона будем рассматривать по следующим основным линиям: 1) деформации мезозойских отложений; 2) деформации новейших отложений и коррелятной им поверхности выравнивания; 3) морфоструктурные особенности эрозионного рельефа и 4) проблема глубинной новейшей структуры.

Деформации мезозойских отложений. Пермско-верхнемеловые осадки дислоцированы в целом совместно (пологое географическое несогласие в подошве юры незначительно), что указывает на послесенонский возраст основной деформации. Учитывая присутствие кое-где глыб палеогеновых “дырчатых” песчаников, а также тот факт, что палеоцен-эоцен Урала, Южного Прикаспия и Северного Кавказа – это относительно спокойная эпоха, можно данную деформацию уверенно считать постэоценовой, т.е. новейшей.

Пермско-мезозойские слои залегают с незначительным наклоном к юго-западу, в зоне границы перми и триаса нарушаемым резкой (10-20°) флексурой северо-западного простирания вдоль р.Самары, дальше именуемой нами Бузулукской (рис. 2). Она, как будет показано, играет заметную роль в региональном структурном рисунке и определяет морфологию и взаимное расположение частных структур. К юго-западу от флексуры слои мезозоя несколько вылаживаются, однако здесь они смяты в пологие мегантиклинали с пермско-триасовыми отложениями в ядрах, разделенные полосами выхода меловых пород. Наиболее высока здесь сложенная пермскими породами линейная Татищевская антиклиналь (самая южная), частично совпадающая с северной частью погребенного Оренбургского вала. Ось складки, будучи ориентирована широтно на юге, образует правостороннюю сигмоиду около последнего, затем резко изгибаясь к северо-западу (параллельно Бузулукской флектуре) и на самом западе вновь принимая широтное – восток-северо-восточное простирание. Следующая к

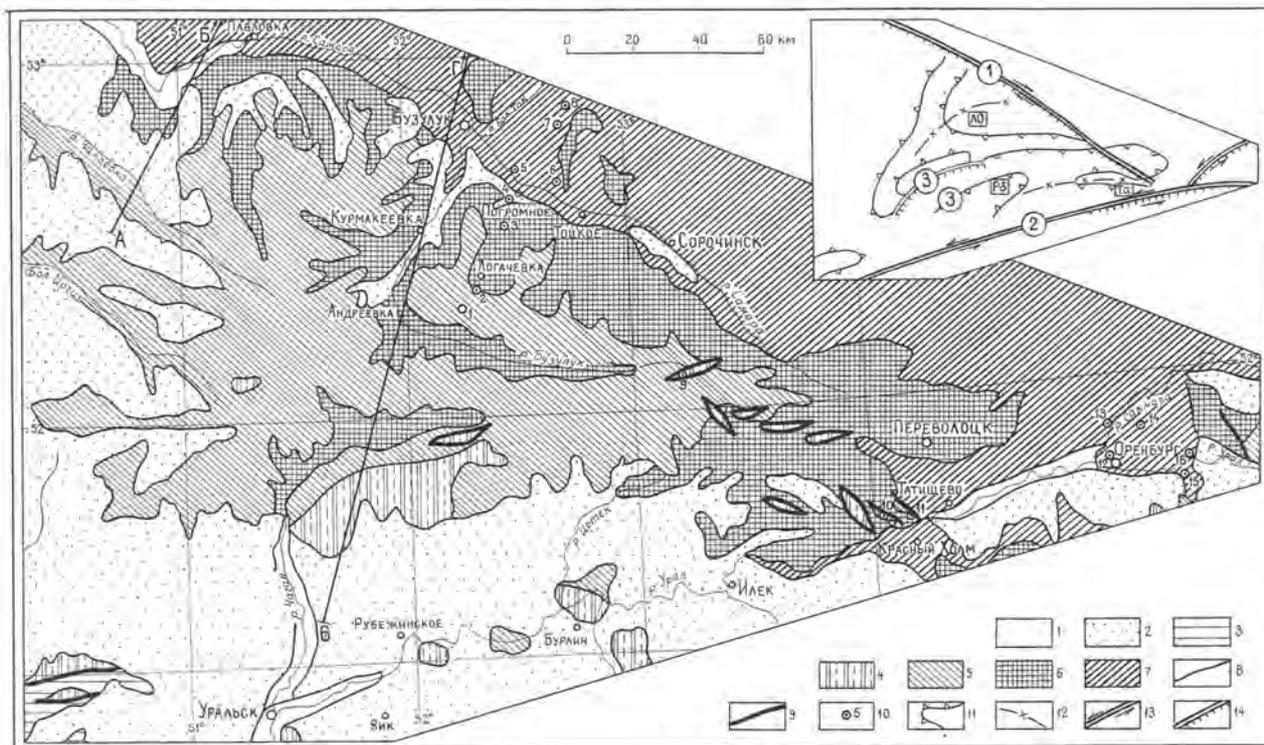


Рис. 2. Геологическая карта Общего Сырта со станциями наблюдения трещиноватости. Геологическая основа взята с Геологической карты СССР, масштаб 1: 1 000 000 (листы N-39, M-39, M-40, 1941, 1946, 1984 гг.).

1 – четвертичные отложения; 2 – плейстоцен; 3 – палеоген; 4 – мел; 5 – юра; 6 – триас; 7 – пермь; 8 – геологические границы; 9 – разрывы; 10 – станции наблюдения трещиноватости. Условные обозначения к врезке: 11 – контуры крупных мегантиклиналей, сложенных пермью и мезозоем; 12 – оси мегантиклиналей; 13 – флексуры со сдвиговой компонентой смещения; 14 – то же, со сбросовой компонентой; А-Б, В-Г – линии разрезов рис. 3. Мегаструктуры: Ло – Логачевская антиклиналь, Рб – Рубежинская синклираль, Та – Татищевская антиклиналь. Флексуры: 1 – Бузулукская, 2 – Яицко-Оренбургская, 3 – Камеликско-Чаганская

северо-западу Логачевская антиклиналь более изометрична и имеет в плане форму треугольника, расширяющегося к северо-востоку, в сторону Бузулукской флексуры. Северного погружения складка не имеет и, таким образом, представляет собой гемиантиклиналь (структурный нос), погружающаяся к юго-западу. Обе антиклинали имеют пологие северные и северо-западные крылья и более крутые, сопровождающиеся флексурами южные. Логачевская антиклиналь на юге сопровождается Камеликско-Чаганской флексурой и Токаревским сбросом, ограничивающимися с юга соответственно зоны выхода триасово-юрских и меловых отложений, а Татищевская антиклиналь осложнена Илекской флексурой около границы триаса-юры.

Некоторые особенности структурного рисунка мегаскладок – их левая кулисность, погружение и сужение по мере удаления от Бузулукской флексуры, вышеупомянутый коленообразный излом Татищевского поднятия – свидетельствуют об их происхождении в обстановке правого сдвига вдоль последней. При этом развернутая поперек Бузулукской флексуры ориентировка Логачевской антиклинали увязывается со сжатием во фронтальной части блока, сдвинутого к северо-западу, а продольная (широтного – северо-

ро-западного простирания) Татищевской – с растяжением в тылу последнего.

Эти структуры первого порядка осложнены многочисленными мелкими (несколько километров) куполовидными складками, которые лучше всего выражены на структурных картах кровли кунгурских эвапоритов и, скорее всего, имеют криптодиапировый генезис. Другая, весьма характерная форма локальных структур – небольшие (длина до 10-20 км) и неглубокие (до 200 м) грабены, обычно сложенные меловыми породами. Они имеют субширотное – запад-северо-западное простирание и, тем самым, свидетельствуют о проявлении субмеридионального новейшего растяжения. В этом плане интересна их приуроченность исключительно к Татищевской антиклинали, где такое растяжение могло быть вызвано, во-первых, воздыманием ее свода (который поднят больше, чем таковой Логачевской), а во-вторых – ее нахождением в тылу блока, сдвинутого к северо-западу по Бузулукской флексуре.

Грабены расположены эшелонированно, в двух линейных зонах: вдоль Бузулукской (на ее юге) и Илекской флексур. При этом интересно, что знак сдвига, определяемый по кулисности грабенов, оказывается противоположным тако-

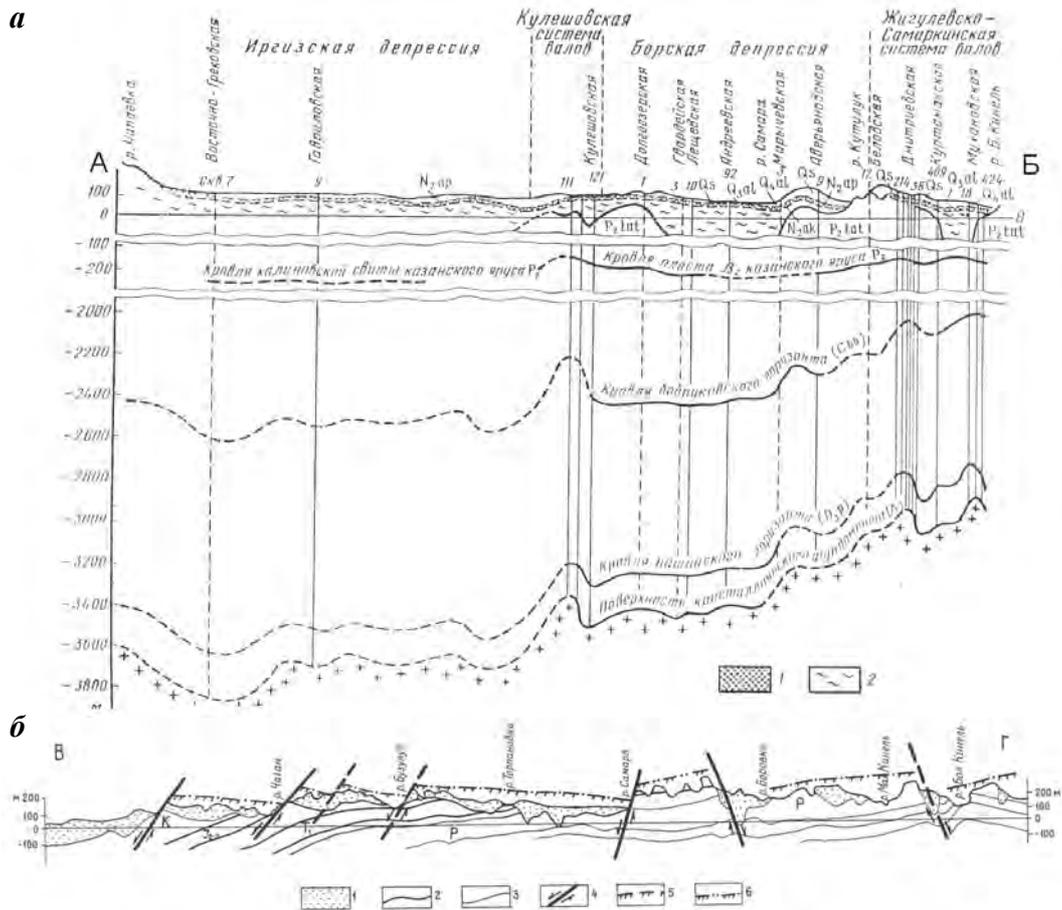


Рис. 3. Геологические разрезы через Общий Сырт, иллюстрирующие деформации верхнеплиоцен-эоплейстоценовых отложений и коррелятных им поверхностей выравнивания. Приблизительное расположение разрезов см. рис. 2 и рис. 4, В.

а – разрез по линии А-В [Коноваленко и др., 1975]: 1 – маркирующий горизонт коры выветривания внутри апшерона; 2 – ачкагыл; *б* – разрез по линии В-Г (Тепловка - Курманаевка - Елатомка) (Н.И.Белоликов, 1962 г.; неотектоническая интерпретация М.Л.Коппа): 1 – верхний плиоцен и эоплейстоцен нерасчлененные; 2 – геологические границы систем внутри палеозойско-юрских отложений; 3 – границы некоторых пачек внутри палеозойско-юрских отложений; 4 – неотектонические разрывы, предполагаемые по смещению подошвы плиоценовых отложений и поверхностей выравнивания; 5, 6 – поверхности выравнивания: 5 – предпозднеплиоценовая абразионная (подошва морского ачкагыла), 6 – предпозднеплиоценовая денудационная

вому, установленному по мегаструктурному рисунку: Бузулукская флексура выглядит каклевый сдвиг, а Илекская – как правый.

Деформации новейших отложений и коррелятных им поверхностей выравнивания. Присутствие выдержанного горизонта коры выветривания внутри плохо расслоенных континентальных глин апшерона позволяет выяснить морфологию западного погружения свода Общего Сырта [Коноваленко и др., 1975]. Его северное крыло предстает здесь в виде слабо (1.5 м на 1 км) наклоненной к северу моноклинали, которая, однако, осложнена антитетическими флексурами перегибами (рис. 3, *а*). В совокупности это напоминает ансамбль разделенных литрическими сбросами наклонных блоков, образовавшихся при горизонтальном растяжении (в данном случае субмеридиональном). Особенно резкие флексуры такого рода появляются (с некоторым смещением к северу) над севервергентными антиклиналями Жигулевской зоны

дислокаций (Кулешовский, Дмитриевский и Мухано-Ероховский валы).

Принципиально сходный тип строения свода отмечается и в более восточном его пересечении, приуроченном к сводовой части Логачевской мегантиклинали (рис. 3, *б*). На самом юге, рядом с долиной р.Урал, подошва плиоцена быстро воздымается к северу, маркируя Яицко-Оренбургскую и Камеликско-Чаганскую флексуры, после чего в сводовой части Общего Сырта перегибается и начинает полого, с двумя небольшими изломами около долин рек Бузулука и Торпановки, спускаться вплоть до долины р.Самары. Однако к северу от этой реки плиоценовые отложения резко выклиниваются, и следующий к северу водораздел срезан уже доакчагыльской (миоценовой?) поверхностью выравнивания. Здесь, таким образом, вероятно наличие еще одного обращенного к югу новейшего разлома, совпадающего уже с Бузулукской флексурой по слоям мезозоя. Дальше к северу намечаются еще несколько небольших перегибов

подошвы плиоцена, тем не менее в целом она субгоризонтальна и даже слегка поднимается к северу, в сторону Бугульминско-Белебеевского свода. В том же направлении наклонены доакчагыльские эрозионные площадки, и о соседстве Общего Сырта здесь напоминает только систематическое смещение во времени всех послееакчагыльских русел к северу (Н.И.Белоликов, 1962 г.). Подобные соотношения указывают на большую древность Бугульминско-Белебеевского свода по сравнению со Общесыртовским и на агрессию последнего к северу в течение квартера. Различия в возрасте можно понять, если учесть структурную позицию обоих сводов: Бугульминско-Белебеевский находится в зоне динамического влияния новейшего Урала, который начал воздыматься в олигоцене, а Общесыртовский, как мы попытаемся показать ниже, формировался в связи с коллизией на Большом Кавказе, произошедшей на рубеже миоцена – плиоцена.

Морфоструктурные особенности эрозионного рельефа. В рельефе региона можно увидеть ряд крупных черт структуры кровли мезозоя. Например, Бузулукская флексура выражена в виде резкого геоморфологического уступа той же (южной) экспозиции, а своды развитых к югу от нее Татищевской и Логачевской мегантиклиналей четко проектируются на главные поперечные водоразделы рек в данной части Общего Сырта; синклиналь же между ними выражена седловиной главного водораздела и хорошо развитой поперечной долиной р. Чаган. Вместе с тем общее погружение обеих мегаскладок к югу никак не выражено в рельефе и, напротив, поперечные водоразделы задираются к югу, в сторону Яицко-Уральского линеамента. Как уже отмечалось ранее, подобный перекося фиксируется и по наклону подошвы акчагыла. Можно, таким образом, предположить, что более ранний (преакчагыльский) режим субмеридионального сжатия и правого сдвига вдоль Бузулукской флексуры сменился в квартере воздыманием свода и, возможно, его растяжением.

Некоторые авторы, используя различные геоморфологические индикаторы, пытались строить более детальные карты новейшей тектоники, где показывалось много локальных структур и разрывов [Худяков, 1960; Рождественский, Журенко, 1962; Горелов, 1963; Горелов, Клубов, 1963; В.Н.Зайонц, Т.Я.Юнанидзе, 1969 г.; Т.Я.Юнанидзе и др., 1972 г. и др.; Аристархова, 1973]. Материалы такого рода настолько противоречивы, что использовать их трудно. Тем не менее одну чрезвычайно важную черту почти все исследователи отмечали в равной степени, хотя и объясня-

ли ее неодинаково. Речь идет о поперечной асимметрии эрозионных долин, особенно субширотных. Почти все они, за небольшим исключением, имеют пологие и широкие южные склоны и узкие, местами обрывистые северные. Строение долин и их аллювиального заполнения указывает на их последовательное оттеснение к северу (Н.И.Белоликов, 1962 г.). Соответственно резко асимметричны и водоразделы, напоминающие в данном отношении квесты (особенно хорошо это видно на синтезированных с помощью компьютера цифровых картах рельефа – рис. 4, А, Б). Однако на самом деле связать асимметрию склонов с селективной эрозией наклонных слоев нельзя, учитывая обратное (южное) падение горизонтов перми–мезозоя и однообразный, без заметных бронирующих пачек, состав разреза. Некоторые исследователи объясняют асимметрию склонов неодинаковой солнечной инсоляцией [Худяков, 1960]: в аридных районах особенно подвергаемые выветриванию, сухие южные склоны всегда круче увлажненных северных, где развиваются растительность и плоскостной смыв. Однако, по нашим наблюдениям в районах Копетдага и Сирии (хотя они находятся в еще более аридных условиях, чем Общий Сырт), асимметрия такого рода редко превышает 30-40%, тогда как в рассматриваемом районе крутые склоны короче пологих в 3-4, а то и в 5-6 раз. Кроме того, данной причиной нельзя объяснить крутизну некоторых субмеридиональных склонов (западные берега рек Ток, Бол. и Мал. Урал около впадения в р. Самару), симметричное строение некоторых широтных водоразделов и, тем более, обратную асимметрию рельефа к северу от р. Самары в бассейне р. Бол. Кинель. Другие авторы полагают, что крутые склоны связаны с тектоническими нарушениями (В.Н.Зайонц, Т.Я.Юнанидзе, 1969 г.; Т.Я.Юнанидзе и др., 1972 г.). Выше уже приводились примеры резких перегибов подошвы плиоценовых отложений около некоторых продольных рек, однако, во-первых, они приурочены далеко не ко всем из последних, а во-вторых, асимметрия склонов характерна не только для прямолинейных или плавно изогнутых в плане долин, но и для участков с дендритовым рисунком гидросети, не зависимым от тектонических нарушений.

По нашему мнению, единственный механизм, полностью способный объяснить рассматриваемый феномен – это неотектонический наклон, способствующий скатыванию воды к тому берегу реки, который обращен в сторону погружения свода. Данный фактор был обстоятельно рассмотрен Е.Г.Качугиным [1950] для многих долин

Европейской России (реки Волга, Сура, Днепр, Кубань, Салгир и др.), и теперь его можно распространить и на район Общего Сырта. В данном смысле обращает на себя внимание плавный изгиб многих долин в плане, которые можно рассматривать в качестве своеобразных изобаз, оконтуривающих новейшее поднятие (см. рис. 4, В, Г). Тогда становятся понятными те исключения из правила, о которых говорилось выше: асимметрия субмеридиональных склонов и отсутствие таковой для некоторых субширотных долин. Все они могут быть вызваны локальными изменениями неотектонического наклона.

В этой связи весьма интересен плановый рисунок гидросети, позволяющий выявить тектонические нарушения. Рассмотрим его несколько подробнее. Основной сток рек в районе Общего Сырта направлен к западу и юго-западу, в сторону Иргизского (Вольского) плиоцен-четвертичного прогиба. При этом почти все широтные долины на меридиане Общего Сырта отклоняются к северу в виде плавных дуг, обрисовывающих погружающийся к северу куполовидный полусвод. На западе это реки бассейна Бол. Иргиза (за пределами рис. 4), а на востоке – Самара, Бол. Кинель, Урал и др. Хорошо развитые, широкие долины этих рек, дополнительно расширяющиеся напротив выпуклости свода, свидетельствуют о наличии неких сил, которые их отклоняли к северу. Весьма вероятно, что продольные долины закладывались по концентрическим трещинам растяжения на своде.

Рисунок гидросети существенно меняется на юге, в районе особенно высоко поднятого Мелового Сырта. Там дуги исчезают, короткие продольные долины становятся прямолинейными и их поперечная асимметрия указывает на наличие узкой, прямой и, возможно, более крутой, чем на севере, моноклинали. Последняя ориентирована в широтном – запад–северо-западном направлении, косо притыкаясь к Яицко-Оренбургскому новейшему разлому, проходящему вдоль р.Урал. Эрозия здесь развивается в обстановке заметного подъема, долины узкие, со слабо развитым аллювием, и все это в совокупности может указывать на то, что северное крыло Общесыртовского свода наклонено к северу благодаря некоторому меридиональному сжатию, а не растяжению, как на севере. Яицко-Оренбургский разлом в таком случае должен иметь левосдвиговую компоненту.

Две рассмотренные области с разным стилем новейшей тектоники сочленяются примерно по Бузулукской флекуре, вдоль которой проходит долина р.Самары; при этом около нее наблюдается характерный рисунок морфоструктурных линий, свидетельствующий о гофрировке земной поверхности в связи с горизонтальным сдвигом

вдоль флексуры. В южном крыле предполагаемого сдвига к нему косо подходят субширотные ориентированные прямолинейные гряды, и если считать, что новейшая структура в данном блоке возникла при субмеридиональном сжатии, тогда сдвиг вдоль р.Самары окажется правым. В северном же крыле эти гряды по мере приближения к сдвигу разворачиваются к югу, резко утыкаясь в морфоструктуры южного крыла. Помимо этой поперечной флексуры, от зоны разлома отходят фестончатые складки-ножны, погружающиеся к северу-востоку. Такая сильная складчатая переработка северного крыла сдвига затрудняет возможность определения его знака, и в данном случае могут обсуждаться два варианта (см. рис. 4, В, Г): правый сдвиг с антитетическим подворотом северного крыла и левый – с синтетическим подворотом последнего. В пользу первого из них может свидетельствовать усиление гофрировки напротив того участка предполагаемого сдвига, где он приобретает субширотное простирание, а в пользу второго – резкое расширение долины р. Самары около г. Бузулук (пулл-апартовое раскрытие при смещении северного крыла разлома к северо-западу?).

Проблема глубинной новейшей структуры.

Как показывает анализ многочисленных структурных карт, составленных разными исследователями (Ю.В.Новицкий и др., 1978 г.; Г.В.Фомина и др., 1984 г.; А.Ф.Гриновецкий и др., 1993 г.; А.Г.Черепанов и др., 1994 г.; Г.В.Леонов и др., 1995 г.; и мн. др.), структура платформенного чехла усложняется вниз по разрезу. Вместо двух крупных изометричных поднятий, выраженных на поверхности в мезозойских отложениях, на глубине присутствуют 7-8 субширотных антиклиналей приблизительно равной высоты (300-500 м), расположенных примерно через равные промежутки 50-70 км (рис. 5). Некоторые особенности складок – линейная конфигурация, одинаковая скошенность к северу¹, наличие крутых флексур и разрывов на северных крыльях – уже могут быть признаком того, что они образовались при субмеридиональном сжатии и некотором надвигании к северу. Особенно важна северная экспозиция крутых крыльев антиклиналей: они обращены навстречу региональному уклону (т.е. от Прикаспийской синеклизы) и, таким образом, не могут идентифицироваться с попутными ее погружению сбросами. Наконец, точно такую же морфологию имеют и расположенные непосредственно к северу линейные виргации Жигулевского мегавала (Кирюшкинская “гряда” фундамента), который,

¹ Исключение составляют самые западные структуры: Бобровская и Камеликско-Чаганская, с крутыми южными крыльями.

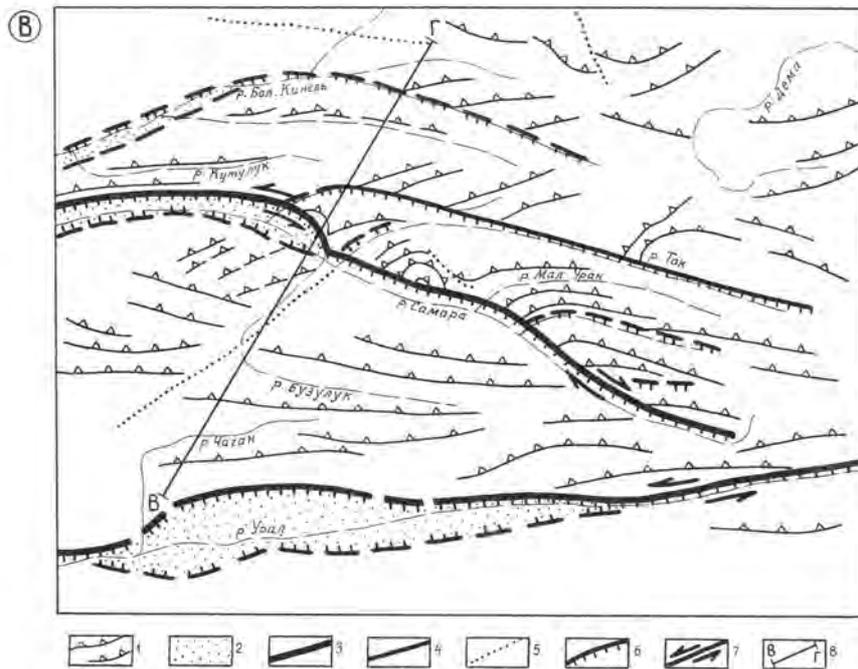
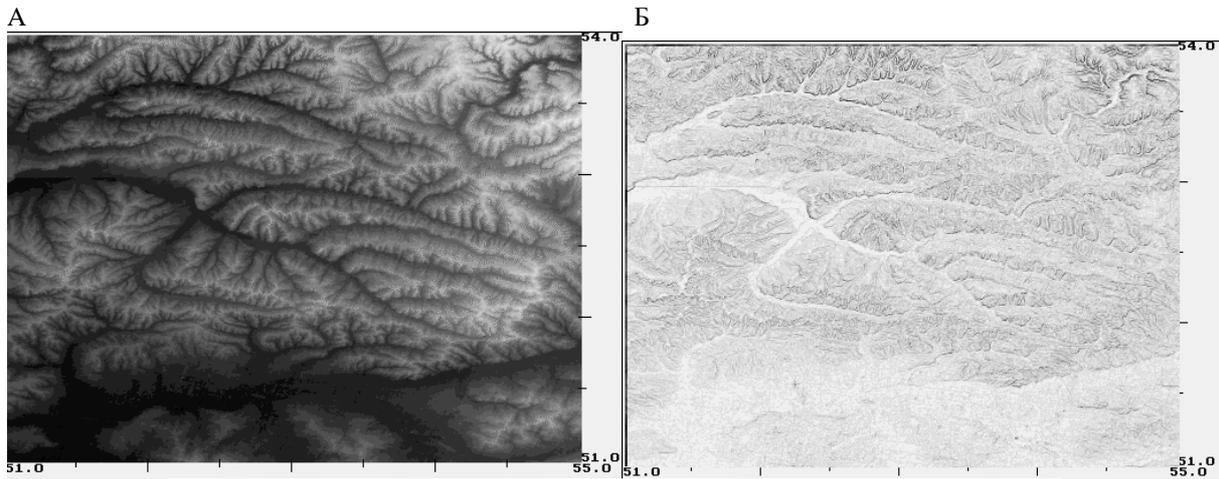


Рис. 4. Неотектоническая интерпретация рисунка эрозионной сети Общего Сырта.

А, Б – цифровые карты рельефа, синтезированные А.И.Июффе на основе обработки данных USGS EROS Data Center (адрес в “Internet”: <http://www.cr.usgs.gov/landdac/gtopo30/gtopo30.html>). *А* – цифровая модель рельефа, *Б* – то же, градиентов рельефа, *В* – схема дешифрирования.

1 – выраженные в асимметрии склонов условные изобазы, показывающие направление неотектонического уклона поверхности; *2* – плиоцен-четвертичные впадины вероятного приразломного происхождения (пулл-апарты?); *3, 4* – линейменты, искажающие рисунок гидросети: *3* – первого порядка, *4* – второго порядка, *5* – прочие линейменты; *6, 7* – предполагаемая кинематика линейментов: *6* – сброс или взброс (штрихи – в сторону опущенного крыла), *7* – сдвиг; *8* – направление разреза *В-Г* на рис. 3, *б*

как известно, ассоциирует с надежно установленным новейшим надвигом [Лобов, Кавеев, 1975]. Имеющиеся на территории Общего Сырта глубинные поднятия составляют вместе с последними единую зону эшелонированного внутреннего строения, указывающую на правый сдвиг вдоль Бузулукской флексуры. В пределах Бобровско-Покровского выступа фундамента правосдвиговая деформация проявилась в образовании крутой северо-западной периклинали и *S*-образной сигмоиды (см.рис.5, врезка), возникшей из-за затаскивания к северу восточной части складки. Структурный рисунок такого рода

весьма характерен для зон сдвиговых деформаций [Копп, 1972, 1997]. На западе Общего Сырта поднятия фундамента группируются в эшелонированный ряд северо-восточного простиранья (левый сдвиг?) вдоль Камелик-Чаганской флексуры. Таким образом, зоны концентрации глубинных складок находятся под двумя мегантиклиналями кровли мезозоя – Татищевской и Логачевской, а в синклинали между последними они отсутствуют. Ориентировка зон сдвига указывает на обстановку субмеридионального сжатия и субширотного растяжения. Все это служит знаком того, что разноэтажные структуры района

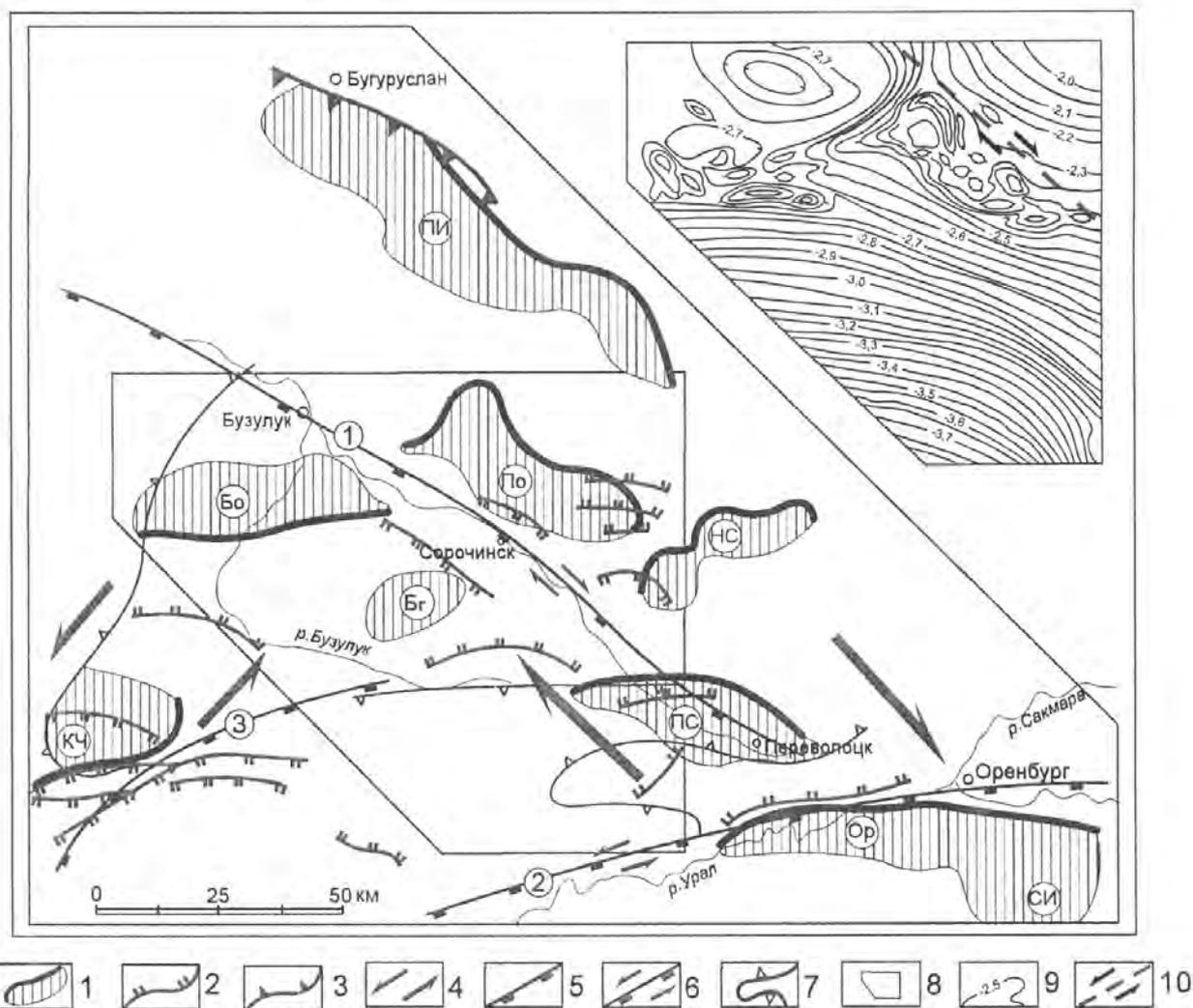


Рис. 5. Новейшая структура фундамента и нижних горизонтов платформенного чехла. На врезке – связанная с правым сдвигом S-образная сигмоида, искривляющая Бобровско-Покровский выступ фундамента.

1-3 – элементы структуры фундамента и нижних горизонтов чехла: 1 – выступы фундамента, по: (В.Г.Волжанин и др., 1996 г.; Ю.В.Новицкий и др., 1978 г.), утолщенная линия символизирует крутое крыло выступа, 2 – разрывы в девонских отложениях, установленные по данным сейсморазведки (штрихи – в сторону опущенного крыла) (А.Г.Черепанов и др., 1994 г.), 3 – восточная ветвь Жигулевского надвига; 4 – сдвиги фундамента, предполагаемые по особенностям структурного рисунка; 5-7 – элементы структуры пермско-мезозойских отложений (для сопоставления): 5 – флексуры (штрихи – в сторону опущенного крыла), 6 – то же, со сдвигом, 7 – контуры крупных поднятий по кровле перми; 8 – местоположение врезки, 9,10 – условные обозначения к врезке: 9 – стратозигогипсы по кровле турнейского яруса нижнего карбона, по (Ю.В.Новицкий и др., 1978 г.), 10 – предполагаемый глубинный сдвиг. Поднятия фундамента и нижних горизонтов чехла: Бг – Богдановское, Бо – Бобровское, КЧ – Камеликско-Чаганское, НС – Новосергиевское, Ор – Оренбургское, ПИ – Пилюгинско-Ивановское (Кирушкинская “грядка”), По – Покровское, ПС – Переволоцко-Сыртовское, СИ – Соль-Илецкое

могут составлять единый структурный ансамбль, образовавшийся в новейшее время в результате действия горизонтальных напряжений.

Предположение о том, что крутые крылья глубинных антиклиналей сопровождаются взбросами или даже надвигами, появилось уже давно [Лобов, Кавеев, 1975; Камалетдинов и др., 1979] и, хотя данные бурения на этот счет до сих пор отсутствуют и многие авторы продолжают к этой точке зрения относиться скептически [Коноваленко, 1999; и др.], она приобретает все большее число сторонников, основывающихся на данных интерпретации материалов сейсмо-

разведки [Макаров и др., 1985; Шарьяжно-надвиговая ..., 1990; Светлакова, 1993; Яхимович, 1996] (рис. 6). По данным [Шарьяжно-надвиговая ..., 1990; Яхимович, 1996], в районе наиболее хорошо изученного Оренбургского вала (к нему приурочено известное месторождение газа) основной срыв происходил по границе фундамента и залегающих в ядре вала сильно дислоцированных пород ордовика, причем в сторону северного крыла последнего надвиг выкручивается и переходит во взброс; следующая поверхность срыва приурочена к подошве кунгурских солей.

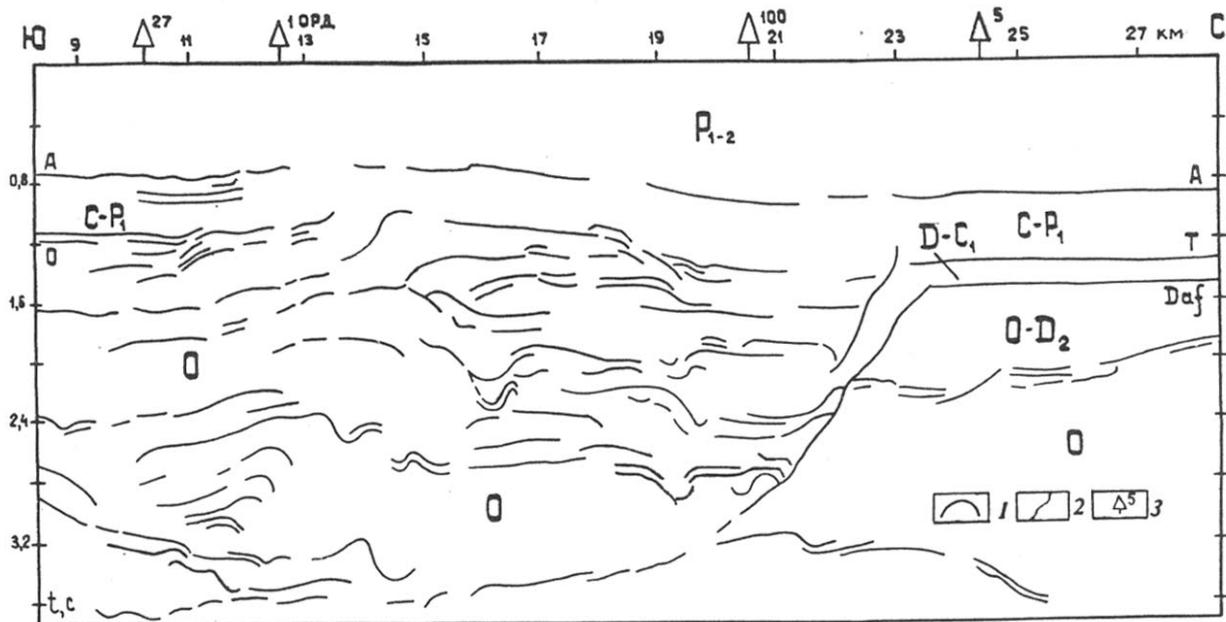


Рис. 6. Сейсмический разрез через Оренбургский вал, иллюстрирующий надвиг вдоль его северного крыла [Яхимович, 1996, со ссылкой на З.В.Зенкину, 1992].

1 – отражающие горизонты по кровле: А – артинского яруса перми, Т – турнейского яруса карбона, Daf – афонинского горизонта девона, О – ордовика; 2 – взбросы, переходящие в пологие надвиги; 3 – скважины глубокого бурения

Если присоединиться к точке зрения о надвиговой или, во всяком случае, компрессионной природе глубинных поднятий (складки продольного изгиба), а она, учитывая и приведенные нами выше соображения, представляется весьма перспективной, сразу же возникают вопросы: когда это сжатие происходило и захватывало ли оно новейший этап? Заметим, что в некоторых серьезных работах по глубинной структурной геологии рассматриваемого региона приводятся достаточно убедительные аргументы в пользу длительного конседиментационного надвигания в течение всего палеозоя [Макаров и др., 1985; Яхимович, 1996], тогда как другие авторы доказывают, напротив, послепермский или даже альпийский возраст главных смещений [Шарьяжно-надвиговая ..., 1990].

Можно добавить следующие аргументы в пользу молодого (новейшего?), а не длительного – палеозойского – формирования надвигов.

Во-первых, по данным фациального анализа, наиболее приподнятый в современной структуре Оренбургский вал в течение всего палеозоя и особенно среднего–позднего девона (время формирования самых заметных стратиграфических перерывов [Макарова и др., 1973; Макарова, Яхимович, 1996; Коноваленко, 1999]) находился в наиболее глубокой части моря [Макарова, 1996; С.П.Макарова и др., 1996 г.; Яхимович, 1996; И.А.Денцкевич и др., 1997 г.; Коноваленко, 1999] – так называемом Рубежинском прогибе, где отлагались спокойные бассейновые осадки типа сланцеватых аргиллитов и битуминозных

мергелей в доманиковой фации. Следовательно, наблюдаемое там утонение всех горизонтов естественно связывать с условиями некомпенсированного прогибания, а протяженные зоны отсутствия седиментации и прислонения слоев – не со вторичными размывами на сводах растущих складок, а с пассивной нивелировкой того тектонического рельефа, который был создан еще при первоначальном расчленении ложа бассейна в результате его проседания или растяжения, но уж никак не сжатия. После того как к концу девона – началу карбона локальные неровности рельефа были выровнены и началось общее проседание Прикаспийской синеклизы (и Бузулукской впадины), исчезли и перерывы. Правда, данное утверждение может быть отнесено только к девонскому этапу и не исключает того, что слои ордовика в ядре Оренбургского вала, отделенные резким несогласием и длительным перерывом от девона (выпадает весь силур - нижний девон) и при этом особенно сильно смятые (см. рис. 6), действительно были деформированы в результате раннекаледонского сжатия небольшого авлакогена. Однако это предположение трудно проверить из-за недостаточной изученности структуры и истории развития ордовика.

Во-вторых, на крыльях вала согласно наклонены все имеющиеся горизонты палеозоя включая пермские подсолевые и даже надсолевые (хотя последние смяты заметно дисгармонично), что указывает на явно постгерцинский возраст главной деформации, коим может быть только раннекимморийский или позднеальпийский, если

исходить из времени проявления главных тектонических фаз в обрамлении Общего Сырта.

Наконец, в-третьих, как уже отмечалось выше, позднеальпийским является возникший при несомненном горизонтальном сжатии Жигулевский вал, ветви которого составляют единый складчатый пакет с глубинными поднятиями рассматриваемого региона.

Все вышесказанное заставляет согласиться с теми исследователями [Шарьяжно-надвиговая..., 1990], которые полагают, что основная фаза сжатия и надвигания имеет альпийский (уточним, позднеальпийский) возраст, тем более, что рассматриваемые складки ориентированы субширотно, поперек Уральского и вместе с тем параллельно Альпийскому поясу. Но тогда выполаживание вверх глубинных поднятий следует связывать не с их несогласным “запечатыванием” верхними горизонтами, а со структурной дисгармонией и постепенным затуханием вверх из-за того, что идущая от фундамента деформация горизонтального сжатия не сумела полностью преодолеть вес платформенного чехла. В этой связи обращает на себя внимание чрезвычайно постепенное сглаживание зеркала складчатости вверх по разрезу. Наиболее рельефно глубинные новейшие структуры вырисовываются по кровле фундамента, а также в ордовикских и девонских отложениях. Исключение составляет Бобровско-Покровский вал, который ярче всего выражен на уровне нижнего карбона (см.рис.5, врезка). Выше поднятия постепенно сглаживаются, особенно быстро – на уровне кунгурских эвапоритов, которые, очевидно, играли роль пластической подушки для глубинной деформации. Выше кунгура остаются уже только пологие Татищевская и Логачевская мегантиклинали, образовавшиеся над рассмотренными зонами концентрации складок фундамента. При этом земной поверхности сумели достичь только те из последних, которые были приурочены к древним поднятиям фундамента (Жигулевский вал в пределах Жигулевско-Пугачевского и Оренбургский – Соль-Илецкого сводов). Те же, которые были задавлены мощным чехлом Бузулукской впадины (Бобровско-

Покровский вал и др.), так и не вышли на поверхность.

Резюме. Новейшая структура Общего Сырта динамически расслоена. Наиболее резкие складчатые деформации, образовавшиеся, вероятно, в надвиговом и сдвиговом полях напряжений при субмеридиональном сжатии присутствуют в платформенном фундаменте и нижней (девонско-каменноугольной) части чехла. Как и находящиеся поблизости ответвления Жигулевского вала, все антиклинали скошены к северу, и их поэтому можно связывать с общим надвиганием к северу. Имеются и более определенные высказывания о надвиге вдоль северного крыла Оренбургского вала. Кулисное расположение складок и другие особенности структурного рисунка указывают на правый сдвиг вдоль Бузулукской и левый – вдоль Камеликско-Чаганской флексур. Вверх по разрезу глубинные поднятия сглаживаются, объединяясь в более крупные и пологие, изометричные в плане мегантиклинали с признаками растяжения на своде. Об обстановке субмеридионального сжатия здесь напоминают только крупные особенности структурного рисунка, свидетельствующие о правом сдвиге вдоль Бузулукской флексуры. Меняется и знак поперечной асимметрии антиклиналей: их вергентность становится южной, причем скорее всего она связана уже не с надвигами, а со сбросами южной экспозиции (в сторону Прикаспийской впадины).

В целом можно сказать, что по мере приближения к земной поверхности глубинное субмеридиональное сжатие все больше замещается растяжением в том же направлении, и наиболее характерная структурная черта верхних горизонтов коры – это серия полого наклоненных к северу моноклиналей, разделенных антитетическими сбросами. По мере удаления от р.Урала свод Общего Сырта все больше вытягивается к северу и, очевидно, в тылу этого изгиба остаются концентрические зоны растяжения.

Основная новейшая деформация региона произошла в конце миоцена – начале плиоцена. Повторные движения эоплейстоцена–квартера привели к еще большему перекосу свода в северном направлении и усилили его растяжение.

РЕЗУЛЬТАТЫ МЕЗОТЕКТОНИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Методика. Замеры производились в породах перми и триаса, реже – верхнего мела и плиоцена–квартера. Наиболее перспективными в отно-

шении зеркал скольжения оказались известняки казанского яруса верхней перми и пясчистый мел сенона. Многочисленные штриховки несколько

худшей сохранности встречаются и в терригенных породах татарского яруса перми – низов триаса, однако там практически отсутствуют стилолиты и жилы. Поскольку основную массу наблюдений пришлось выполнить в достаточно древних породах, существует опасность того, что замеренные в них мезоструктуры имеют доальпийский возраст. Проблема это достаточно трудная, и ее подробное рассмотрение выходит за рамки настоящей работы. Сошлемся лишь на специально исследовавшего этот вопрос О.И.Гущенко [1996], по мнению которого в массиве породы всегда подчеркиваются смещения по сколам, связанные с самой последней фазой деформации. Кроме того, опыт нашей работы в других районах Восточно-Европейской плиты, где трещины замерялись в еще более древних – каменноугольных – известняках (Жигулевские и Доно-Медведицкие дислокации) показывает, что установленное там мезоструктурное поле деформаций совпадает с таковым, выявляемым по особенностям макроструктурного рисунка дислоцированных каменноугольно-палеогеновых отложений [Копт, Тверитинова, 1999, 2000]. Ниже увидим, что в верхнемеловых и плиоценовых породах Общего Сырта можно найти по существу тот же набор полей деформаций, что и в палеозойских образованиях.

Полученные данные обрабатывались на основе структурно-парагенетического метода, адаптированного к изучению трещинных мезоструктур [Гущенко, 1982; Расцветаев, 1987]. При этом использовались три вида обработки материалов: 1) анализ плотности трещин разных кинематических типов для всего района в целом (см. рис. 7); 2) анализ стереограмм полюсов трещин для станций наблюдения (см. рис. 8). Кинематика каждой трещины изображалась на стереограмме в виде околополюсной стрелки, ориентировка которой находилась по палетке О.И.Гущенко [1982]. Стрелки, направленные к краю круга, соответствуют сбросам, к его центру – взбросам, по касательной к кругу – сдвигам: (по часовой стрелке – правым, против нее – левым). Главные оси деформаций определялись на стереограммах в соответствии с методиками О.И.Гущенко [1982], В.Д.Парфенова [1984] – для одиночных и кучно расположенных полюсов и Л.М.Расцветаева [1987] – при интерпретации замеров со значительным разбросом последних; 3) компьютерная обработка направлений борозд скольжения по программе О.И.Гущенко и А.Н.Мострюкова [Гущенко, 1996], в результате которой были синтезированы карты поля деформаций (см. рис. 9). Соответствующие компьютерные операции по-

зволяют точно определить ориентировку и наклон осей деформации, что особенно важно для трещин со смешанным типом смещения. Однако данная программа имеет пока и свои ограничения, ибо на момент сдачи статьи в печать она разработана не для всех видов мезоструктур, а только для зеркал скольжения. Жилы, отрывы и стилолиты, а также малоамплитудные разрывы (для которых точно не известен наклон плоскости и вектора скольжения) этой программой не охватываются. Кроме того, при группировке выбраковываются те статистически непредставительные замеры, количество которых меньше шести в круге с радиусом осреднения 0.3° . В частности, выпали (из-за своей немногочисленности) субширотные взбросы, составляющие рассеянный фон на многих станциях наблюдения, и гораздо более распространенные раздвиги, отсутствие которых могло существенно изменить синтезируемую картину поля деформаций.

Общая характеристика трещиноватости. В пределах Общего Сырта преобладают субвертикальные и круто наклоненные трещины самых разнообразных простираний с некоторой концентрацией субширотных, а также субмеридиональных, северо-восточных и северо-западных ориентировок (см. рис. 7, А). Заметно преобладают мезоструктуры, образовавшиеся в обстановках растяжения, а также сдвига (сбросы, раздвиги и сбросо-сдвиги). Что касается мезоструктур сжатия (взбросы, стилолиты и др.), то они обычно наклонены круто, что свидетельствует о достаточно крутом наклоне оси максимального укорочения, когда движение блоков имеет как горизонтальную, так и вертикальную компоненту. Настоящие сдвиги редки, однако взбросы и сбросы со сдвиговой компонентой встречаются гораздо чаще чистых взбросов, сбросов и сдвигов. Это может свидетельствовать о том, что зеркала скольжения возникали по уже имеющимся более древним трещинам, которые могли быть ориентированы как угодно по отношению к векторам новейшего поля напряжений.

Среди взбросов, стилолитов и квазикливажных трещин (рис. 7, Б, В) преобладают субширотные, с падением к северу (взбросы) и югу (стилолиты и квазикливаж). Менее распространены, но зато очень четко локализованы мезоструктуры сжатия север–северо-восточной ориентировки; они особенно полого наклонены и поэтому в наибольшей степени могут идентифицироваться с горизонтальным сжатием, которое в данном случае имеет субширотное (запад–се-

веро-западное) направление. Среди немногочисленных сдвигов чаще встречаются левые (рис. 7, Г), образующие широкий пояс с некоторой концентрацией систем север-северо-западного, запад-северо-западного и в меньшей степени северо-восточного простираний. Правые сдвиги имеют близкое (северо-западное) направление (рис. 7, Д). Это существенно затрудняет реконструкцию поля деформаций, остается предполагать возможность либо латерального сдвигового течения, либо возвратно-поступательные смещения, либо наличие двух интерферирующих полей с субширотной и субмеридиональной ориентировкой оси максимального укорочения. В последнем случае с правыми сдвигами может быть увязан небольшой левосдвиговый максимум северо-восточного направления. Сбросы, чаще всего субмеридионального простирания, наклонены в широком диапазоне – от субвертикальных до пологих (30-40°), что позволяет предполагать листрическую конфигурацию их плоскостей и субширотное растяжение как ведущий механизм образования (рис. 7, Е). Составляющие менее плотный максимум субширотные сбросы наклонены в целом субвертикально. Независимо от ориентировки преобладают сбросы с падением в западном и южном направлении, в стороны Иргизского и Прикаспийского новейшего прогибов. То же относится и к раздвиговым мезоструктурам (рис. 7, Ж).

Наконец, как уже отмечалось, в рассматриваемом районе, широко распространены трещины со смешанным (взбросо- и сбросо-сдвиговым) смещением (рис. 7, З-Л). Как правило, они ориентированы в соответствии с компонентой, направленной по падению сместителя: взбросо-сдвиги (рис. 7, З, И), как и чистые взбросы, – субширотно и реже в север-северо-восточном направлении, а сбросо-сдвиги (рис. 7, К, Л), как и чистые сбросы, – субмеридионально и субширотно. Трещины с левосдвиговой составляющей (рис. 7, З, К), как и чистые левые сдвиги, распространены заметно больше и образуют широкий пояс, в котором угадываются те же локальные максимумы, что и для последних. Правые взбросо- и сбросо-сдвиги локализованы более четко, в виде двух кучностей – субширотного и север-северо-восточного простираний (рис. 7, И, Л), при этом система северо-западного простирания, хорошо проявленная для чистых правых сдвигов, здесь отсутствует. В целом же обращает на себя внимание явно не случайный факт: правосторонняя компонента гораздо лучше проявлена для взбросовых, а левосторонняя – для сбросовых мезоструктур. Не исключено поэтому, что правые взбросо-сдвиги отражают об-

становку правосдвиговой транспрессии, развивающуюся на глубине, тогда как левые сбросо-сдвиги – более поверхностное растяжение Общесыртовского свода.

Можно заключить, что наиболее характерные деформационные обстановки это: а) субширотное и в меньшей степени субмеридиональное растяжение, ассоциирующее с левым сдвигом, и б) субширотное (запад-северо-западного простирания) и субмеридиональное сжатие, связанное уже с правым сдвигом. Сдвиги разного знака часто субпараллельны, что указывает на латеральное течение материала либо наложение разных полей напряжений. Смещения по падению сместителей направлены таким образом, что опущены чаще всего южные и западные крылья мезоразрывов, обращенные к Иргизскому плиоцен-четвертичному прогибу и к Прикаспийской синеклизе.

Характеристика трещиноватости по станциям наблюдения. Замеры трещиноватости приурочены к ограничивающим Общей Сырт флексурам: Бузулукской и Яицко-Оренбургской и к его сводовой части. В силу рекогносцировочного характера исследований и слабой обнаженности района полученные результаты не могут полностью характеризовать все рассмотренные выше элементы и показывают только наиболее общие особенности поля напряжений.

Бузулукская флексора пересечена станциями наблюдения в 30 км юго-восточнее г. Бузулука – от с. Верхняя Вязовка на севере до с. Погромного на юге. В строении парагенезов трещиноватости сказываются резкие изменения морфологии свода Общего Сырта к югу и северу от флексуры (напомним, что к северу от нее свод осложнен выраженной в рельефе наложенной поперечной флексурой север-северо-восточного простирания, см. рис. 4).

К югу от флексуры (с. Погромное, рис. 8, А) многочисленные крутые взбросы и сбросы (взрезы) субширотного – запад-северо-западного простирания образовались при субмеридиональном укорочении с наклоненной к северу осью, с чем увязывается и субширотное удлинение, фиксируемое субмеридиональными сбросами и отрывами. Бузулукский линеамент в таком поле деформаций должен быть обращенным к югу сбросом или флексурой (что и соответствует геологической карте) с компонентой правого сдвига.

Близкое поле деформаций устанавливается и к северу от Бузулукской флексуры, однако на значительном (десятки километров) удалении от нее (с. Верхняя Вязовка – рис. 8, В, Г).

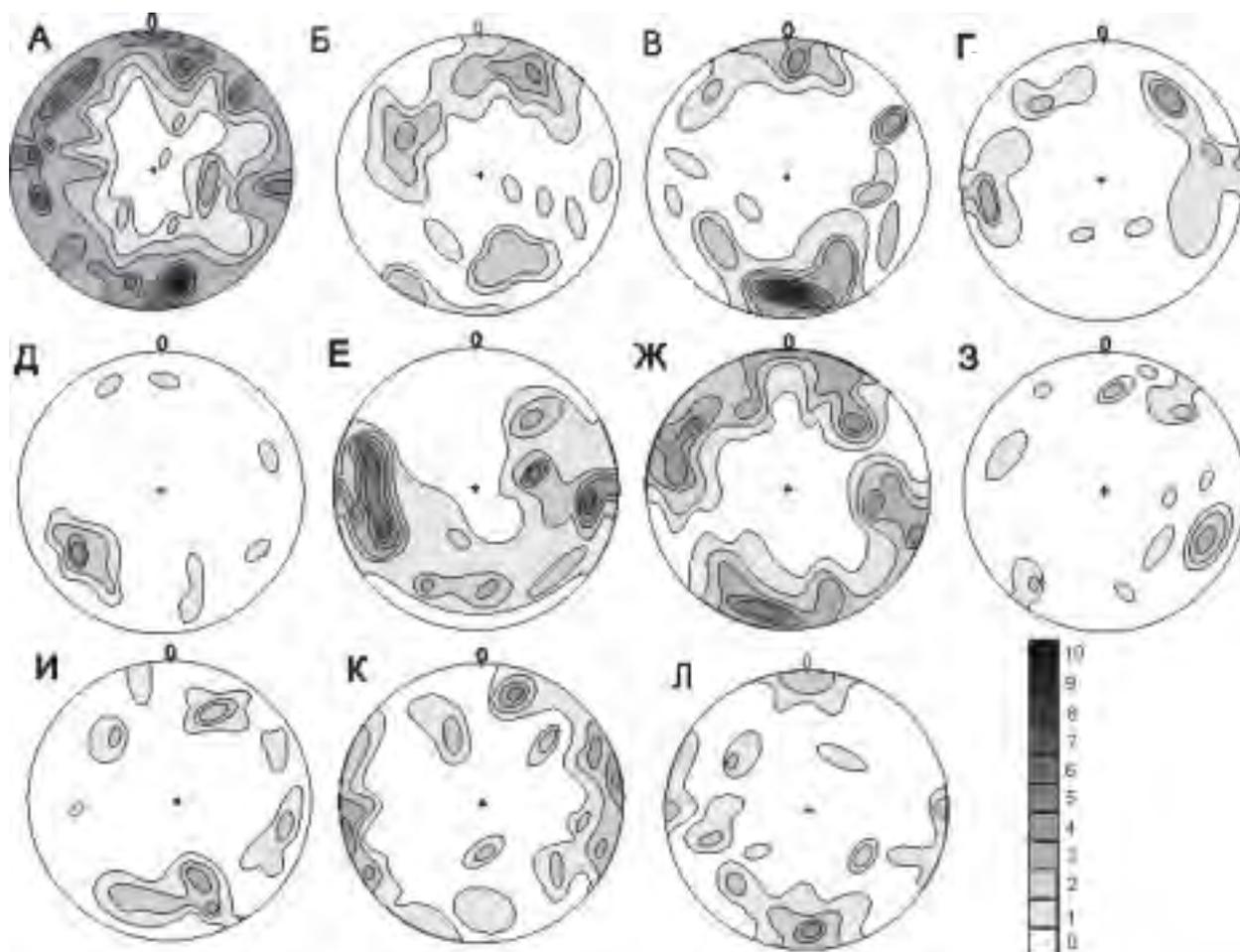


Рис. 7. Стереогаммы плотности трещиноватости (шкала показывает количество полосов на единицу площади палетки).

А – все мезоструктуры, замеренные в пределах Общего Сырта; Б – взбросы; В – стилолиты, квазикливаж; Г – левые сдвиги; Д – правые сдвиги; Е – сбросы; Ж – жилы и отрывы; З – левые взбросо-сдвиги; И – правые взбросо-сдвиги; К – левые сбросо-сдвиги; Л – правые сбросо-сдвиги

В узкой же полосе к северу от флексуры (с. Каменная Сарма, рис. 8, Б) картина совершенно другая. Здесь резко преобладают сдвиги, группирующиеся в две системы: правых (со взбросом) восток–северо-восточного – север-северо-восточного и левых (со сбросом) – запад–северо-западного – север–северо-западного простираний. Те и другие возникли при одной и той же (субширотной – запад–северо-западной) ориентировке оси максимального укорочения, хотя и ее наклон к горизонту для разных систем противоположен: в восточных румбах – для первой из них и в западных – для второй. При этом, что важно отметить, данная ось ориентирована поперек упомянутой наложенной флексуры север–северо-восточного простирания, устанавливаемой по геоморфологическим особенностям (см. рис. 4). Сильный разброс простираний сдвигов разного знака и, местами, их параллелизм могут свидетельствовать об их развороте в ходе деформации.

По данным замеров в этой последней станции, Бузулукский линеамент в соответствующем поле деформаций должен быть уже наклоненным к северу сбросом с небольшой левосдвиго-

вой компонентой. Однако если привлечь результаты по предыдущим станциям, можно высказать другое предположение, представляющееся более обоснованным: фиксируемое на удалениях от Бузулукского линеамента поле деформаций с субмеридиональной ориентировкой главного укорочения и субширотной – главного удлинения отражает региональный динамический фон, а локализованное в северном борту линеамента параллельное ему укорочение в запад–северо-западном направлении связано с локальным возмущением этого регионального поля около сдвига, который тогда должен быть правым. При этом наложенная поперечная флексура в северном крыле сдвига может связываться со сжатием, компенсирующим горизонтальное смещение. Для проверки данного предположения необходимо распространить мезотектонические наблюдения к западу и востоку от изученного нами поперечного профиля – хотя бы в нескольких точках, но по всей длине линеамента.

Поскольку изложенные результаты получены для красноцветных моласс пермотриаса, сразу же возникает вопрос, корректно ли их использование для характеристики новейшего поля на-

пряжений. Заметим, однако, что установленная нами субмеридиональная ориентировка регионального укорочения более логично увязывается с напряжениями областей, соседних с юга, нежели с востока – с герцинского Урала. Субширотное же укорочение сразу к северу от Бузулукской флексуры, как мы попытались показать, объясняется возмущением региональных напряжений около сдвига. В этой связи важно отметить, что в обнажениях очень молодых (верхнеплиоцен-нижнечетвертичных) суглинков преобладают те же субширотные взбросы (с правосдвиговой компонентой) и субмеридиональные сбросы и отрывы (см. рис. 8, А, Д), что и в породах пермотриаса. Однако, в отличие от последних, здесь более широко представлены раздвиги, образующие к тому же отсутствующий у древних пород максимум субширотного простирания, фиксирующий растяжение по меридиану.

Сводовая часть Общего Сырта характеризуется сбросовым типом поля деформаций. На западе (район сел Логачевки и Егорьевки, рис. 8, Е) в суглинках и песках верхнего плиоцена – нижнего плейстоцена фиксируется пояс сбросов и сбросо-сдвигов: левых – меридионального и правых – субширотного–северо-восточного простирания, указывающих на горизонтальное удлинение сразу в трех направлениях: север–северо-восточном, север–северо-западном и субширотном. Что касается главных укорочений, то они наклонены круто, но их горизонтальные проекции образуют компактный пучок субширотного (запад–северо-западного) простирания. Таким образом, здесь деформационная обстановка определялась субмеридиональным удлинением и некоторым субширотным укорочением.

Однако в районе Новой Белогорки, где такая обстановка проявилась и в макроструктурных особенностях – (образование протяженного, 25–30 км, субширотного грабена верхнего мела среди поля юрско-триасовых отложений), по мезотектоническим данным получены неожиданные результаты (см. рис. 8, Ж). Вместо субширотных структур растяжения здесь обнаружены субширотные взбросы и даже надвиги, а также субвертикальные сбросы, составляющие пояс вращения с крутыми взбросами. Наряду с несколькими правыми сдвигами северо-западной ориентировки этот парагенез указывает на субмеридиональное сжатие внутри грабена. Наклонные же сбросы, связанные с обстановкой именно растяжения, ориентированы субмеридионально, свидетельствуя о субширотном удлинении. Как видим, мезо- и макротектонические данные здесь противоречат друг другу, и, поскольку это нельзя объяснить недостаточной представительностью мате-

риала (замеры сделаны в белых пясчистых мелах сенона, изобилующих зеркалами скольжения), то причину противоречия следует искать либо в проявлении на мезоуровне регионального (альпийского?) поля напряжений меридионального сжатия – широтного растяжения, либо, что кажется не менее вероятным, в обычном для грабенов заклинивании просевшего блока.

Вытянутая вдоль р. Урал *Яицко-Оренбургская флексура* восток–северо-восточного простирания, как уже отмечалось ранее, по особенностям мегаструктурного рисунка ее южного борта имеет левосдвиговую компоненту; отсюда можно предполагать, что она образовалась при субмеридиональном укорочении – субширотном удлинении. Однако в принадлежащем Общему Сырту поднятом северном борту флексуры присутствуют возникшие при противоположном (субмеридиональном) удлинении вышеупомянутые субширотные грабены, образующие к тому же эшелонированный ряд право-, а не левосдвигового типа. Ситуацию не прояснили и проведенные в двух из них (Чесноковском и Зубочистенском) мезотектонические наблюдения, которые обнаружили (см. рис. 8, З) преобладание сбросовых трещин меридионального – северо-восточного простирания, указывающих на удлинение вдоль, а не поперек грабенов. С ним ассоциируют отдельные взбросы и сдвиги, образовавшиеся при поперечном грабенам субмеридиональном–северо-восточном укорочении.

Таким образом, здесь, как и для района Новой Белогорки, отмечается противоречие между макро- и мезотектоническими данными, заставляющее анализировать две альтернативы: либо мезоструктуры возникли во внутриграбеновом поле напряжений, связанном с заклиниванием просевшего блока, либо, напротив, они отражают региональное поле напряжений – но тогда и сами грабены следует считать результатом сжатия (что нам кажется маловероятным). И, наконец, в любом случае эти замеры можно лишь очень предположительно использовать для установления кинематики Яицко-Оренбургской флексуры.

Восточнее, в районе г. Оренбурга, последняя расщепляется на две ветви, северная из которых выражена долиной р. Сакмары, а южная продолжается долиной р. Урал (см. рис. 1). О том, что эти отрезки долин связаны с неотектоническими разрывами, убедительно свидетельствует их плавная дугообразная конфигурация и, что еще более важно, – их резкая поперечная асимметрия: крутые северные склоны и пологие южные, затянутае плащом плиоцен-нижне-четвертичных отложений. Как видим, здесь повторяет-

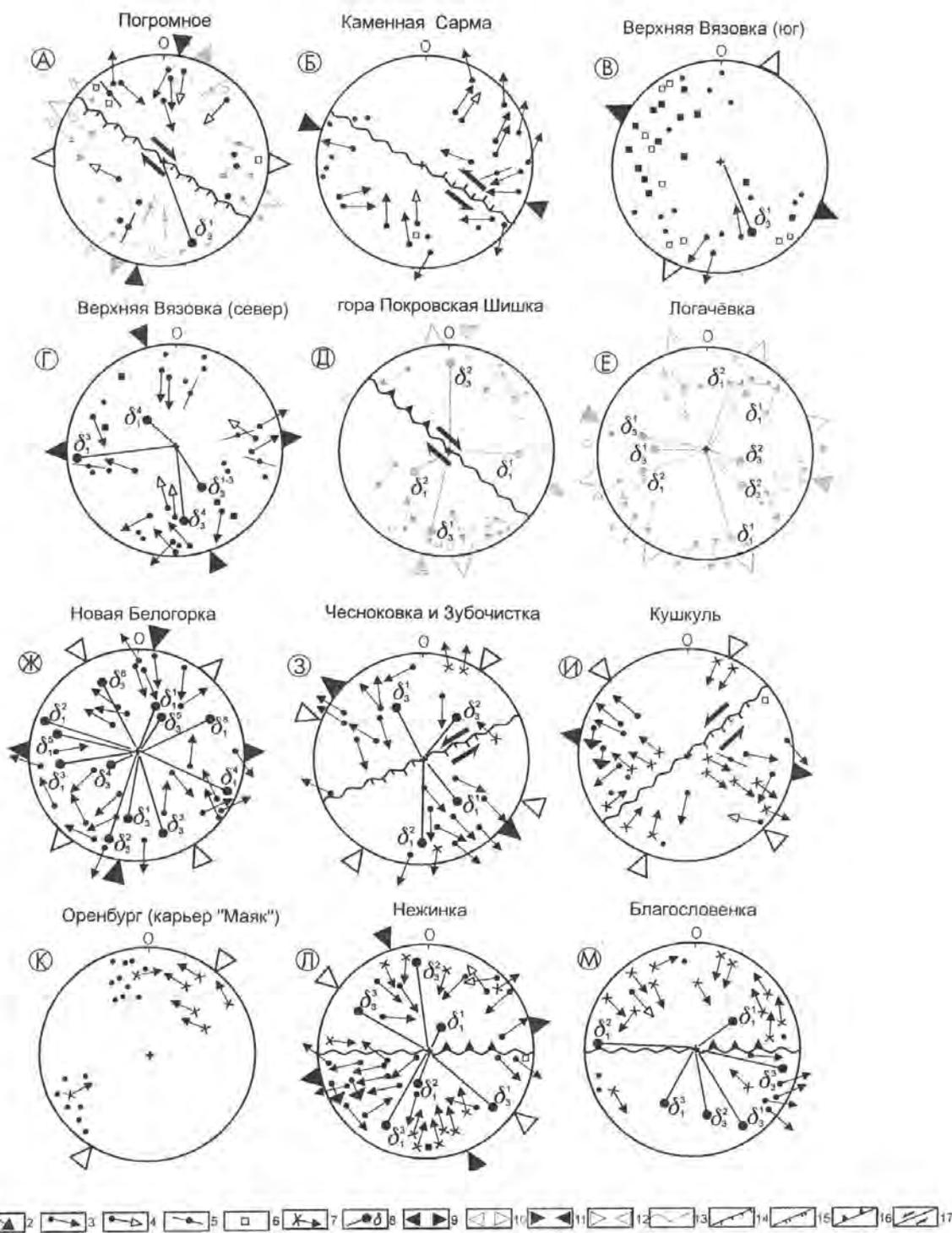


Рис. 8. Стереограммы трещиноватости станций наблюдения (расположение см.рис.1). Более светлым тоном показаны замеры трещин в плиоцен-четвертичных породах

А – Погромное (№ 3, 4: песчаники нижнего триаса и суглинки плиоцена); Б – Каменная Сарма (№5: песчаники и конгломераты верхней перми); В – южнее Верхней Вязовки (№7: то же); Г – севернее Верхней Вязовки (№ 8: то же); Д – гора Покровская Шишка (№ 6: суглинки и уплотненные пески плиоцен-раннечетвертичного возраста); Е – Логачевка и Егорьевка (№ 1, 2: то же); Ж – Новая Белогорка (№ 9: писчие мелы верхнего мела); З – Чесноковка и Зубочистка (№ 10, 11: писчие мелы верхнего и уплотненные пески нижнего мела); И – Кушкуль (№14: известняки верхней перми); К – Оренбург, карьер завода “Маяк” (№ 12: то же); Л – Нежинка (№16: то же); М – Благословенка (№15: то же).

1-6 – полюса трещин: 1 – без борозд скольжения, 2 – то же, с некоторыми знаками смещения (смещение прослоев, подворот слоистости около трещины, тип кулиности), 3-5 – с бороздами скольжения (знак смещения: 3-очевидный, 4 – предполагаемый, 5 – неясный: отсутствуют четко выраженные заусеницы); 6 – отрывы и жилы; 7 – стилолиты, зоны квазикливажа и рассланцевания; 8 – проекции осей максимального сжатия σ_3 и растяжения σ_1 ; 9 – направление преобладающего горизонтального растяжения; 10 – то же, менее четкое; 11 – направление преобладающего горизонтального сжатия; 12 – то же, менее четкое; 13 – ориентировка ближайшего к точке наблюдения регионального разрыва; 14-17 – кинематика смещения в зоне последнего, по данным мезотектонических наблюдений: 14 – наклонный сброс, 15 – субвертикальный сброс (взрез), 16 – взброс, 17 – сдвиг

ся региональный стиль новейшей структуры, определяемый обращенными к югу сбросовыми уступами и разделяемыми ими наклонными блоками. Обе ветви линеамента плавно выгнуты в одном направлении (в данном случае к северу), и это напоминает веера на затуханиях сдвигов, где каждая ветвь как бы затаскивается разрывом попутно горизонтальному смещению его крыла [Копп, 1997, рис. 44]. Направление изгиба ветвей Яицко-Оренбургского линеамента соответствует представлению о его левосдвиговой природе. Кроме того, если данное предположение верно, то северная (Сакмарская) ветвь, находящаяся в квадранте растяжения, должна была формироваться в обстановке транстензии, а южная (Уральская), приуроченная к квадранту сжатия, – в обстановке транспрессии. С этой схемой согласуются и мезотектонические данные.

Сакмарская ветвь, имеющая на данном отрезке северо-восточное простирание, изучалась в двух точках юго-восточного крыла: в карьере завода “Маяк” на северной окраине Оренбурга и в карьере между с. Кушкуль и свх. “Сакмарский” (там и там замеры произведены в известняках казанского яруса верхней перми). Особенно представительна вторая из них (рис. 8, *И*), где обнаружены многочисленные стилолитовые сколы сбросового типа, имеющие север–северо-восточное простирание и указывающие, таким образом, на удлинение в субширотном направлении. Сакмарский линеамент в таком поле деформаций должен быть сбросом с левосдвиговой компонентой, что соответствует макротектонической модели. Этому не противоречат немногочисленные взбросы и зоны брекчирования запад–северо-западного направления. В первой точке обнаружены лишь немногочисленные стилолитовые сколы левосдвигового типа (см. рис. 8, *К*), запад–северо-западная ориентировка которых свидетельствует о сжатии вдоль Сакмарского линеамента и растяжении поперек него. Следовательно, последний оказывается здесь сбросом или раздвигом.

Уральская ветвь, в целом субширотного простирания, обследовалась в месте ее наибольшего изгиба к северу. Здесь обращает на себя внимание гораздо большее, чем для Сакмарской ветви, развитие мезоструктур горизонтального сжатия. При этом в обеих исследованных точках, приуроченных к северному и южному крыльям флексуры (карьеры казанских известняков соответственно к северо-западу от с. Нежинки и около с. Благословенки), мезоструктуры представлены стилолитами, стилолитовыми сколами взбросовой кинематики и взбросовыми зеркалами скольжения субширотной – восток–северо-

восточной ориентировки (см. рис. 8, *Л, М*). Данный парагенез, достаточно надежно свидетельствующий об обстановке субмеридионального (север–северо-западного) укорочения, дополняется субмеридиональными сбросами и отрывами, возникшими при компенсационном – субширотном (восток–северо-восточном) удлинении. Поле деформаций, зафиксированное в обеих точках, предполагает, что поперек линеамента субширотного простирания должно развиваться горизонтальное укорочение, что не противоречит левосторонней транспрессии вдоль Сакмарской ветви, однако прямо ее не доказывает.

Если же говорить о Яицко-Оренбургской флексуре в целом, сумма собранных авторами мезотектонических данных показывает, что предположение о ее левосдвиговой природе имеет под собой серьезную почву и заслуживает дальнейшей проверки.

Результаты компьютерной обработки кинематики трещиноватости. Синтезированные на компьютере карты векторов главных напряжений (рис. 9) подтверждают результаты ручной обработки замеров на сетке Вульфа, хотя и с некоторыми коррективами, обусловленными параметрами программы. В частности, около Бузулукской флексуры резко обозначилось направленное вдоль нее (и вкrest притыкающейся к ней поперечной флексуры северного крыла) горизонтальное укорочение в северо-западном направлении (см. рис. 9, *а*). Такое укорочение отмечалось и при анализе стереограмм, однако там оно занимает более скромное место, сочетаясь с укорочением в субмеридиональном направлении и удлинением – в субширотном, особенно хорошо проявленными на удалении от Бузулукской флексуры (села Верхняя Вязовка, Погромное и гора Петровская Шишка). Скорее всего, данное несовпадение связано с тем, что из компьютерной обработки выпали часто встречающиеся раздвиги (в данном случае, субмеридионального и субширотного простираний), не обрабатываемые использованной программой, а также субширотные взбросы, оставшиеся, очевидно, за бортом из-за своей немногочисленности. Никак не выразилось субмеридиональное укорочение поперек Уральской ветви Яицко-Оренбургской флексуры и внутри меловых грабенных, зафиксированное непринимаемыми компьютерной программой многочисленными стилолитами. Зато везде усилилось и так хорошо заметное на стереограммах региональное субширотное удлинение.

Вместе с тем компьютерная обработка выявила ряд тонких, но очень важных деталей (прежде

всего касающихся характера деформационного режима и наклона осей деформации), которые не могли быть легко установлены другими способами. В частности, четко виден сдвиговый характер поля деформаций в районе профиля, пересекающего Бузулукскую флексуру – это подтверждает сдвиговую природу последней. При этом параллельными ей оказались траектории правосдвиговых касательных напряжений. Для Яицко-Оренбургского линеамента столь четких признаков сдвига не установлено. Обращает на себя внимание проявляющийся в пределах всего Общего Сырта (за исключением зоны Бузулукской флексуры) пологий наклон оси главного растяжения к югу и юго-западу. Вероятно, это следует связывать с гравитационным оттоком масс в соседние новейшие прогибы – Иргизский и Прикаспийский, который мог несколько наклонить ось удлинения по уклону тектонического рельефа.

С другой стороны, средняя ось эллипсоида деформации, которая в сбросовом поле должна соответствовать направлению горизонтального укорочения, везде имеет субмеридиональное простирание (рис. 9, Б), что в большей степени согласуется с южным (альпийским), нежели восточным (уральским) направлением действующего давления. Кроме того, явно неслучайный повсеместный наклон этой оси к югу может быть логично объяснен глубинным надвиганием к северу, угадываемым по особенностям структуры фундамента и нижних горизонтов чехла (см. рис. 5, б). Если в возникающем на глубине надвиговом поле напряжений ось сжатия по определению субгоризонтальна, то ближе к поверхности, где сжатие уже ослабевает и козырек взброса действует в виде наклонного штампа, приподымающего пассивно участвующие в деформации вышележащие слои, в последних ось сжатия будет наклонена субпараллельно смещению всякого крыла разрыва.

Резюме. Мезотектонические данные, обработанные тремя разными способами, показывают достаточно хорошую сходимость результатов. Новейшее развитие Общего Сырта протекало в условиях горизонтальных растяжения, сдвига и вертикального флексурного изгиба, которые запечатлены в следующих главных парагенезах трещиноватости:

1) парагенез субширотного удлинения и вертикального, а также небольшого горизонтально-

го (субмеридионального) укорочения – в сбросовом и сдвиговом полях деформаций, выраженный отрывами и наклонными сбросами субмеридиональной ориентировки, а также диагональными сбросо-сдвигами (чаще левыми). Распространен повсеместно, но господствующим становится в южной части Общего Сырта;

2) парагенез субмеридионального укорочения и компенсирующего удлинения вверх, косо вверх и по горизонтали в широтном направлении – в надвиговом и чаще флексурном (ось главного укорочения наклонена), а также в сдвиговом полях деформаций. Представлен взбросами, стилолитами и редкими надвигами, а также взбросо-сдвигами (чаще правыми). Ассоциирует с предыдущим парагенезом, но особенно сильно распространен в грабенах южной части Общего Сырта и в зоне Уральской ветви Яицко-Оренбургской флексуры;

3) парагенез укорочения в запад-северо-западном и удлинения в север-северо-восточном направлениях – в сдвиговом поле деформаций. Представлен левыми сбросо-сдвигами и правыми взбросо-сдвигами северо-западного и северо-восточного простираний, соответственно. Встречен в единственном месте: в северном крыле Бузулукского линеамента (Каменная Сарма) – там, где с ним торцово сочленяется поперечная флексура;

4) парагенез субмеридионального удлинения и вертикального, а также некоторого горизонтального (субширотного) укорочения – в сбросовом поле напряжений. Представлен субширотными крутыми раздвигами и наклонными сбросами, а также левыми сбросо-сдвигами север-северо-западной ориентировки; распространен почти везде, но особенно ярко представлен в вершинной части Мелового Сырта, между долинами рек Урал и Самара.

Все эти мезотектонические парагенезы обнаруживаются в породах самого разного возраста – от верхней перми до нижнего плейстоцена, что доказывает их геологическую одновременность в рамках новейшего этапа. Отмечаются и признаки их приуроченности к крупным неотектоническим элементам либо их частям. Гораздо больше вопросов вызывает ранговая соподчиненность охарактеризованных типов полей деформации, и здесь нельзя обойтись без сопоставления с макроструктурой.

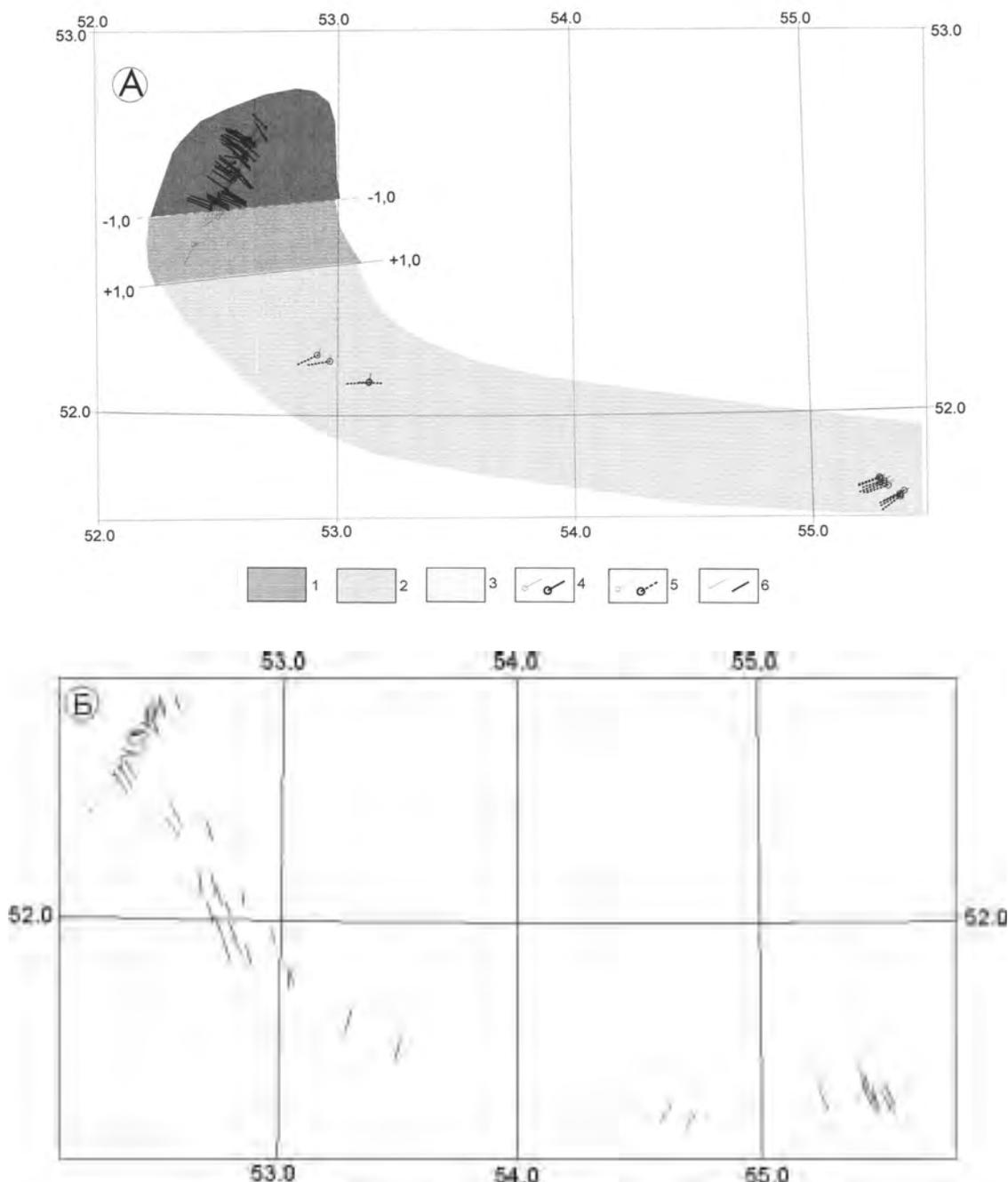


Рис. 9. Карты горизонтальных проекций ориентировок осей суммарных сколовых деформаций, синтезированные О.И.Гущенко на компьютере, с небольшими упрощениями (длина вектора обратно пропорциональна наклону от земной поверхности, направление наклона – от точки в основании вектора, цифры у границ деформационных зон соответствуют значениям коэффициента Лодэ-Надаи).

А – оси деформаций главного укорочения и главного удлинения; Б – средняя ось деформации.

1-3 – деформационные режимы: 1 – сдвиговый, 2,3 – сбросовый, с удлинением: 2 – в меридиональном направлении, 3 – в широтном; 4-6 – горизонтальные проекции ориентировок главных осей деформации: 4 – главного укорочения, 5 – главного удлинения, 6 – средней оси деформации

ПОПЫТКА СИНТЕЗА

Сумма приведенных данных показывает, что неотектоническая деформационная обстановка Общего Сырта была достаточно противоречивой. Попробуем разобраться в этом, привлекая данные о морфологии структур на разных уровнях чехла и представления о новейшей геокинематике всего Приволжско-Прикаспийского региона [Машкович и др., 1970; Лобов, Кавеев,

1975; Милановский, 1983; Копп, 1999а; Копп, Тверитинова, 1999; Копп и др., 1999].

С одной стороны, если анализировать структурный рисунок, образуемый наиболее крупными тектоническими элементами чехла и фундамента, то он свидетельствует об обстановке надвигового (на глубине) и сдвигового полей деформаций с субмеридиональной ориентировкой

оси максимального укорочения. В пользу этого свидетельствуют – линейная конфигурация глубинных складок, их одинаковая северная вергентность (совпадающая с таковой находящегося рядом явно принадвигового Жигулевского вала) и гребневидный способ заполнения пространства (узкие антиклинали – широкие синклинали): если бы поперечная асимметрия глубинных структур была связана со сбросовой тектоникой, наклонные горсты и грабены имели бы одинаковую ширину. Имеются и прямые геолого-геофизические доказательства надвиговой природы некоторых разрывов, прежде всего Оренбургского [Макаров и др., 1985; Яхимович, 1996; И.А.Денцкевич и др., 1997 г.] (выше уже приводились аргументы в пользу его новейшего возраста). Весьма красноречивы также и особенности взаимного расположения глубинных структур, явно связанные со сдвиговой тектоникой. При этом правые сдвиги имеют северо-западную, а левые – северо-восточную ориентировку, которая могла возникнуть только при субмеридиональном укорочении и субширотном удлинении (Бузулукская право- и Яицко-Оренбургская левосдвиговая зоны). Наиболее отчетливо сдвиговый структурный рисунок проявляется в морфологии структур, сложенных карбон – нижней пермью, мезозоем и кайнозоем.

Далее, поле деформаций с субмеридиональным направлением главного укорочения и субширотным, а также субвертикальным – главного удлинения повсеместно проявляется в поверхностной трещиноватости, будучи особенно хорошо представлено на юге Общего Сырта. Однако настоящих надвигового и сдвигового полей здесь почти нет, и их место занимают сбросовое поле с удлинением по широте и флексурное – с наклонным положением осей главного и среднего субмеридионального укорочения (при этом последняя, символизирующая в данном случае направление наибольшего укорочения по горизонтали, также ориентирована субмеридионально и слегка воздымается к северу, в соответствии с направлением скашивания глубинных складок). Все это может быть признаком того, что горизонтальное сжатие имеет глубинный источник и вверх по разрезу затухает, замещаясь растяжением.

Наконец, новейшее поле деформаций с субмеридиональным направлением главного укорочения и субширотным – главного удлинения широко распространено в Поволжье, будучи выражено в ориентировке доказанных бурением и геологической съемкой разрывов: взбросо-надвигов [Машикович и др., 1970; Лобов, Кавеев,

1975] и сбросов [Милановский, 1983; Волож и др., 1997; и др.], а также в ряде других особенностей макроструктурного рисунка и в структурно-кинематических парагенезах трещиноватости [Копп, 1999а,б, 2000а,б; Копп, Тверитинова, 1999; Копп и др., 1999]. По многим признакам, оно вызвано давлением, идущим к северу от Альпийской коллизионной зоны и Аравийской плиты [Милановский, 1983; Копп, 1999а, 2000а,б].

С другой стороны, в районе Общего Сырта не менее широко представлено сбросовое поле деформаций с прямо противоположной – субмеридиональной ориентировкой главного удлинения. Именно оно определяет стиль морфоструктуры Общего Сырта (флексурно-сбросовые уступы южной экспозиции и разделяемые ими останцы поверхностей выравнивания) и похожей на нее структуры плиоцена. В совокупности та и другая структуры обрисовывают систему наклоненных к северу блоков, образовавшихся при субмеридиональном растяжении. Еще одно яркое проявление рассматриваемого поля деформаций – сложенные юрой и мелом субширотные грабены на востоке Общего Сырта. При этом, интересно, что, образуя кулисные ряды вдоль Бузулукского и Яицко-Оренбургского сдвигов, они, тем не менее, указывают на противоположный предполагаемому по мегаструктурному рисунку их знак: левый и правый, соответственно. В мезоструктуре данное поле деформаций выражено избытием субширотных сбросов и отрывов.

Поиск соотношений двух противоречащих друг другу полей деформаций можно вести по следующим основным линиям.

1) Дополнительное к давлению со стороны Альпийского пояса воздействие неотектонического Уральского орогена. Новейшее субширотное сжатие действительно проявилось на юге Урала образованием Мугоджарского меридионального взброса и субпараллельных ему складок и чешуй Актюбинского Приуралья [Геология ..., 1970; Волож и др., 1997], и оно вполне могло на периферии зоны давления заместиться субмеридиональным растяжением. Вызывает вопросы только возраст этого сжатия, ибо вышеупомянутые дислокации Предуралья резко “запечатаны” акчагыльскими отложениями, и, похоже, наиболее сильные движения там произошли в олигоцене [Копп, 1999б]. Субширотные сбросы Общего Сырта секут плиоцен-нижнечетвертичные отложения и коррелятный им рельеф. Тем не менее нельзя исключать возможности достройки структур в конце плиоцена – квартере, и поэтому данная точка зрения заслуживает дальнейшей проверки.

2) Компенсационное растяжение на своде поднятия, возникшего в результате глубинного горизонтального сжатия [Konn, 1999a, 2000a]. О том, что это могло иметь место, свидетельствуют упрощение и выполаживание структуры снизу вверх и объединение относительно небольших по площади, но резко выраженных в кровле фундамента антиклиналей в более крупные пологие своды в пермско-мезозойских отложениях. Весьма показательно при этом усиление выраженности сдвигового структурного рисунка на промежуточном уровне – в отложениях карбона – ранней перми. Именно в такой последовательности (надвиговое – сдвиговое – сбросовое) и должны сменять друг друга по вертикали и латерали поля напряжений, инициированные горизонтальным давлением. Вряд ли случайна также концентрация сложенных мезозоем грабенов именно на своде, а не на крыльях Общего Сырта.

Наиболее серьезный аргумент в пользу такого (чисто присводового) механизма возникновения субмеридионального растяжения – наличие новейших флексурно-сбросовых уступов над каждым поднятием фундамента. При этом, как видно на профиле (см. рис. 3,а), здесь наблюдается скорее обратный, чем прямой характер соответствия: глубинные принадлежательные антиклиналы восточного погружения Жигулевского вала скошены к северу, а соответствующие им на поверхности поднятия – к югу [Коноваленко и др., 1975]. Иными словами, над сводом каждой глубинной складки развивается полуграбен, у которого вздернуто вверх плечо, смещавшееся попутно направлению надвигания (в данном случае – северное).

Точно такая же ситуация отмечается и для северовергентного Оренбургского вала, к своду которого приурочена плиоцен-четвертичная впадина р.Урала, а над крутым северным крылом развился ограничивающий последнюю обращенный к югу сбросовый уступ. Можно полагать, таким образом, что подъем и смещение к северу свода каждой глубинной антиклиналы вызывали компенсационное растяжение наверху и динамическое отжимание материала, а над областью нагнетания, где-то выше крутого северного крыла глубинной складки и расположенной дальше синклинали, выросал сбросовый уступ обратной – южной экспозиции.

В общем плане можно предположить, что сжатие, передававшееся с юга через платформенный фундамент, в силу своей угасающей интенсивности (из-за огромного удаления от коллизионного пояса) было просто задавлено громадной тяжестью чехла Прикаспийской си-

неклизы и почти не сумело достичь поверхности. В Жигулях же, где чехол гораздо тоньше (в 4-5 раз!), альпийский надвиг прорезал его насквозь.

3) Компенсационное растяжение, которое обязательно должно присутствовать на периферии области динамического влияния индентора (в данном случае, Аравийской плиты). Каждая из таких областей состоит из обязательного набора сменяющих друг друга по удалении от последнего зон [Tapponnier, Molnar, 1976; Гуценко, 1996; Konn, 1997; Ребецкий, 1997; Rebetsky et al., 1997]: надвигового поля напряжений (в Периаравийской области это прежде всего Тавр и Загрос, а также Кавказ), сдвигового – с выжиманием масс по латерали к коллизионному поясу (север – Турции и Ирана, Копетдаг, Кавказ), сбросового – с растяжением также по латерали (Предкавказье и Западный Прикаспий) и, наконец, сбросового с растяжением уже по нормали к коллизионному поясу, т.е. вдоль движения индентора. Физический смысл возникновения такого растяжения (да еще и с перемещением масс навстречу штампу [Konn, 1997]) заключается в том, что обязательно формирующаяся на периферии последнего зона оттока материала и утонения литосферы (в нашем районе – Каспийская меридиональная мегавпадина) может компенсационно нивелироваться, по принципу плотнейшей упаковки пространства, только за счет притока материала снаружи (в данном случае, с севера), а не изнутри – силы, действующие с юга, способны только усилить ее тектоническое расчленение. Если учесть, что меридиональные сбросы предыдущей зоны достигают наибольшего размаха где-то на широтах Волгограда – Саратова, то севернее уже можно ожидать появления четвертой зоны, замыкающей охарактеризованный латеральный ряд [Konn, 2000a].

О том, что данный механизм субмеридионального растяжения на самом деле действует в рассматриваемом районе, помимо теоретических и региональных соображений, свидетельствуют и некоторые факты. В их числе – сквозной (фоновый) характер данного типа поля деформаций, устанавливаемый по мезотектоническим данным, необязательная приуроченность широтных сбросов именно к поднятиям фундамента (хотя обратная связь никогда не нарушается), их ритмичная повторяемость в пространстве и выход за пределы собственно свода Общего Сырта в узком смысле. Однако главный аргумент, который еще заслуживает своего изучения – это крупномасштабный наклон земной поверхности к северу, фиксируемый по деформации геоморфологических уровней, асимметрии речных долин в

поперечном сечении, их последовательной агрессии к северу и выгибанию в том же направлении (см.рис. 4). Обрисовываемый дугообразно изгибающимися к северу долинами новейший свод вытянут вплоть до долины р.Камы (возвышенность Сокские Яры), имеет субмеридиональную ориентировку и, таким образом, вряд ли может быть связан только с компенсацией глубинного субширотного поднятия. С другой стороны, морфология этого свода (своего рода ороклин, только обратного знака, образованный не надвигами, а сбросами, и напоминающий опрокинутую в горизонтальную плоскость складку продольного изгиба с седловидными жилами в

замке) вполне может свидетельствовать об его образовании в результате глубинного оттока масс к югу и некоторого субширотного сжатия (влияние Урала?).

В настоящее время мы не можем решить, какой из трех анализированных нами способов возникновения субмеридионального растяжения главный или единственный. Очевидно только, что все они совместимы, серьезно не противоречат друг другу и в принципе могли проявиться и совместно. Ясно также, что факт существования такого растяжения вполне может быть увязан и с фактом субмеридионального сжатия на глубине, вызванного давлением Аравийской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ранговая соподчиненность новейших полей напряжений и деформаций Общего Сырта представляется следующим образом.

Направленное с юга давление Аравийской плиты на северном краю Прикаспийской синеклизы в позднем миоцене – квартере реализовалось в образовании широтных складок фундамента в нижней (палеозойской) части чехла, возникших при вероятном участии некоторого надвигания к северу. На северо-востоке этот складчатый пакет ограничен Бузулукским правым сдвигом запад–северо-западного простирания, который, вероятно, отклонял альпийский деформационный фронт от мощной коры древнего Татарского свода.

По сравнению, однако, с находящимися на том же расстоянии от Альпийского пояса соседними районами Среднего Поволжья, где взбросы и надвиги позднеальпийского возраста выходят непосредственно на поверхность (Жигулевские и Саратовские дислокации), в пределах Общего Сырта сжатие ограничилось более глубоким слоем коры. Очевидно, это связано с тем, что неотектонически поднятый район Поволжья находится напротив сильно выдвинувшегося к северу Кавказского клина (Транскавказское поперечное поднятие), где к тому же изначально кора была существенно толще, чем в Прикаспийской синеклизе, и поэтому более способна передавать напряжения на большое расстояние. Общий Сырт же расположен на простирании отстававшего в северном перемещении Эльбурса и Каспийской меридиональной полосы погружения, где больше проявлялась тектоника растяжения, чем сжатия. В силу этих причин, а также огромного веса осадков древней Прикаспийской синеклизы глубинные складки Общего Сырта быстро затухают вверх, замещаясь пологой моно-

клиналью, смятой в еле заметные крупные складки. Вместе с тем поле субмеридионального горизонтального сжатия все-таки улавливается в структуре поверхности по особенностям морфологии и расположения последних и в структурно-кинематических парагенезах трещиноватости.

Вдоль южной границы Общего Сырта развился Яицко-Оренбургский левый сдвиг восток–северо-восточного – широтного направления, обеспечивавший латеральное выжимание Прикаспийского блока из находящейся напротив Кавказа области повышенного сжатия к востоку, в сторону Туранского коридора между зонами давления Индии и Аравии [Копп, 1999а, 2000а].

Основной же стиль новейшей структуры верхних горизонтов чехла определяет система субширотных сбросов южной экспозиции и разделяемых ими блоков, полого наклоненных к северу; те и другие в совокупности указывают на субмеридиональное растяжение в форме простого сдвига (наверху массы перемещаются к северу, внизу – к югу). В какой-то степени это растяжение могло компенсировать выпирание вверх системы глубинных складок сжатия, о чем, в частности, свидетельствует приуроченность поверхностных сбросов к сводам и крутым крыльям последних. Тем не менее распространение этого структурного стиля далеко к северу, гораздо шире собственно Общего Сырта (очевидно, вплоть до долины р.Камы), заставляет искать и более общие причины его возникновения. В числе наиболее вероятных следует рассматривать компенсационное растяжение на краю Периаравийской области индентации, без которого не может полностью замкнуться латеральный ряд деформационных обстановок коллизионного происхождения, и динамическое влияние новейшего орогена Урала.

Три способа субмеридионального растяжения совместимы между собой и могли проявиться взаимосвязанно, каждый в своих рамках. Они не

противоречат представлению о субмеридиональном сжатии фундамента.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа проводилась при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 97-07-90074, 99-05-65366 и 00-05-64513) и Межотраслевой программы интеграции высшего образования и нау-

ки. Авторы выражают глубокую признательность А.И.Иоффе – за синтезирование высокоинформативных цифровых карт рельефа. Работа поддержана РФФИ, грант 00-15-98531.

ЛИТЕРАТУРА

- Аристархова Л.Б.* Новейшая тектоническая структура и глубинное строение Прикаспийской впадины по данным структурно-геоморфологического анализа // Структурно-геоморфологическое изучение нефтегазоносных земель. М.: МГУ, 1973. С. 48-75.
- Волож Ю.А., Волчегурский Л.Ф., Грошев В.Г., Шишкина Т.Ю.* Типы соляных структур Прикаспийской впадины // Геотектоника. 1997. №3. С.41-56.
- Востряков А.В.* К методике изучения новейших движений земной коры по данным палеогеоморфологических построений // Вопросы методики изучения новейших тектонических движений Волго-Уральской области :Тр. Волгоград. совещ. по методике изучения новейших движений, 5-9 мая 1964 г. Уфа: КазГУ, 1965. С.49-59.
- Геология СССР. Т.12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1970. 304 с.
- Горелов С.К.* О связи неотектонических движений Волго-Уральской области с глубинными структурами типа флексур и разломов // Докл. АН СССР. 1963. Т.149, №1. С. 149-151.
- Горелов С.К., Клубов В.А.* О соотношении новейшей тектонической структуры и рельефа кристаллического фундамента в центральных и южных районах Волго-Уральской области // Докл. АН СССР. 1963. Т.148, №6. С.1365-1367.
- Гуценко О.И.* Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности) // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры: Материалы Всесоюз. школы-семинара, Апатиты, 20-22 мая 1980. Апатиты, 1982. С. 35-52.
- Гуценко О.И.* Сеймотектонический стресс-мониторинг литосферы: структурно-кинематический принцип и основные элементы алгоритма // Докл. РАН. 1996. Т.346, № 3. С. 399–402.
- Журенко Ю.Е.* Линеаменты Волго-Уральской области и их значение для неотектоники // Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Сб.5. Уфа: 1974. С.99-109.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Происхождение нефтегазоносных платформенных структур. Уфа: Ин-т геологии Башкирского филиала АН СССР, 1979. 64 с.
- Качугин Е.Г.* Еще об одной причине асимметрии речных долин // Вопр. географии. 1950. Сб.21. С. 89-98.
- Коноваленко С.С.* Палеогеоморфология юго-востока Русской плиты (Оренбургская область) от рифея до турне. Ч.1, 2. М.: Наука, 1999. 171 с.
- Коноваленко С.С., Ткаченко И.С., Поляков В.А., Кочубенко О.В.* Строение Бузулукской впадины по данным неотектоники // Проблемы геологии нефти. М.: Недра, 1975. С. 246-250. (Тр. ИГиРГИ; Вып. 5).
- Копп М.Л.* Сравнительная характеристика структуры и новейшей истории развития Кюрендагской и Малобалханской антиклинальных зон Западного Копетдага // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб.3. М.: МГУ, 1972. С.71-81.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научн. мир, 1997. 314 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 506).
- Копп М.Л.* Новейшая структура платформ Юго-Восточной Европы как результат коллизии в Периаравийском сегменте Альпийского пояса // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999а. С. 181-218. (Тр. ГИН РАН; Вып. 511).
- Копп М.Л.* Трансевразийский правый сдвиг вдоль линии Торнквиста и предполагаемая

- кинематика Восточно-Европейской субплиты в кайнозой // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999б. С. 84-107. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
- Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: Материалы XXXIII тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000а. С. 228-232.
- Копп М.Л.* Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской плит как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника, 2000б. № 2. С. 26-42.
- Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю.* Кинематика Жигулевского новейшего разлома // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 5. С. 18-29.
- Копп М.Л., Тверитинова Т.Ю.* О происхождении Доно-Медведицких дислокаций // Бюл. МОИП. Отд. геол., (в печати).
- Копп М.Л., Егоров Е.Ю., Зарщиков А.А.* О происхождении Приволжско-Ергенинского уступа // Изв. вузов. Геология и разведка. 1999. №4. С. 21-37.
- Лобов В.А., Кавеев И.Х.* О некоторых аспектах изучения надвиговых дислокаций в Волго-Уральской провинции: Тр. Татар. гос. науч.-исслед. и проект. ин-та нефт. промышленности. // Геология, разработка нефтяных месторождений, физика и гидродинамика пласта. Казань, 1975. Вып. 30. С. 27-33.
- Макарова С.П.* Литология и фации живецких отложений в северной бортовой зоне Прикаспийской впадины // Отечеств. геология. 1996. №6. С. 55-56.
- Макарова С.П., Яхимович Н.Н.* О стратиграфических несогласиях в девонских отложениях в области сочленения Русской плиты, Прикаспийской впадины и Предуральского краевого прогиба // Отечеств. геология. 1996. № 7. С. 32-34.
- Макарова С.П., Макаров Г.В., Мельникова Н.А., Шутов Г.Я.* К истории развития Оренбургского вала // Геология нефти и газа. 1973. № 2. С. 68-71.
- Макаров Г.В., Чекалов О.Ю., Новицкий Ю.В.* Глубинное строение Бузулукской впадины и перспективы нефтегазоносности отложений среднего девона // Геология нефти и газа. 1985. №7. С. 13-17.
- Машкович Х.А., Шорников Б.Я., Шебалдина М.Г.* О строении Елшанско-Сергиевского вала // Геология нефти и газа. 1970. N 3. С. 42-46.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
- Парфенов В.Д.* К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника, 1984. №1. С.60-72.
- Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. Ч. 2. С. 173-235. (Ротапринт ГИНа).
- Ребецкий Ю.Л.* Реконструкция тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений Юго-Восточной Азии и Океании // Докл. РАН. 1997. Т.354, № 1. С. 101-104.
- Рождественский А.П., Журенко Ю.Е.* Основные морфоструктуры центральной части Волго-Уральской области // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1962. №1. С. 17-23.
- Рождественский А.П., Журенко Ю.Е.* О Перикаспийской и центральной Волго-Уральской системах неотектонических дислокаций // Структурно-геоморфологическое изучение нефтегазоносных земель. М.: МГУ, 1973. С. 42-47.
- Светлакова А.Н.* Результаты сейсмического моделирования разреза в условиях соляной тектоники и регионального сжатия // Отечеств. геология. 1993. №1. С. 85-91.
- Худяков Г.И.* Новейшие тектонические движения и история развития рельефа в бассейне среднего течения р.Урал // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа: Изд-во БФ АН СССР, 1960. С. 141-156.
- Шарьяжно-надвиговая тектоника Волго-Уральской области / М.А.Камалетдинов, В.А.Степанов, И.М.Жуков и др. М.: Наука, 1990. 149 с.
- Яхимович Н.Н.* Геодинамика Соль-Илецкого тектонического выступа на юго-востоке Русской платформы // Отечеств. геология. 1996. №7. С. 32-34.
- Rebetsky Yu.L., Mikhailova A.V., Rasanova G.V., Fursova E.V.* Stress-monitoring: the modern field of regional stresses in South-East Asia and Oceania: Principles of quasiplastic deforming of fractured media // J. Earthq. Predic. Res. 1997. Vol. 6. P. 11-36.
- Tapponnier P., Molnar P.* Slip-line field theory and large-scale continental tectonics // Nature. 1976. Vol. 264, N 5584. P.3 19-324.

СТРУКТУРА ПОЛЯ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КИТАЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНОВ

В.А.Петров, А.О.Мострюков, В.И.Лыков, Р.Н.Петрова

Геофизическая обсерватория «Борок» Объединенного института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция полей тектонических напряжений относится к числу важнейших проблем тектонофизики, геотектоники и сейсмологии. Решение этой проблемы имеет огромное значение для целого ряда теоретических и практических задач геофизики, геологии и горного дела. Изучение поля напряжений позволит ответить на вопросы определения механизма региональных деформационных процессов, разработать тектонофизические основы прогноза и оценки сейсмической опасности.

Разработке методов и результатам реконструкции тектонических напряжений с помощью полевых и теоретических исследований посвящено большое количество работ. Даже приведенный ниже неполный список работ показывает огромный интерес исследователей к данной проблеме [Гзовский, 1959; Гущенко, 1973, 1975, 1979а,б, 1981, 1982; Никитин, Юнга, 1977; Angelier, 1979; Гущенко, Кузнецов, 1979; Парфенов, Парфенова, 1980; Гинтов, Исай, 1986; Лукк., Юнга, 1988, 1990; Шерман, Днепровский, 1989; Гущенко и др., 1990; Петров и др., 1991; Николаев, 1992; Petrov et al., 1994; Rebetsky, 1996; Ребецкий, 1997, 1999; Rebetsky et al, 1997; Белоусов и др., 1997]. В основе этих методов лежит анализ как геологической информации о структуре разрушения массивов горных пород, так и сейсмологических данных о сейсмотектоническом процессе разрушения земной коры. Анализ закономерностей современного сейсмотектонического процесса разрушения земной коры на различных энергетических и глубинных уровнях, проводимый на основе сейсмологических данных о механизме очагов землетрясений, имеет большое значение при реконструкции полей тектонических напряжений. Интерпретация ориентировок

разрывных смещений, произошедших в очагах землетрясений, основана на методических подходах, разработанных А.В.Введенской [1969].

Для выявления информации о направлениях действующих в объеме напряжений О.И.Гущенко [1973, 1975, 1979а,б, 1981, 1982; Гущенко, Кузнецов, 1979] был предложен и разработан метод реконструкции полей тектонических напряжений. Исследования, проведенные О.И.Гущенко по геологическим и сейсмологическим данным, позволили выявить особенности кинематики структур разрушения, которые были положены в основу кинематической модели разрушения массивов горных пород. В соответствии с этой моделью массив горных пород в процессе деформации находится под воздействием устойчивого во времени, единого по ориентации главных осей поля напряжения. Сдвиговая подвижка возникает под воздействием напряжения и, как минимум, на одной из нодальных плоскостей механизма очага землетрясения совпадает по направлению с вектором касательного для этой плоскости напряжения. При этом в модель не вводятся ограничения на возможные соотношения между направлениями главных осей напряжений и ориентацией сдвиговых плоскостей. Реализация плоскостей в соответствии с гипотезой максимальных касательных напряжений (τ_{\max}) допускается моделью в качестве частного случая. Дальнейшее развитие кинематического метода позволило разработать алгоритм описания пространственно-временных изменений характеристик регионального поля напряжений (РПН) с учетом исходной точности и многовариантности определения механизма очагов землетрясений [Гущенко и др., 1990].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В соответствии с кинематической моделью О.И.Гущенко ориентация подвижек связана с направлениями главных осей напряжений следующей зависимостью:

$$\cos\beta_1 = \frac{(\sigma_1 - \sigma_n)n_1}{|\tau_n|} = \frac{n_1[2n_3^2 + n_2^2(1 - \mu_\sigma)]}{|T|}; \quad (1)$$

$$\cos\beta_3 = \frac{(\sigma_3 - \sigma_n)n_3}{|\tau_n|} = -\frac{n_3[2n_1^2 + n_2^2(1 + \mu_\sigma)]}{|T|}; \quad (2)$$

$$\mu_{\sigma} = 2 \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)} - 1 = \frac{x_1 n_1 - x_3 n_3}{x_1 n_1 + x_3 n_3}. \quad (3)$$

Здесь $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, – главные нормальные напряжения ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), τ_n , σ_n – касательное и нормальное напряжения на площадке с нормалью \mathbf{n} ; n_1 и n_3 – углы между направлением τ_n и главными осями σ_1 и σ_3 , соответственно; n_i – косинусы углов, образованных нормалью \mathbf{n} с главными осями σ_i ($i=1,2,3$); x_i – косинусы углов, образованных осью \mathbf{N} (вектор, перпендикулярный к плоскости, в которой лежат \mathbf{n} и \mathbf{t} , и соответствующий положению промежуточной оси \mathbf{N} механизма очага) с осями σ_i ($i=1,2,3$); μ_{σ} – коэффициент Лодэ-Надаи, характеризующий вид напряженного состояния (форму эллипсоида напряжений), его значения лежат в пределах $-1.0 \leq \mu_{\sigma} \leq +1.0$; T – относительная величина касательного напряжения τ_n / τ_{\max} , действующего на площадке с нормалью \mathbf{n} , определяемая выражением:

$$T^2 = n_2^2 [n_3^2 (1 + \mu_{\sigma})^2 + n_1^2 (1 - \mu_{\sigma})^2] + 4n_1^2 n_3^2. \quad (4)$$

Основная особенность алгоритма описания пространственно-временных изменений характеристик регионального поля напряжений (РПН) с учетом исходной точности и многовариантности определения механизма очагов землетрясений заключается в разделении задачи на два самостоятельных цикла: первый подчинен описанию только поля направлений главных осей тензора РПН ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) и локализации областей неоднородности поля, второй – описанию полей значений коэффициента Лодэ-Надаи (μ_{σ}), характеризующего вид напряженного состояния, и других характеристик РПН по соотношениям параметров каждого механизма очага с уже известными для окрестностей очага ориентировками главных осей тензора напряжений. Такое разделение, по нашему мнению, обеспечивает достаточную точность и устойчивость нахождения характеристик напряжений в областях с малым градиентом (кривизной) направлений действия главных напряжений, но при произвольном (как постоянном, так и переменном в пространстве или во времени) поведении значений коэффициента Лодэ-Надаи.

Проверка методики определения направлений главных напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3, \mu_{\sigma}, T$ проводилась на модельных примерах решением прямой и обратной задач.

При решении прямой задачи – по направлениям главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 и величинам μ_{σ} – для совокупности произвольных площадок по формулам рассчитывались направления векторов \mathbf{t} (вектор в направлении подвижки, совпадающий с направлением касательного напряжения на произвольной площадке с нормалью \mathbf{n}). Рассчитывались модели как с постоянными, так и с переменными значениями μ_{σ} (от -1.0 до +1.0 с шагом 0.2). По заданным нормальям \mathbf{n} и рассчитанным векторам подвижек \mathbf{t} определялись характеристики механизмов очагов землетрясений, при этом точность определения ориентации нодальных плоскостей задавалась 10° [Petrov et al., 1994].

Обратная задача сводится к определению ориентации главных напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ по известным механизмам очагов землетрясений и нахождения для каждого из них однозначного варианта ориентации плоскости, реализованной в очаге, и соотношения величин главных нормальных напряжений, вызвавших подвижку по этой плоскости.

Направления главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 , находились путем последовательного суммирования всех площадей одноименных для механизмов квадрантов – отдельно для квадрантов сжатия и растяжения с учетом точности определения данного механизма [Гуценко, 1979а, 1981, 1982]. В соответствии с работами [Гуценко, 1979а, 1982], “области нахождения оси σ_1 отвечает на полусфере область минимальных значений плотности для квадрантов сжатия, а оси σ_3 – область минимальных значений плотности для квадрантов растяжения”. После определения направлений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ выделяются варианты подвижек, реализованные в очагах землетрясений (заданные в модельном примере) и для каждой из них в отдельности определяется коэффициент μ_{σ} . При расчете μ_{σ} учитывалось, что “подвижки, для которых направления \mathbf{n} и \mathbf{N} отклоняются от направлений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ менее чем на 10° , не могут использоваться для определения μ_{σ} , так как для них характерна весьма слабая зависимость направлений \mathbf{t} от величины μ_{σ} ” [Гуценко, 1982, стр. 42].

Полученные результаты дают удовлетворительную сходимость решений прямой и обратной задач при определении направлений главных осей напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ и не выходят за пределы заданной точности определения меха-

низмов очагов. Точность определения μ_σ при решении обратной задачи не выходит, в основном, за пределы 0.3 и только в отдельных случаях достигает значений 0.4 и 0.7. При этом максимальные ошибки в определении μ_σ наблюдаются для направлений τ_n , заключенных в створах углов, меньших 30° , которые ограничивают весь диапазон допустимых направлений τ_n для каждой площадки. Надежность выделения плоскости, реализовавшейся в очаге землетрясения, по нашему мнению, очень высокая [Petrov et al., 1994].

В нашем алгоритме пространственные выборки механизмов очагов землетрясений формируются в окрестностях узлов равномерной координатной сетки путем включения в группу ближайших к узлу очагов и ограничены заданным радиусом. Порядок дальнейшего суммирования механизмов очагов землетрясений определяется мерой их удаленности от узлов.

Нахождение области решения для главных осей напряжений σ_1 и σ_3 осуществляется путем последовательного суммирования в стереографической проекции нижней полусферы всех достоверных (с учетом точности и многовариантности исходных данных) площадей одноименных для механизмов квадрантов сжатия и растяжения. Для оси σ_3 она локализуется как область минимальных значений плотности для квадрантов растяжения, а для σ_1 – для квадрантов сжатия. Локализация областей для главных осей производится при частоте опроса по всей поверхности полусферы с шагом около 6° . Направления главных осей напряжений вычисляются как геометрические центры выделенных пучков направления, содержащих варианты взаимоортогональных ориентировок осей σ_1 и σ_3 , если такие варианты имеются. В этом случае механизмы очагов всей выборки в целом считаются согласующимися, а поле напряжений в исследуемом объеме однородным по ориентации главных осей.

Методика выделения для механизмов очагов землетрясений достоверной информации о направлениях главных напряжений σ_1 и σ_3 с учетом их точности, а также определение области решения для главных осей напряжений σ_1 и σ_3 приведены в работах [Гущенко, 1979а, 1982; Petrov et al., 1994].

Рассмотрим более подробно сам процесс суммирования и критерии, по которым суммирование прекращается. Зоны запретов в алгоритме

суммируются без проверок до тех пор, пока на суммарных диаграммах (на одной или на двух) остаются области с нулевыми значениями плотности. Нулевые значения плотности на диаграммах могут остаться до конца суммирования и в тех случаях, когда при заданном радиусе выборки вблизи узла находится ограниченное количество механизмов очагов или в выборке все механизмы согласуются между собой. В этом случае при достижении заданной величины радиуса выборки в областях решения находятся взаимоортогональные варианты и вычисляются направления главных осей напряжений. После этого счет прекращается. Когда данных в выборке достаточно, суммирование продолжается до тех пор, пока на одной из диаграмм (или на двух одновременно) не исчезает область с нулевыми значениями плотности. Это происходит в случае появления, как минимум одного, механизма, противоречащего (в дальнейшем их мы будем называть несогласующимися) любому направлению одной или двух осей. Причиной несогласия может быть как погрешности определения механизма, так и дефект используемой при определении механизмов модели разрывообразования. После появления такого несогласующегося механизма начинается анализ каждого шага суммирования – проверяются размеры областей с минимальной плотностью на каждой из диаграмм и наличие в них взаимоортогональных вариантов направлений осей. Если при существовании взаимоортогональных вариантов размеры областей с минимальной плотностью больше заданных (в нашем алгоритме их размеры ограничены 20°), то суммирование продолжается. В случае отсутствия взаимоортогональных вариантов в областях решения с минимальной плотностью данный несогласующийся механизм отбрасывается и счет прекращается на предыдущем шаге.

Аналогично поступаем, когда ортогональных вариантов нет сразу после включения в выборку первого несогласующегося механизма. В том и в другом случае, когда величина отклонения от ортогональности направлений σ_1 и σ_3 выходит за пределы 6° , выборка очагов считается несогласующейся, а поле напряжений для данного объема неоднородным в пространстве или во времени. При этом величина отклонения от ортогональности рассматривается в качестве меры рассогласования механизмов очагов (или уровня шума) в данной выборке.

В процессе суммирования возникают случаи, когда размер области для одной оси меньше 20° , а для другой больше – этой величины (возможное указание на механизм деформирования, близкий к одноосному сжатию или растяжению).

Такой случай нами рассматривается как промежуточный и после вывода найденных направлений σ_1 и σ_3 суммирование продолжается. Завершение счета при достижении малого размера областей с минимальной плотностью и наличие взаимоортогональных пар решений на двух диаграммах, принимается нами как надежное и взаимосогласованное нахождение ориентации осей главных напряжений σ_1 и σ_3 .

Наиболее ответственным моментом, при описании регионального поля напряжений, по нашему мнению, является выделение на основе исходного банка данных некоторого временного, энергетического и глубинного среза (уровня), общего для землетрясений всего исследуемого региона. В первую очередь определение параметров, по которым проводится выделение такого уровня, должно подчиняться определенной иерархии поля тектонических напряжений.

Ранее в работе О.И.Гущенко [1979б, стр. 21], выделение структурного уровня (по терминологии автора) при анализе сейсмологических данных, предлагалось делать либо по магнитудам или энергетическим классам землетрясений, либо по величине сейсмического момента в очагах землетрясений. Результаты реконструкции поля тектонических напряжений для различных регионов показали, что вся совокупность направлений сдвиговых сеймотектонических подвижек, зарегистрированных (определенных) в очагах сильных землетрясений ($M \geq 5.0$ [Гущенко, 1979б] и $M \geq 4.5$ [Гущенко и др., 1990; Petrov et al., 1994]) на различных глубинах, характеризует проявление регионального (мегарегионального) поля тектонических напряжений.

Не раз отмечалось, что главной особенностью информации об ориентации осей главных напряжений является дискретность. Так как элементы напряженного состояния восстанавливаются лишь для отдельных точек, то они не представляют собой сплошного пространственного поля. Для выявления искажений в ориентации осей напряжений, обусловленных наличием в геологической среде разрывов и неоднородностей, дальнейший анализ параметров, характеризующих напряженное состояние, требует представления дискретных элементов в виде сплош-

ного поля. Для решения такого круга задач наиболее информативны карты и схемы направлений действия главных напряжений (их траектории). Поэтому первый цикл алгоритма завершается построением схем траекторий главных напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ для всей сейсмоактивной области на основе данных о направлениях этих осей в геометрических центрах всех однородных выборок и районированием сейсмоактивной области по характеру напряженного состояния. Районирование осуществляется путем прослеживания границ распространения каждого из следующих семи возможных типов поля напряжений (см. таблицу), которые выделяются в зависимости от величин углов наклона осей $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ к горизонту (углов ℓ_1, ℓ_2, ℓ_3 , соответственно).

На сферическом октанте, отображенном на врезке рис. 3, разными типами штриховки выделены области нахождения направления на зенит по отношению к направлениям $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ для перечисленных семи типов поля, а номера областей соответствуют приведенным порядковым номерам. Предлагаемый принцип может быть положен также в основу классификации кинематических типов механизмов очагов в зависимости от углов наклона осей P, T, N . Помимо этих полей, при районировании выделяются по группам несогласующихся выборок участки неоднородного в пространстве (возможно, и во времени) поля напряжений.

Таблица 1

№	Тип поля	ℓ_1	ℓ_2	ℓ_3
1	Сбросовый	–	–	$\geq 69^\circ$
2	Сбросо-сдвиговый	$< 31^\circ$	$< 69^\circ$	$< 69^\circ$
3	Сдвиговый	–	$\geq 69^\circ$	–
4	Сдвиго-взбросовый	$< 69^\circ$	$< 69^\circ$	$< 31^\circ$
5	Взбросовый	$\geq 69^\circ$	–	–
6	Сбросо-взбросовый	$< 69^\circ$	$< 31^\circ$	$< 69^\circ$
7	Октаэдрический	$\geq 31^\circ$	$\geq 31^\circ$	$\geq 31^\circ$

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В работе использованы данные о механизмах очагов землетрясений с 1964 по 1996 гг., полученные в результате обработки знаков первых вступлений [Мострюков, Петров, 1994], с привлечением материалов, опубликованных в статьях и сейсмологических бюллетенях. В рамках

настоящей статьи приведение полного списка используемых работ не представляется возможным. Хотелось бы только отметить, что для расчетов нами использовались данные приблизительно двухсот авторов.

В результате применения разработанного

подхода реконструировано поле тектонических напряжений для сейсмоактивных областей Азии [Гушенко и др., 1990; Петров и др., 1991; Petrov et al., 1994].

В качестве примера рассмотрим результаты реконструкции поля тектонических напряжений территории Китая и прилегающих сейсмоактивных регионов. На рис. 1 представлены эпицентры землетрясений, механизмы очагов которых использовались в работе. В первую очередь отметим, что пространственное распределение осей P и T для исследуемой территории (характеризующих механизм очага землетрясения) для каждого отдельного землетрясения, используемого при восстановлении компонент поля тектонических напряжений, носит достаточно хаотичный характер, а распределение ориентировок осей главных осей напряжений σ_1 и σ_3 представляет собой сложную, но вполне закономерную картину [Petrov et al., 1994].

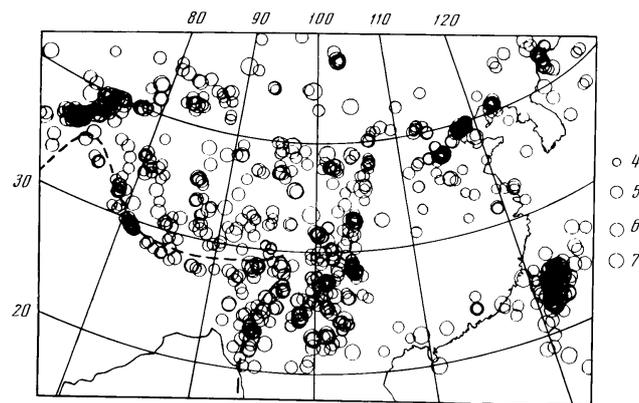


Рис.1. Карта эпицентров очагов землетрясений исследуемой территории.

Качественное сопоставление характера распределения осей главных напряжений σ_1 и σ_3 с результатами моделирования на оптически активных и пластичных материалах показывает существенную между ними аналогию (рис. 2, А,

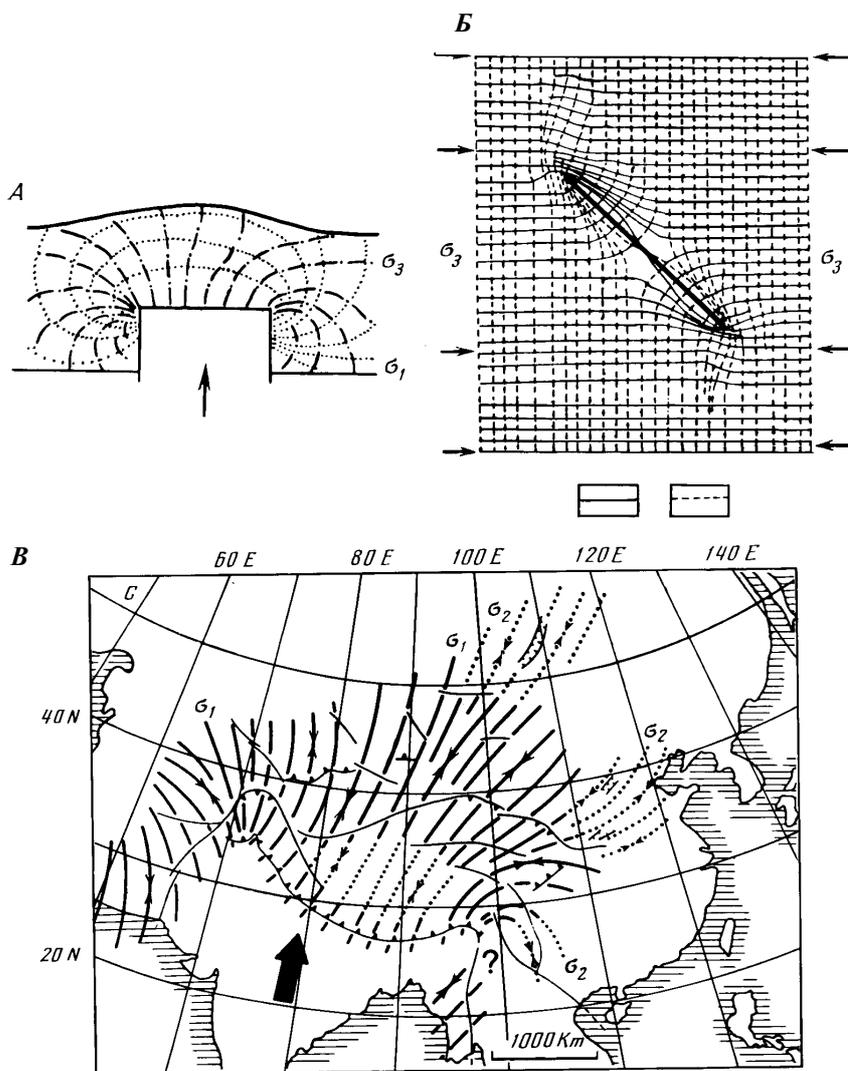


Рис.2. Схема траекторий нормальных напряжений в моделях: А – Внедрение «жесткого» штампа в пластичную среду; Б – Распределение главных нормальных напряжений около разрыва в оптически активных материалах [Гзовский, 1975; Осокина, Цветкова, 1979]; В – Направление максимальных горизонтальных сжимающих напряжений по геологическим данным из работы [Vilotte, Daignieres, 1982].

по: [Гзовский, 1975], с.253). Такая аналогия позволяет распределение осей σ_1 и σ_3 на исследуемой территории объяснить внедрением «жесткого» штампа (Индийская плита) в более пластичный материал (Азиатская плита). Возможно, на характер распределения основное влияние оказывает конфигурация самой границы плиты и ее разломная природа. К аналогичному выводу пришли [Vilotte, Daignieres, 1982] (рис. 2, B), получив свои данные по геологическим материалам и результатам моделирования.

На рис. 3 представлена схема районирования исследуемой территории по типу напряженного состояния, полученная путем прослеживания границ распространения семи возможных типов поля напряжения. Как видно из рисунка, на территории исследуемого региона выделяются области с различным типом поля. Причем границы перехода одного типа поля напряжений к другому в некоторых случаях осуществляется плавно (переход типа сброс – сбросо-сдвиг – сдвиг), а в других случаях скачком (переход типа взброс – сброс – сдвиг или сдвиг – взбросо-сброс). По нашему мнению, границы того и другого типа могут определяться как тектоническими нарушениями различной степени «активности» (в дальнейшем термин «активность» употребляется для описания объектов, искажающих поле на-

пряжений и не несет сейсмологической нагрузки), так и зонами осесимметричного напряженного состояния [Гущенко и др., 1990; Петров и др., 1991], но, возможно, имеют и другую природу. В случае осесимметричного напряженного состояния проявление таких границ должно определяться особенностями механизма деформирования сейсмоактивной области и взаимодействием активных разрывных зон. Прослеживание границ резкого перехода позволяет получать дополнительную информацию при выявлении активных зон, так как их активность, на наш взгляд, должна обуславливаться контрастными движениями, происходящими на данных границах.

Примером такой резкой границы может служить граница между Гималаями и Тибетским нагорьем. Первая область характеризуется взбросовым (Восточные Гималаи) и сдвиго-взбросовым (Западные Гималаи) типом поля, а вторая сбросовым (Тибетское нагорье). Тип поля первой области не противоречит и в какой-то мере подтверждается самой природой (в геологическом смысле) Гималаев. Вторая область, по типу поля напряжений резко отличается от окружающих ее областей и, по нашему мнению, является областью активного растяжения. Факт резкого отличия тектонического строения и геодинамического развития Тибетского нагорья от

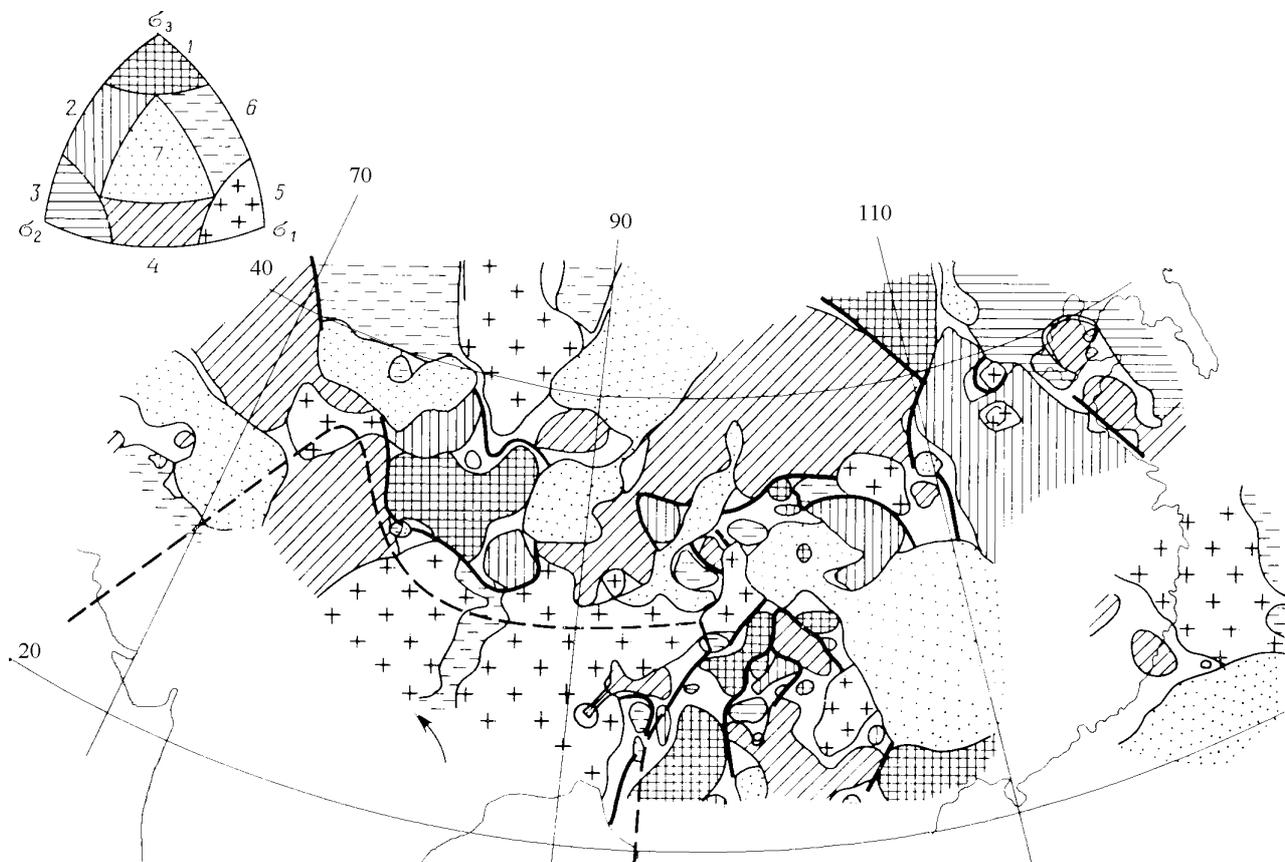


Рис.3. Районирование территории по типу поля напряжений (разделение на семь типов см. врезку). Выделены граница контрастных изменений типов поля (переходы взброс – сдвиго-сброс – сдвиг и т.д.).

окружающих его регионов и даже его особое положение отмечаются многими исследователями по комплексу геолого-геофизических параметров [Molnar, Lyon-Caen, 1989].

По мнению многих исследователей [Гзовский, 1975; Осокина, Цветкова, 1979; Осокина, Фридман, 1979], важнейшая причина возмущений (искажений) исходного поля напряжений – наличие в горных породах тектонических разрывов и границ, разделяющих или оконтуривающих массивы с различными реологическими свойствами. Теоретическое и экспериментальное изучение локального поля напряжений в окрестностях плоского разрыва позволило установить основные закономерности переориентации траекторий главных нормальных напряжений [Гзовский, 1975; Осокина, Цветкова, 1979; Осокина, Фридман, 1979].

В работах [Гущенко и др., 1990; Петров и др., 1991] основе картирования азимутальных изменений траекторий главных напряжений предложено выделять крупномасштабные зоны скачкообразного изменения поля напряжений и высказано предположение, что этим зонам должны отвечать либо зоны активно развивающихся региональных разрывов, либо зоны осесимметричного напряженного состояния со значениями μ_{σ} , равными предельным +1 или -1. Результаты этих работ показали, что наиболее информативно выделение таких зон по траекториям осей главных напряжений $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Пример выделения та-

ких зон только по траекториям оси σ_3 приводится на рис. 4. При выделении зон учитывались закономерности переориентации траекторий главных нормальных напряжений в окрестностях плоского разрыва [Гзовский, 1975; Осокина, Цветкова, 1979; Осокина, Фридман, 1979] (рис. 2, Б).

Полученные результаты сопоставлялись с картой активных разломов исследуемой территории [Tarponier, Molnar, 1982] (рисунок 5). Из сравнения рис. 4 и рис. 5 видно, что одна из наиболее протяженных зон пространственно приурочена к тектоническим разрывам, отражающим границу Индийской плиты («гималайская» разломная зона) и состоит из серии кулис того же простирания. Хорошая выраженность этой зоны в поле тектонических напряжений (рис. 4), как нам представляется, возможно характеризует ее активную «проработку» на современном этапе тектонического развития, что находит свое отражение в ее сейсмической активности. Также хорошо в поле траекторий напряжений оси σ_3 проявляется восточное ограничение Индийской плиты и ее северо-восточное тектоническое продолжение – Восточно-Китайская сейсмогенная зона. Они выделяются отдельными «активными» участками и пространственно совпадают с тектоническими разломами того же простирания. От восточного выступа Индийской плиты на север, сначала меридионально, а потом в направлении на северо-запад, выделяются «активные» разломы, никак не проявляющиеся в тектоническом

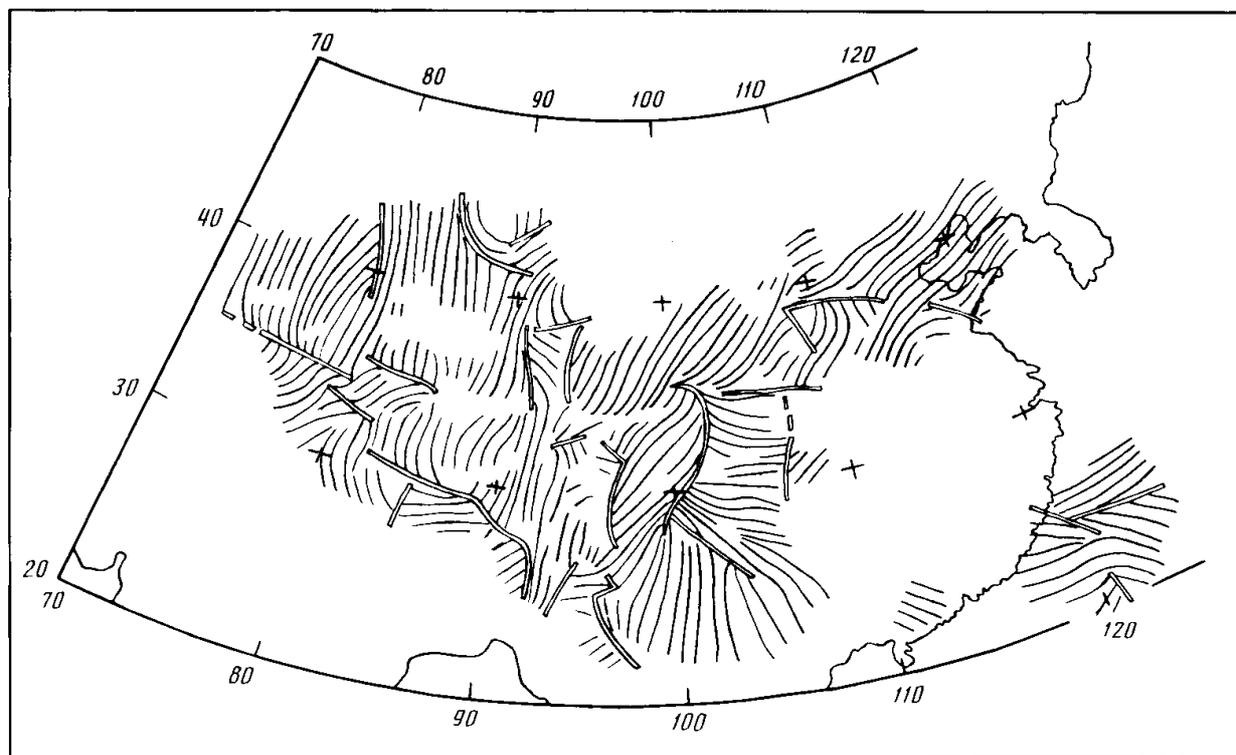


Рис. 4. Схема траекторий осей главных напряжений σ_3 . 1 – траектории; 2 – зоны скачкообразного изменения направлений осей.

строении данной территории. Поперечное их простираение по отношению к основным тектоническим разломам, развитым восточнее и севернее Тибетского нагорья, может свидетельствовать о проработке неизвестного в настоящее время глубинного разлома, проявляющегося отдельными активными фрагментами в поле напряжений.

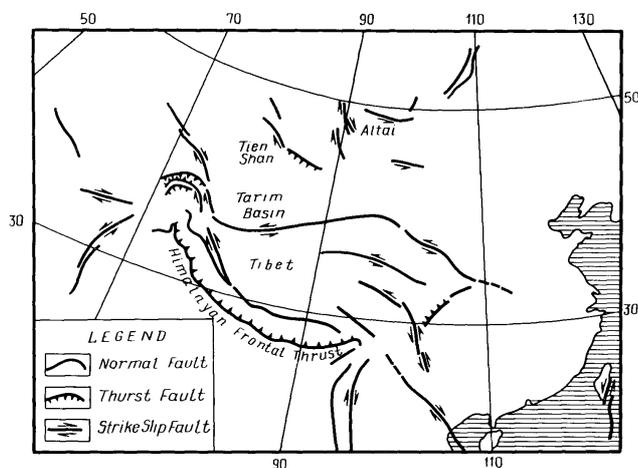


Рис. 5. Карта активных разломов из работы [Tapponier, Molnar, 1977].

Для надежного выделения таких зон и выяснения природы этих границ необходим совместный анализ траекторий всех осей главных напряжений. При этом необходимо учитывать тот факт, что в окрестностях активного («живущего») разрыва со сдвиговым смещением берегов должна происходить существенная переориентация главных напряжений (см. рис. 2, Б), при чем наличие разрыва должно приводить к изменению ориентации в пространстве всех трех главных напряжений, либо только двух из них [Гзовский, 1975; Осокина, Цветкова, 1979; Осокина, Фридман, 1979]. Поскольку для осей, составляющих угол с горизонтом более 45° , ошибка в определении азимута достаточно велика, построение траекторий для них вызывает трудности и неточности. Поэтому наиболее надежным и информативным как при построении траекторий, так и при дальнейшем выделении по ним зон скачкообразного изменения направлений, на наш взгляд, является использование осей с углами наклона $e_i \leq 45^\circ$ ($i=1,2,3$). При этом необходимо более внимательно рассмотреть, при каких углах наклона осей напряжений происходит наиболее плавный азимутальный переход одной оси в другую или, что вероятнее всего, использовать границы, выявленные по типу поля напряжений (см. рис. 3). В дальнейшем, приняв за основу предположение о том, что напряженное состояние верхней части земной коры должно составлять единую систему напряжений, были построены траектории главных напряжений только для тех

осей, имеющих угол наклона $e_i \leq 45^\circ$ ($i=1,2,3$). Результаты такого совместного представления информации о поле траекторий всех трех главных напряжений представлены на рис. 5. Как видно из рисунка, ярко выражена не раз отмечаемая неоднородность напряженного состояния исследуемой территории и хорошо выделяются блоки как с разным характером распределения траекторий осей главных напряжений, так и с различным сочетанием их компонент (на схеме показаны только две, имеющие меньший угол наклона). В одних случаях на границах таких блоков траектории как минимум двух осей существенно меняются при переходе от одного блока к другому. По нашему мнению, эти границы должны иметь разрывную природу. В другом случае на границах траектории одной оси (без скачка по направлению) плавно продолжают траекториями другой. Такие границы должны являться зонами осесимметричного напряженного состояния. Причем, если траектории оси σ_1 переходят в σ_2 , и наоборот (случай, когда $\mu_\sigma = +1.0$ при $\sigma_1 = \sigma_2 < \sigma_3$), это соответствует напряженному состоянию типа одноосного сжатия, а в случае, когда траектории σ_3 переходят в σ_2 , и наоборот (случай, когда $\mu_\sigma = -1.0$ при $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$), – напряженному состоянию типа одноосного растяжения. Границы (зоны), выделяемые только по траекториям оси σ_3 , пространственно совпадают практически во всех случаях с границами, выделяемыми по совокупности траекторий, но не во всех случаях подтверждается «природа» этих границ.

Выделяемые области с разным типом поля напряжений и различной ориентировкой траекторий главных осей напряжений можно рассматривать «как консолидированные блоки, образованные за счет тектонической энергии при стационарном деформировании горных объемов». Сопоставление блоковой структуры, полученной по характеристикам напряженного состояния, с блоковой структурой, выделяемой по различным геолого-геофизическим данным, возможно, позволит выделять «области с различными процессами «усвоения» и диссипации тектонической энергии» [Садовский и др., 1984, с. 3]. Естественно, что с такой структурой неоднородностей среды самым тесным образом должен быть связан и сейсмический процесс. По нашему мнению, каждая такая область должна обладать единым деформационным состоянием и, возможно, характеризоваться однородными параметрами сейсмического режима.

ВЫВОДЫ

В первую очередь неоднородность напряженного состояния, обусловлена динамикой и пространственными параметрами глобальных тектонических процессов, происходящих на границах активных плит. Характер распределения реконструированных осей главных напряжений подобен распределению напряжений в модели внедрения «жесткого» штампа в более пластичный материал.

Вторым по масштабности фактором, искажающим структуру регионального поля напряжений, является наличие зон, в которых резко изменяются направления траекторий или происходит переиндексация главных осей напряжений. Зоны резкого изменения направлений компонент поля напряжений можно трактовать как зоны, в которых возможно или криповое смещение по плоскостям разрывов, или пластическое течение перенапряженного материала. Выявление таких структур может представлять определенный интерес для прогноза сейсмической активности, так как они должны быть концентраторами напряжений и определять условия подготовки сильных землетрясений.

Сложность морфологии поля тектонических

напряжений, на наш взгляд, должна определять и пространственную мозаику деформационного состояния земной коры, что, видимо, должно отражаться в параметрах сейсмического режима.

Можно надеяться, что дальнейший анализ поля тектонических напряжений с привлечением данных о механизмах очагов землетрясений меньших энергетических классов позволит изучить пространственно-временную структуру локального поля напряжений и ее взаимосвязь с региональным полем напряжений, приблизиться к пониманию механизмов деформирования. Это в конечном итоге позволит выделить те параметры поля напряжений, временные изменения которых могут оказаться долгосрочными предвестниками сильных землетрясений. Особенно важен, по нашему мнению, вопрос о стационарности зон искажения поля напряжений. Решение данного вопроса имеет не только научный интерес, но и принципиально важно для целей районирования сейсмической опасности и долгосрочного прогнозирования землетрясений предельно высоких магнитуд. Также интересно изучить структуру поля тектонических напряжений на разных глубинах.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А.* Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 320 с.
- Введенская А.В.* Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гинтов О.В., Исай В.М.* Методы морфокинематического анализа разломов // Геофиз. журн. 1986. Т. 8, № 1. С. 53-64.
- Гуценко О.И.* Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 2. С. 331-334.
- Гуценко О.И.* Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 3. С. 557-560.
- Гуценко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979а, С. 7-25.
- Гуценко О.И.* Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979б. С. 26-51.
- Гуценко О.И., Кузнецов В.А.* Определение ориентации и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 60-66.
- Гуценко О.И.* Кинематический метод определения параметров напряжений и характеристика их связей с тектоническими движениями по разрывам разных структурных уровней // Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М.: 1981. 21 с.
- Гуценко О.И.* Определение тектонических полей напряжений методом кинематического анализа структур разрушения (в связи с прогнозом сейсмической опасности) // Природа и методология определения тектонических напряжений в верхней части земной коры. Апатиты, 1982. С. 35-51.
- Гуценко О.И., Мострюков А.О., Петров В.А.*

- Структура поля современных региональных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Докл. АН СССР, 1990. Т. 312, № 4. С. 830-835.
- Лукк А.А., Юнга С.Л.* Геодинамика и напряженно-деформированное состояние литосферы Средней Азии // Душанбе: Дониш, 1988. 280 с.
- Мострюков А.О., Петров В.А.* Каталог механизмов очагов землетрясений, 1964-1990 // Материалы мирового центра данных Б. М., 1994. 87 с.
- Никитин Л.В., Юнга С.Л.* Методы теоретического определения тектонических деформаций и напряжений в сейсмоактивных областях // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 11. С. 54-67.
- Николаев П.Н.* Методика тектодинамического анализа. М.: Недра, 1992. 295 с.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 163-184.
- Осокина Д.Н., Фридман В.Н.* Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 74-119.
- Парфенов В.Д., Парфенова С.И.* К вопросу о реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 938-941.
- Петров В.А., Гуценко О.И., Мострюков А.О., Петрова Р.Н.* Выделение зон активных разрывов Ирано-Кавказского региона по данным о современном тектоническом поле напряжений // Модельные и натурные исследования очагов землетрясений. М.: 1991. С. 117-122.
- Ребецкий Ю.Л.* Реконструкция тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций: методические основы, поле современных напряжений юго-восточной Азии и Океании // Докл. АН СССР. 1997. Т. 354, № 1. С. 101-104.
- Ребецкий Ю.Л.* Методы реконструкции тектонических напряжений и сеймотектонических деформаций на основе современной теории пластичности // Докл. АН СССР. 1999. Т. 365, № 3. С. 392-395.
- Садовский М.А., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф., Шнирман М.Г.* Характерные размеры горной породы и иерархические свойства сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 2. С. 3-15
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поле напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск, 1989. 158 с.
- Юнга С.Л.* Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. М.: Наука, 1990. 191 с.
- Angelier J.* Determination of the mean principal direction // Tectonophysics. 1979: Vol. 56.
- Angelier J.* Determination of the mean pActive faulting and tectonics in China // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 82, N B203. P. 2905-2930.
- Molnar P., Lyon-Caen H.* Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins // Geophys. J. Int., 1989. Vol. 99, N 1, P. 123-153.
- Petrov V.A., Mostryukov A.O., Lykov V.I.* The recent field of tectonic stresses over the territory of China // J. Earthq. Predic. Res. 1994. Vol. 3, N 4. P. 509-527.
- Rebetsky Yu.L.* I. Stress-Monitoring: Issue of reconstruction methods of tectonic stresses and seismotectonics deformations // J. Earthq. Predic. Res. 1996. Vol. 5, N 4. P. 557-573.
- Rebetsky Yu.L., Michailova A.V., Rasanova G.V., Fursova E.V.* II. Stress-Monitoring: the modern field of regional stresses in south-east Asia and the Oceania. Principles of quasiplastic deforming of fractured media // J. Earthq. Predic. Res. 1997. Vol. 6, N 1. P. 11-36.
- Tarponier P., Molnar P.* Fctive faulting and tectonics in China // J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, N B203. P. 2905-2930.
- Vilotte J.P., Daignieres M.* Numtrical modelling of intraplate deformation simple mechanical models of continental collision // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87, N B13. P. 10109-10728.

ДИНАМИКА ЮЖНОБЕРЕЖНОЙ СЕЙСМОГЕННОЙ ЗОНЫ КРЫМА: СОПОСТАВЛЕНИЕ МАТЕРИАЛОВ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.

О.Б. Гинтов

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины

Многолетнее (1988-1998 г.г.) тектонофизическое изучение основных возрастных комплексов Крымского полуострова (верхний триас – неоген), выполненное автором и его коллегами, позволило составить геохронологическую шкалу деформаций и определить ряд кинематических характеристик развития земной коры этого интересного региона. В работах принимали участие А.А. Аронский, П.В. Беличенко, Л.С. Борисенко, В.М. Исай, Л.В. Исай, М.А. Китин, В.Н. Коваленко, А.В. Муровская Н.Н. Новик. Исследовано не менее 10 000 структурно-парагенетических ассоциаций разрывов и более 1500 зеркал скольжения с бороздами. Часть полевых материалов по зеркалам скольжения с бороздами в породах таврической серии любезно предоставлена проф. В.А. Корчемагиным, за что автор ему искренне благодарен.

Весь фактический материал и результаты его интерпретации по Крыму в целом представлены в работе [Гинтов, Муровская, 2000]. В данной статье внимание концентрируется на динамике Южнобережной сейсмогенной зоны в связи с важной проблемой использования тектонофизических исследований для целей сейсмического районирования.

Работы выполнялись двумя методами – структурно-парагенетическим и кинематическим, объединенными в единый комплекс.

Структурно-парагенетический метод, нашедший обоснование в работах М.В. Гзовского [1975] и развивавшийся работами П.Н. Николаева [1977, 1978], С.С. Стоянова [1977], В.Д. Парфенова [1984], автора с коллегами [Аронский и др., 1993, 1995] и многих других исследователей, позволяет изучать напряженно-деформированное состояние горных массивов по закономерным сочетаниям генетически связанных хрупких трещин. Для глубоких срезов древних щитов и условий значительных пластических деформаций была разработана особая модификация этого метода под названием морфокинематического анализа или метода усредненных характеристик [Гинтов, Исай, 1988].

Кинематический метод, наиболее глубоко обоснованный и детально разработанный О.И. Гуценко [1973, 1979; Гуценко, Кузнецов, 1979],

позволяет решать аналогичные задачи по штрихам и бороздам на зеркалах скольжения. При этом удается получить некоторые параметры – коэффициенты Лоде-Надаи μ_{σ} , сухого трения k , соотношение $\tau_n / \tau_{\max} = T$ (здесь τ_n – максимальное касательное напряжение на исследуемой площадке, с которым должно совпадать направление борозды, τ_{\max} – максимальное касательное напряжение в исследуемой точке на плоскости $\sigma_1 \sigma_3$), которые не могут быть определены первым методом.

В свое время нами кинематический метод О.И. Гуценко детально анализировался и критиковался за излишнюю оптимистичность в оценке его точности и возможности однозначного определения ориентации главных осей нормальных напряжений по минимальному количеству (менее десяти) борозд скольжения [Гинтов, Исай, 1988]. Впоследствии, проводя тектонофизические исследования в молодых осадочно-вулканогенных толщах (Крым, Карпаты), мы убедились, что во многих случаях наиболее поздние этапы деформации горных пород могут быть установлены только кинематическим методом, поэтому он начал широко применяться и нами, с учетом ряда методических дополнений [Аронский и др., 1995; Беличенко и др., 1999; Гинтов, Муровская, 2000].

В частности, установленные ранее [Гинтов, Исай, 1988] масштабы регулярности одноэтапных полей тектонических напряжений, охватывающие горные массивы размерами в десятки и сотни километров, позволили использовать для кинематического анализа большие выборки (сотни) векторов и траекторий подвижек, определенных в достаточно крупных блоках разновозрастных толщ (для Крыма – это временной отрезок на уровне периода или эпохи). Сепарация таких массивов векторов на этапы деформации производилась в основном с использованием параметров T и n , где n – количество векторов подвижек, подходящих к заданному (перебираемому) положению осей $\sigma_1 \sigma_3$ при заданном предельно допустимом минимальном значении T (параметр T определяется для каждой подвиж-

ки): предельно допустимая минимальная величина $|L_{\min}|$ увеличивалась до тех пор, пока количество n подходящих векторов не уменьшалось до допустимой минимальной величины (20-30% от общего числа векторов выборки). После выделения первого этапа деформации, которому, как правило, соответствует наибольшее начальное количество векторов и траекторий подвижек при $|L_{\min}| = 0.1$, и последующего отсева части их после увеличения $|L_{\min}|$, процесс перебора ориентации главных осей σ_1 и σ_3 повторялся. При этом векторы и траектории подвижек, вошедшие в первый этап, исключались из общего массива измерений. Однако, после выделения следующего этапа деформации - нового положения осей σ_1 и σ_3 и соответствующих ему векторов и траекторий подвижек, - это новое положение осей проверялось на всем исходном массиве векторов и траекторий подвижек, в результате чего оказывалось, что некоторые из них в одинаковой степени характерны для нескольких этапов де-

формации. Поскольку точно установить, к какому в действительности этапу относятся такие подвижки, невозможно, они отображаются на стереограммах всех соответствующих этапов.

Обычно для каждого массива векторов подвижек удавалось получить от двух до шести этапов деформации, которые для разных блоков часто совпадали.

На рис. 1 показан пример разделения совокупности векторов и траекторий подвижек в верхнеюрских отложениях Восточного сектора Горного Крыма (Судак - Планерское) на четыре этапа деформации [Гинтов, Муровская, 2000]. Контролем правильности подбора служила степень подобия ориентации главных осей в разновозрастных массивах горных пород, определенной как кинематическим, так и структурно-парагенетическим методами (с учетом ошибки определения азимута и угла наклона осей, принятой $\pm 10^\circ$), сопоставимости с геологическими данными и др.

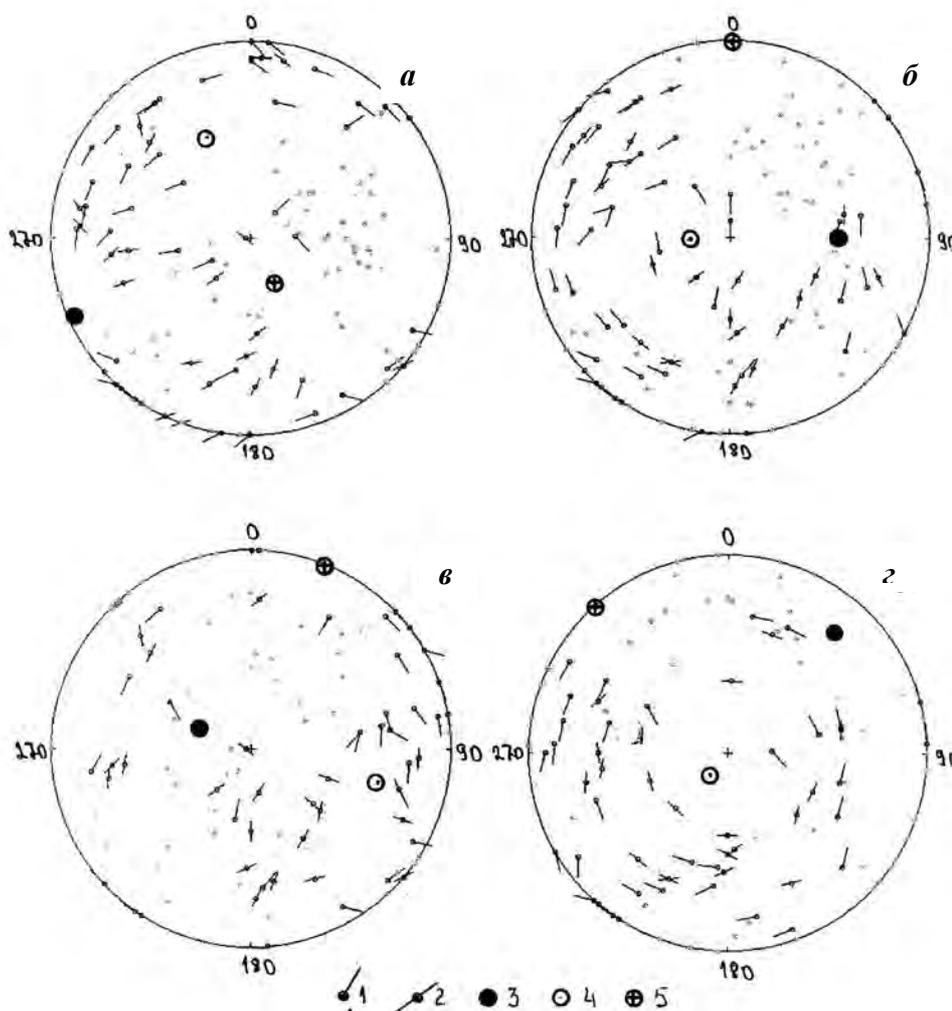


Рис. 1. Стереогаммы векторов и траекторий подвижек в породах верхней юры Восточного сектора Горного Крыма, распределенные по этапам деформации. Верхняя полусфера сетки Вульфа. а - 2 этапа деформирования (см. в тексте)

1 - векторы, 2 - траектории подвижек; оси главных нормальных напряжений: 3 - σ_1 , 4 - σ_2 , 5 - σ_3 .

Полевые наблюдения показали, что на некоторых стадиях деформации горных массивов формирование структурных парагенезисов, то есть возникновение новых трещин, и подвижки по ним или по старым трещинам происходят практически одновременно при одной и той же ориентации главных осей нормальных напряжений. Это дало возможность обосновать совместное использование обоих методов для решения задачи определения напряженно-деформированных состояний земной коры [Аронский и др., 1995; Беличенко и др., 1999] свидетельствует крымский опыт, применение только одного из этих методов лишает исследователя значительной части информации, поскольку отложения мела – неогена здесь чрезвычайно бедны зеркалами скольжения. С другой стороны, структурные парагенезисы трещин дают хорошую информацию о доскладчатых и соскладчатых деформациях горных пород, но слабо информативны в отношении постскладчатых деформаций, так как последние в значительной степени осуществлялись путем подвижек по уже существующим трещинам.

В работе [Аронский и др., 1995] показано, что в физико-механическом смысле принципиальной разницы между рассматриваемыми методами нет, так как в их основе лежит одна и та же феноменологическая теория прочности Ж.Кулона – А. Навье – О. Мора, построенная на принципах «внутреннего» и «сухого» трения. Внутреннее трение в горной породе, приводящее под влиянием внешних сил к формированию закономерно связанных между собой сочетаний разрывов и складок (парагенезисов), и сухое трение на уже существующих разрывах и напластовании, способствующее появлению борозд и штрихов скольжения, проявляются в горном массиве одновременно, а степень их влияния на процесс деформации массива зависит от типа горной породы, *PT*-условий, в которых находится массив, и ориентации уже существующих в нем разрывов и напластования в поле напряжений. В одном и том же горном массиве на участках, где существуют благоприятно ориентированные трещины и *PT*-условия, формируются зеркала и борозды скольжения, а там, где таких трещин и условий нет, возникают новые трещины, ориентация которых определяется геометрией поля напряжений и коэффициентом внутреннего трения q . Борозды скольжения могут возникать и на вновь образованных трещинах, если напряжения в горном массиве достаточно велики. Тогда силы внутреннего и сухого трения ориентированы одинаково. На основе этих наблюдений выведены соотношения, которые устанавливают связь

между параметрами, входящими в уравнения для процессов трещинообразования и фрикционного скольжения, совершающихся на одной глубине в едином поле напряжений.

С позднего триаса по настоящее время обоими методами удалось выявить 38 этапов деформации земной коры полуострова, отражающих наиболее активные тектонические процессы. Судя по количеству стратиграфических несогласий, перерывов в осадконакоплении и т.д. [Муратов, 1960] количество этапов перемещения горных масс, особенно вертикальных, было здесь значительно большим, но не все они сопровождалось трещинообразованием и дифференциальными подвижками и вряд ли были сейсмогенными.

Ранжирование этапов деформации по возрастам стало возможным благодаря достаточно полному тектонофизическому изучению всех стратифицированных комплексов Крымского полуострова, за исключением четвертичного. Этому способствовало также наличие подробных сведений о перерывах в осадконакоплении, местах и времени максимального подъема и погружения, прекрасно фиксируемых литолого-стратиграфическими методами.

Вначале были выделены до-, со- и послескладчатые этапы деформации, в соответствии с методикой, разработанной при изучении Карпат и Донбасса [Аронский и др., 1995; Беличенко и др., 1999]. В ее основе лежат взаимоотношения трещин и напластования. Для доскладчатых и соскладчатых этапов можно уверенно говорить о синхронности возрастов этапа деформации и деформируемых пород, поскольку известно [Муратов, 1960], что складчатость в породах Крыма происходила сразу же после их отложения, а во многих случаях была и сингенетичной. Что касается всех послескладчатых этапов, то их возрастное положение определялось на основе нескольких проверенных практикой принципов.

Во-первых, если данный послескладчатый этап имеет своих аналогов в молодых комплексах пород, то ему приписывался возраст самых молодых отложений, в которых он определен. При наличии нескольких аналогичных этапов (близкая – в пределах ошибки определения - ориентировка главных осей, сходные углы скалывания, коэффициенты μ_{σ} и др.) определялось среднее положение главных осей нормальных напряжений, и все этапы объединялись в один.

Во-вторых, если этап деформации не имел аналогов в других возрастных комплексах пород, то, в зависимости от его характеристик – глубинности, типа сдвига, возраста трещин и др. – он либо оставлялся в той возрастной группе, к

которой относятся и деформированные породы, либо поднимался в самый верх геохронологической шкалы – в данном случае в четвертичный период.

Основным возрастным подразделением, к которому было возможно отнести тот или иной этап деформации, являлся период или эпоха. В отдельных случаях, когда по палеонтологическим данным было известно время складчатости, возраст этапа мог детализироваться до отдела.

Значительная часть – (17 из 38) – этапов деформации представляла собой собственно сдвиги при субгоризонтальном положении плоскости $\sigma_1 \sigma_3$ ¹. При этом, как видно из рис. 2, а, б за весь мезозойско-кайнозойский период развития Крыма субгоризонтальные оси σ_1 и σ_3 , в целом занимали только четыре определенных положения, а именно: σ_1 – $170^\circ \angle 0$, $270^\circ \angle 0$, $225^\circ \angle 0$, $135^\circ \angle 0$; σ_3 (соответственно) – $80^\circ \angle 5$, $180^\circ \angle 0$, $130^\circ \angle 0$, $225^\circ \angle 0$. Остальные этапы характеризуются субвертикальными и круто наклоненными главными осями σ_1 или σ_3 , то есть отражают сбросовые (в первом случае) или взбросовые перемещения нередко со сдвиговой составляющей. Для них на рис. 2, в изображено положение осей σ_1 и σ_3 в 50-градусной зоне сетки Вульфа, а также показано простирание формировавшихся в этих полях сбросовых и взбросовых структур. Как видно, преобладают поперечные по отношению к простиранию Крымских гор взбросовые и сбросовые структуры (9 из 21), причем среди них больше всего сбросов (7 из 9). Почти столько же (8) широтных и меридиональных взбросов и сбросов и только 4 продольных собственно сбросов и взбросов, что свидетельствует о сложном характере движений горных масс при горообразовании.

Изучено шесть временных отрезков, приблизительно равноценных по своей роли в развитии структуры Крымского полуострова: Т₃-J₁, J₂, J₃, К, Pг, N. Практически каждый из них начинался с горизонтально-сдвиговой деформации при СЗ-ЮВ растяжении – СВ-ЮЗ сжатии. В дальнейшем внутри таких временных отрезков положение субгоризонтальных главных осей не повторялось – за диагональной ориентацией осей следовала ортогональная, затем диагональная со сменой осей сжатия и растяжения и т.д. В промежутках между сдвиговыми деформациями происходили взбросовые и сбросовые.

¹ В данной работе сжатие принято положительным и $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.



Рис. 2. Ориентация главных осей нормальных напряжений на основных этапах деформации земной коры Крымского полуострова в мезое-кайнозое. Верхняя полусфера сетки Вульфа.

а – изолинии концентрации субгоризонтальных осей σ_3 ; б – то же осей σ_1 ; в – проекции крутонаклоненных и субвертикальных осей σ_3 (залитые кружки) и σ_1 . Направление отрезков – простирание сбросов и взбросов

О степени стабильности соотношения главных нормальных напряжений в процессе деформации либо его тренде можно судить по характеру распределения величин коэффициентов Лодэ-Надаи μ_σ . На рис. 3 приведены графики рас-

пределения величин μ_σ для большинства этапов деформации пород таврической серии, средней и верхней юры, выявленных кинематическим методом. В этапах с одинаковым характером распределения коэффициенты одного порядка суммировались, и строился единый график. Почти все графики характеризуются наличием четких максимумов, которые можно принять за наиболее вероятное значение коэффициента μ_σ на данном этапе (или этапах). Средние значения $\bar{\mu}_\sigma$ в большинстве случаев близки к нулю (пределы изменения от -0.25 до $+0.2$).

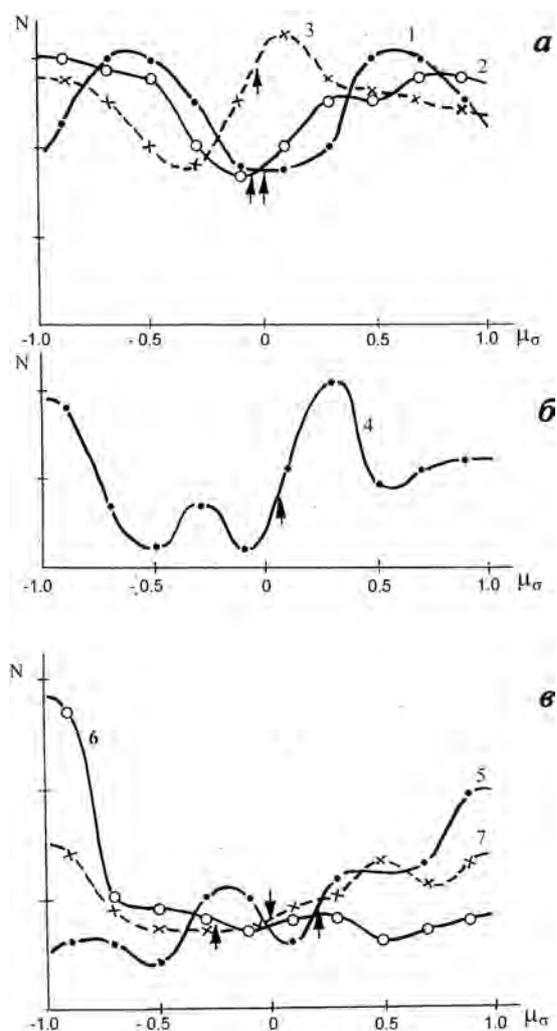


Рис. 3. Частота встречаемости величин коэффициента μ_σ в этапах деформации пород таврической серии (а), средней (б) и верхней (в) юры. Цифры возле кривых – номера ссылок в тексте. Стрелки указывают на величины $\bar{\mu}_\sigma$

На рис. 3, а показано распределение μ_σ для пород таврической серии. Для большинства этапов средние близкие к нулю, значения $\bar{\mu}_\sigma$, не отражают истинного соотношения величин главных нормальных напряжений, так как им отвечают минимумы графиков распределения (кри-

вые 1 и 2). Максимумы же μ_σ находятся в пределах -0.6 и $+0.6$ (кривая 1) и -0.75 и $+0.9$ (кривая 2). Для ряда этапов (кривая 3) близкое к нулю значение $\bar{\mu}_\sigma$ располагается вблизи максимума гистограммы, хотя значению -0.9 также отвечает относительный максимум.

Полагаем, что такой характер распределения коэффициентов μ_σ и $\bar{\mu}_\sigma$ обусловлен закономерным изменением величин главных нормальных напряжений в процессе этапа деформации: если причиной возникновения поля напряжений было сжатие («работающее» напряжение σ_3), то деформация начиналась при μ_σ , близком к 1 ($\sigma_2 \approx \sigma_1$). Напряжение σ_3 уменьшалось быстрее двух других главных нормальных напряжений и в результате сравнивалось с σ_2 , в соответствии с чем коэффициент μ_σ приближался к -1 , переходя через 0. Если «работающим» было напряжение σ_1 , то деформация начиналась при $\mu_\sigma \approx 1$ ($\sigma_2 \approx \sigma_1$) и заканчивалась при $\mu_\sigma \approx -1$, снова переходя через 0.

Несколько по-иному происходило деформирование пород таврической серии на этапах, показанных на кривой 3. Хотя здесь деформация также могла начинаться при значениях μ_σ , близких к крайним, но все же основная деформация, когда образовалось больше всего зеркал скольжения, произошла при коэффициенте Лодэ–Надаи, близком к нулю (точнее $+0.1$). Поэтому в данном случае $\bar{\mu}_\sigma \approx 0$ более адекватно, (хотя и не полностью), отражает ход процесса.

Аналогично характеризуется напряженно-деформированное состояние вулcano-интрузивных комплексов Южного берега Крыма (рис. 3, б) на этапе субмеридионального сброса: основная деформация растяжения проходила здесь при $\mu_\sigma \approx +0.3$, однако напряжение σ_1 релаксируя, постепенно сравнивалось с σ_2 , в результате чего конечное значение μ_σ стало близким к 1.

Из девяти этапов деформации пород верхней юры (рис. 3, в), установленных кинематическим методом, пять связано со сжатием, начинавшимся при $\mu_\sigma \approx -1$ (кривая 5). Затем величина σ_3 , по-видимому, относительно быстро убывала, поэтому далее кривая μ_σ становится почти горизонтальной. Этап, связанный с силами растяжения (кривая 6), наоборот начинался при $\mu_\sigma \approx -1$ с постепенной релаксацией напряжения σ_1 , а еще

три этапа, в зависимости от того, какое главное нормальное напряжение было «работающим», начинались с одним крайними значениями μ_σ , а заканчивались с другими (кривая 7).

Для этапов деформации, установленных структурно-парагенетическим методом, прямые определения коэффициента μ_σ невозможны, однако, поскольку ряд этапов, установленных обоими методами, аналогичны и отражают единый этап, можно утверждать, что изменения соотношений главных нормальных напряжений в ходе деформации не отличаются от описанных выше. Это подтверждает опыт использования структурно-парагенетической интерпретации трещин в Ташкентской сейсмогенной зоне [Аронский и др., 1992], где при исследовании особенностей Таваксайского землетрясения также было отмечено изменение соотношения главных нормальных напряжений в ходе деформации.

Приходя к выводу, что основные напряженные состояния пород Крыма, сопровождавшие начало деформации, а нередко и ее окончание, характеризовались коэффициентами Лоде–Надаи $\mu_\sigma \approx -1$ или $\mu_\sigma \approx +1$, можно приблизительно рассчитать типичную «вытянутость» первичного эллипсоида напряжений, т.е. отношение максимального и минимального главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 . Для этого воспользуемся данными о нормальном прочностном разрезе земной коры Горного Крыма при скорости деформации $10^{-8} \cdot \text{с}^{-1}$, приведенными в работе [Аронский и др., 1996]. При этом необходимо учесть, что все материалы расчетов основываются на результатах экспериментов на прочность горных пород, а при экспериментах на сжатие σ_1 приравнивается к всестороннему давлению P_h в конкретных *PT*-условиях; при экспериментах на растяжение σ_3 , аналогичным образом приравнивается к P_h [Хендин, 1069]. Следовательно, вытянутость эллипсоида напряжений определяется отношением σ_3 и σ_1 к P_h . Поскольку прочность земной коры в работе [Аронский и др., 1996] оценивалась по формулам $\Delta\sigma_q = \sigma_3 - P_h$ и $\Delta\sigma'_q = P_h - \sigma_1$, где $\Delta\sigma_q$ и $\Delta\sigma'_q$ – прочности, соответственно, на сжатие и растяжение, вытянутость эллипсоида напряжений ℓ и ℓ' можно оценить по формулам:

$$\text{при сжатии } \ell = \frac{\Delta\sigma_q + P_h}{P_h},$$

$$\text{при растяжении } \ell' = \frac{P_h - \Delta\sigma'_q}{P_h}.$$

Данные определения ℓ и ℓ' приведены в таблице. Как видим, в условиях сжатия эллипсоид напряжений достаточно вытянут в приповерхностных горизонтах осадочного чехла и на средних глубинах в кристаллическом фундаменте. С определенной натяжкой здесь можно говорить об одноосном сжатии. Для условий растяжения это сделать гораздо труднее.

Обобщая данные по характеру начальных напряженно-деформированных состояний и вытянутости эллипсоида напряжений на различных этапах деформации пород Крыма, можем заключить, что установленные направления главных осей нормальных напряжений σ_1 и σ_3 в целом отражают и направления сил сжатия и растяжения, действовавших на этих этапах.

Переходя к тектонофизической модели динамической системы Южнобережной сейсмогенной зоны, отметим, что для центрального района развития верхнеюрских образований (участки Приветное, Демерджи, Чатырдаг, Бабуган, Ай-Петри), а также для районов развития среднеюрских изверженных комплексов и пород таврической серии характерно максимальное количество субвертикальных разрывов, простирающихся по азимуту $50-60^\circ$. Эти трещины повсеместно и почти равномерно секут верхне-среднеюрские породы и сланцевую толщу таврической серии в полосе шириной 10-15 км от береговой линии до верхних точек Главной гряды. Такое же повсеместное распространение здесь имеет и сопряженная с первой система субвертикальных трещин, простирающихся по азимуту $328-330^\circ$.

Третья система трещин, развитых в пределах центрального района развития верхней юры, в породах средней юры и таврической серии (молодые трещины), имеет азимуты простираения разрывов $20-40^\circ$ и углы падения $55-70^\circ$ на –СЗ.

В отдельных местах трещиноватость перечисленных систем переходит в зоны дробления и перетирания, окварцевания и диккитизации пород, выделяемые на геологических картах как разломы. У северо-западной границы рассматриваемой 10-15-километровой зоны ряд подобных разломов – в районе урочище Ставлухар, по южной кромке Караби-яйлы, Южной Демерджи Чатырдага – Л.С. Борисенко [1983] объединил в так называемый Демерджинский глубинный разлом, и продолжая его на юго-запад либо до мыса

Горный Крым

Тип коры	Вид нагружения	Вытянутость эллипсоида	Глубина, км		
			0-4	10-14	26-30
Осадочный	Сжатие	1	4.4	2.6	-
Чехол	Растяжение	1'	2.2	1.7	-
Кристаллический	Сжатие	1	-	3.6	1.6
Фундамент	Растяжение	1'	-	1.8	1.4

Айя, либо до Голубого залива. Автор подчеркивает северо-западное падение разлома под углом $50-75^\circ$ и объединяет его в единую динамическую систему с Южнобережной сейсмогенной зоной, указывая, таким образом, на возможность уточнения строения последней.

С нашей точки зрения, понятие динамической системы Южнобережной сейсмогенной зоны следует распространить на всю рассматриваемую полосу развития северо-восточных и северо-западных групп трещин и разломов высших порядков. Заложение динамической системы Южнобережной сейсмогенной зоны произошло в начале средней юры во время внедрения и остывания вулкано-интрузивных комплексов. На первом этапе субмеридионального растяжения сформировалась система северо-восточных пра-

вдвиговых L' - и R' - сколов и сопряженных с ними северо-западных левосдвиговых L - и R -сколов с азимутами простираения, соответственно, 42° и 56° и 312° и 327° (рис. 4). Трещины отрыва при этом были субширотными. На втором этапе субширотное сжатие сменилось таким же растяжением, при этом направление сдвига на L - и L' - сколах сменилось на обратное и появились еще две системы R -сколов север-северо-восточного и северо-западного направления. В конце средней юры, на третьем этапе северо-западного сжатия сформировалась система левых взбросо-сдвигов с простираением 20° и падением на СЗ под углом 70° . Всяческое крыло перемещалось в южном направлении под углом 53° к горизонту в плоскости сместителя.

Деформирование верхнеюрских осадков на-

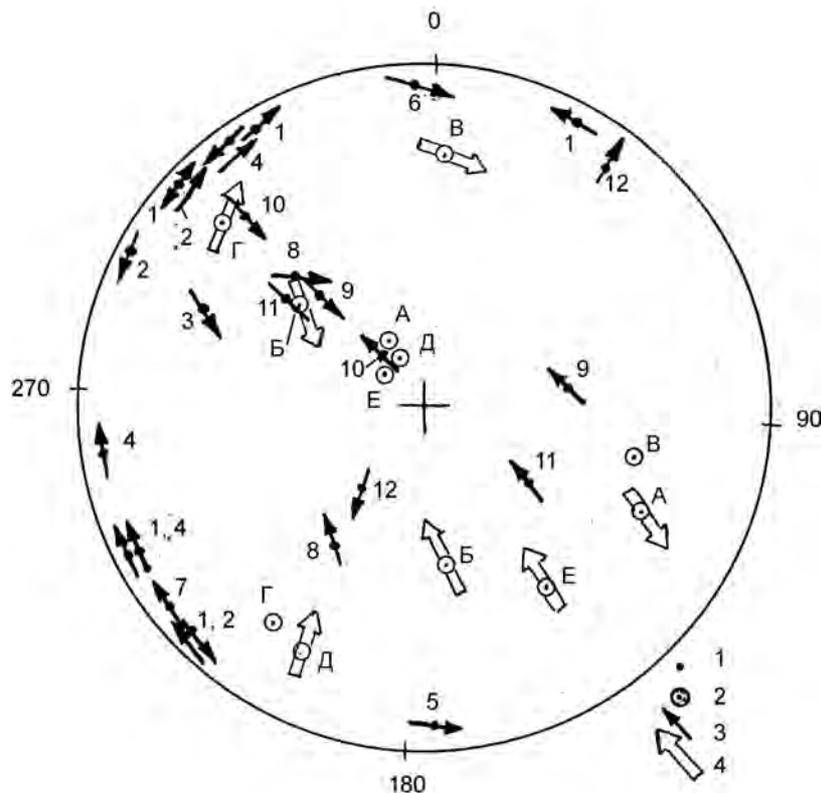


Рис. 4. Схема кинематики динамической системы Южнобережной сейсмогенной зоны (тектонофизические и сейсмологические данные). Верхняя полушария сетки Вульфа.

1 - полосы плоскостей основных разрывов, цифры - номера этапов, упоминаемых в тексте; 2 - полюса нодальных плоскостей землетрясений: Цифры - номера землетрясений: 1 - 11.09.1927г., 2 - 12.07.1966г., 3 - 22.07.1972г., 4 - 6.08.1972г., 5 - 20.02.1973г., 6 - 17.04.1975г.; 3, 4 - направление смещения висячего крыла; 3 - разрывов (тектонофизические данные), 4 - при землетрясениях (сейсмологические данные)

началось с северо-западного растяжения – северо-восточного сжатия (четвертый этап), при котором возобновилось формирование северо-восточной системы субвертикальных L - и L' -сколов право- и левосдвигового типа с азимутами простирания 330° и 60° , а на шестом этапе северо-западного сжатия – северо-восточного растяжения сколы 330° превратились в трещины отрыва, трещины отрыва первого этапа – в правые сдвиги, R -сколы четвертого этапа стали левосдвиговыми. Далее на седьмом этапе субширотного растяжения – субмеридионального сжатия все субвертикальные структуры первого этапа снова изменили знаки смещений.

Как видим, в начале своего развития область динамического влияния Южнобережной сейсмогенной зоны (как, по-видимому, и сама зона) представляла собой субвертикальную зону преимущественно горизонтального сдвига шириной 10-15–20 км, состоящую из густой сопряженной сети мелких и крупных разрывов северо-восточного и северо-западного направления. В зоне происходили право-, и левосдвиговые перемещения незначительной амплитуды, причем знак смещений несколько раз менялся.

В середине поздней юры в центральном секторе развития верхнеюрских образований возобновилось надвигание всей накопленной к тому времени толщи мезозоя на область современного бассейна Черного моря (или пододвигание последней под мезозойские комплексы), в результате чего сформировалась широкая сеть взбросовых поверхностей и сопряженных с ними групп трещин. Их возникновение сопровождало восьмой (правый взбросо-сдвиг) и девятый (левый взбросо-сдвиг) этапы деформации. Простирание основной системы взбросовых трещин было около 40° при среднем угле падения 55° на СЗ, а сопряженных трещин – около 350° при угле падения 46° на СВ и около 300° при падении на ЮЗ под углом 52° . Перемещения в плоскости главного сместителя не были чистым взбросом, а представляли собой взбросо-сдвиги.

Начиная с мела (10-й этап), появились также и сбросы по плоскостям, падающим на северо-запад.

В палеогене, помимо юго-восточных взбросов, возникли и взбросы северо-западного направления (11-й этап), а в четвертичное время наблюдаются поперечные общему простиранию зоны сбросы (12-й этап).

В мелу, палеогене и неогене продолжались сдвиговые перемещения горных масс, продольные и поперечные по отношению к зоне.

Как видим, развитие территории динамического влияния Южнобережной сейсмогенной зоны было и остается весьма сложным: продольные и поперечные право- и левосторонние сдвиги чередуются здесь с продольными же и поперечными взбросами с сбросами, иногда оба процесса идут одновременно. Для выделения этих двух главных процессов из общей массы сложных движений, показанных на рис. 4, нами была составлена упрощенная схема строения и кинематики области динамического влияния Южнобережной сейсмогенной зоны (рис. 5), отражающая средне- и позднеюрский периоды ее развития в идеализированном виде.

Из схемы следует, что Южнобережная сейсмогенная зона представляет собой является не сплошной непрерывный разлом, а состоит из мобильных частей, которые активизируются по-разному при разных напряженно-деформированных состояниях области. Очаги землетрясений в ней могут возникать и при сдвиговых, и при взбросовых, и при сбросовых перемещениях. Особый интерес приобретают сбросовые деформации, которые, наряду с обвалами и оползневыми процессами, представляют первостепенную опасность для народного хозяйства и с природно-экологической точки зрения. В четвертичный период они преобладают. При этом не обязательно сбросовые процессы должны быть связаны с соответствующим региональным напряженно-деформированным состоянием. Они могут иметь локальный характер и быть обусловлены определенным положением плоскостей трещин в поле силы тяжести. Простой расчет для условий Крымских гор [Аронский и др., 1995; 1996], учитывающий коэффициент сухого трения $K=0.8$, показывает, что при углах наклона трещин свыше 39° и отсутствии упора и боковых связей может начаться сбрасывание всякого крыла трещины по лежащему. Конечно, указанных условий (отсутствие упора и боковых связей) практически нет нигде, но они могут возникнуть при тектонических подвижках любого направления. Кроме того, горные породы Крыма от таврической серии до палеогена разбиты многочисленными крутыми и субвертикальными трещинами с углами падения от 60° до 90° , часто приоткрытыми.

В качестве примера приведем результат тектонофизического изучения горы Южная Демерджи в местах известных сейсмодислокаций (рис. 6). Основная масса трещин здесь имеет углы падения 60 - 90° , при этом сбросовые векторы подвижек, связанные сейсмодислокационным процессом, наблюдаются на вертикальных и

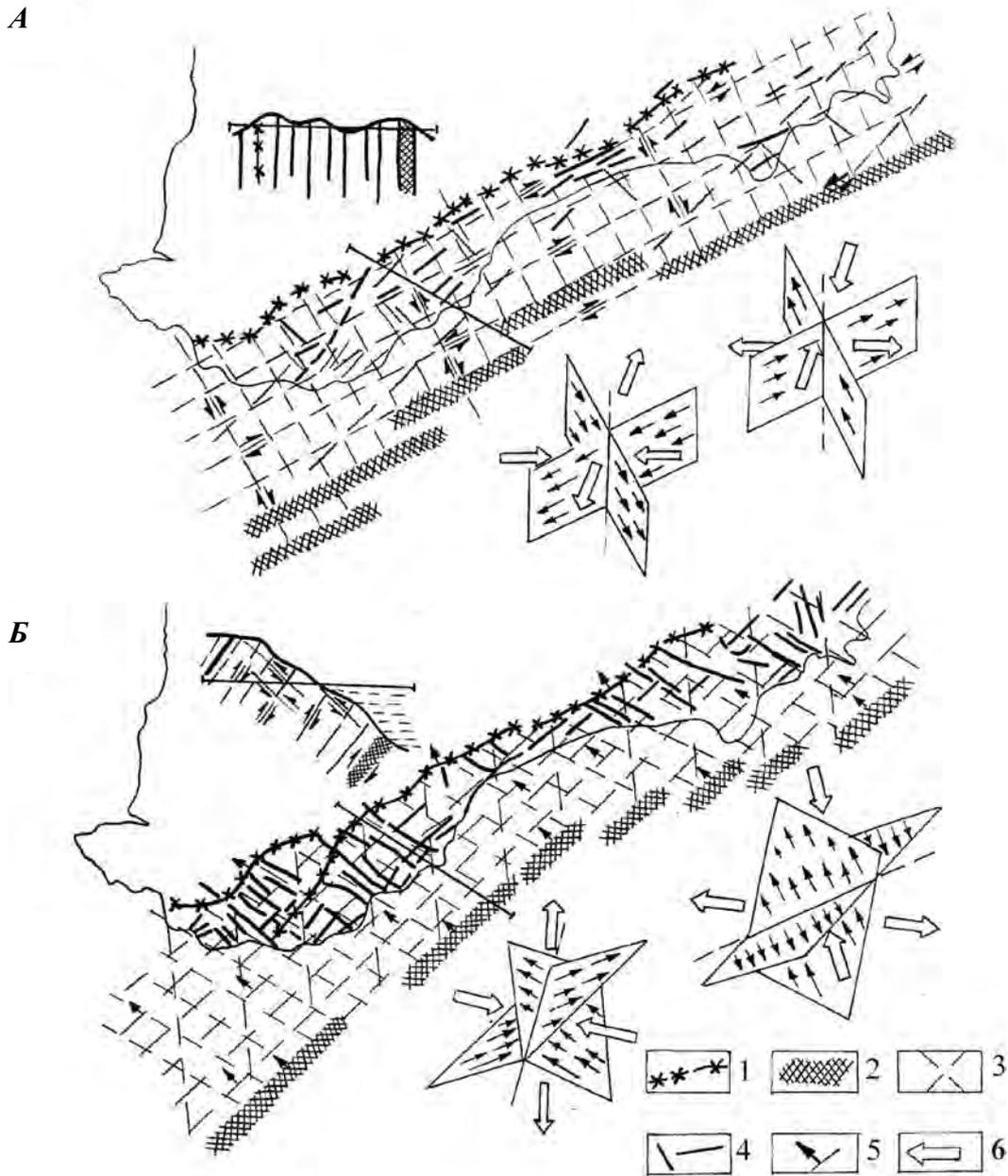


Рис. 5. Схема строения и кинематики Южнобережной сейсмогенной зоны.

А – горизонтально-сдвиговая структура динамической системы Южнобережной сейсмогенной зоны при субвертикальном падении плоскостей сдвигов; *Б* – взбросо-сбросовая структура динамической системы Южнобережной сейсмогенной зоны при наклонном падении плоскостей разрывов. 1 – Демерджинский глубинный разлом; 2 – основной сместитель Южнобережной сейсмогенной зоны; 3 – основные системы трещин; 4 – межблоковые разрывы; 5 – направление падения разломов и трещин; 6 – направление осей сжатия (к центру) и растяжения (от центра) в модели

субвертикальных поверхностях трещин как с западной (основное направление обвала), так и с восточной стороны. Характерно, что здесь же присутствуют и одновозрастные с вертикальными субгоризонтальные векторы, поэтому можно предполагать, что толчком к сбросу горных масс послужила правосдвиговая подвижка. Интересно сопоставить материалы исследования кинематики динамической системы Южнобережной сейсмогенной зоны с результатами определения механизмов очагов крымских землетрясений. Для этой цели были выбраны шесть наиболее силь-

ных землетрясений, происшедших в 1927 и 1966-1975 гг. механизмы которых изучались различными авторами [Пустовитенко и др., 1989; Пустовитенко, Пантелеева, 1990] и определены достаточно надежно (см. рис. 4).

Сравнение показывает, что смещения в очагах землетрясений не противоречат смещениям горных масс, типичным для построенной нами модели зоны. Так, чаще всего подвижки происходят по сместителям, имеющим азимут простирания 20-50° и падающим на северо-запад или юго-восток (этапы 8, 9, 10, 11; землетрясения 1,

2, 4, 6). Наблюдаются как взбросы, так и сбросы по этим плоскостям, причем очень часто со сдвиговой составляющей, превышающей взбросовую или сбросовую (этап 8, землетрясения 2, 4). Наблюдаются взбросы не только в юго-восточном направлении, но и в северо-западном (этап 11, землетрясение 6). Характерны взбросовые перемещения также по сместителям северо-западной (около 300°) ориентировки (этап 8, землетрясение 5). Отмеченное выше параллельное существование как взбросо-сбросовых движений, так и собственно сдвиговых по азимуту $40-60^\circ$ наблюдается и при землетрясениях (4 - правый сбросо-сдвиг по субвертикальной плоскости, при преобладании сдвиговой составляющей; простираение плоскости 42°).



Рис. 6. Стереограмма изолиний концентрации полюсов трещин и векторов подвижек в районе сейсмодислокации (Гора Южная Демерджи).

Следовательно, современные подвижки горных масс Крыма, фиксируемые сейсмологическими методами в глубоких очагах (от 15 до 46 км) по-сути продолжают движения, начавшиеся еще в юре и следовавшие затем в мелу, палеогене, неогене, раннечетвертичном периоде. Вариантов таких перемещений не так много и их можно использовать в прогнозных целях, поскольку на земной поверхности сейсмогенные подвижки реализуются в основном по известным разрывным нарушениям, используя те из них, которые образуют сопряженные пары, близкие к нодалным плоскостям.

Тектонофизическая модель Южнобережной сейсмогенной зоны предусматривает (что отмечается и в природе) перемещение не по в сейсмологии, но могут быть и сколы Риделя или L - и

R' ($L'-R$) -сколы¹. В одной плоскости, а по двум (чаще всего) или нескольким сопряженным плоскостям почти одновременно (см. рис. 4). Это могут быть L - и L' -сколы, являющиеся нодалными плоскостями рассмотренных выше механизмах очага этого не наблюдается, что можно объяснить средней магнитудой землетрясений – от 4.2 до 5.8 и слабостью афтершоков, не позволяющей провести углубленную интерпретацию.

Вместе с тем существует методика [Горбунова, Пустовитенко, 1997], позволяющая по азимутальным годографам выявлять несколько направлений разрывов в одном очаге. Используется явление запаздывания времени прихода максимальной фазы колебаний продольной волны (tP_m), по отношению ко времени ее первого вступления (tP), которое зависит от угла между направлением на принимающую сигнал станцию, и направлением «вспарывания» разрыва в очаге: $(tP_m - tP) = f(Az)$. Правильнее термин «направление вспарывания» заменить термином «направление подвижки», так как в работах крымских сейсмологов и нами используется механизм очага А.В.Введенской [1969]. В направлении подвижки $f(Az)$ минимально, в противоположном – максимально. Азимутальный годограф, построенный по окружающим очаг станциям, содержит либо один максимум, свидетельствующий об одной подвижке, либо несколько (два-три), указывающих на подвижки в нескольких направлениях. Направление на станцию с максимальным $f(Az)$ – обратная проекция вектора подвижки в очаге на дневную поверхность.

Применение данной методики позволило авторам работы [Горбунова, Пустовитенко, 1997] установить наличие второй подвижки в очаге землетрясения 12.07.1966 г., которая, по нашему мнению, произошла по второй нодалной плоскости (землетрясение 2), ранее [Пустовитенко и др., 1989; Пустовитенко, Пантелева, 1990] считавшейся пассивной, т.е. взброс происходил не только в юго-восточном, но и в северо-западном направлении. Это еще более усиливает аналогию между тектонофизическими и сейсмологическими данными.

При выявлении нескольких направлений подвижек в очаге землетрясения возникает необходимость поиска дополнительных плоскостей перемещения, не противоречащих распределению волн сжатия и растяжения, лежащих в основе построения механизма очага. В этом случае использование тектонофизической модели сейсмогенной зоны приобретает первостепенную роль.

¹ Поэтому, с нашей точки зрения, нодалные плоскости могут быть и не взаимоперпендикулярными.

ЛИТЕРАТУРА

- Аронский А.А., Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Муровская А.В.* Кинематические параметры деформирования верхних горизонтов земной коры Украинских Карпат в миоцен-плейстоценовую эпоху (по тектонофизическим данным) // Геофиз.журн. 1995. Т.17, №3. С. 58-67; Т.17, №5. С. 11-19; 1995. Т.17, №6. С. 3-13.
- Аронский А.А., Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Муровская А.В.* Особенности прочностных свойств земной коры территории Украины. Нормальная прочность // Геофиз.журн. 1996. Т.18. №6. С. 58-73.
- Аронский А.В., Гинтов О.Б., Захидов Т.К, и др.* Тектонофизические особенности эпицентральной области Таваксайского землетрясения (Восточный Узбекистан) // Геофиз.журн. 1992. Т.14, №1. С. 81-87.
- Беличенко П.В., Гинтов О.Б., Гордиенко В.В. и др.* Основные этапы развития Ольховатско-Волынцевской антиклинали Донбасса в связи с ее рудоносностью // Геофиз.журн. 1999. Т.21. № 2. С. 69-84.
- Борисенко Л.С.* Разрывные нарушения Горного Крыма // Геол.журн. 1983. Т.43.№2.С.126-129.
- Введенская А.В.* Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокаций. М.: Наука, 1969. 136 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гинтов О.Б., Исай В.М.* Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наук. думка, 1989. 226 с.
- Гинтов О.Б., Муровская А.В.* Проблемы динамики земной коры Крымского полуострова в мезо-кайнозой (тектонофизический аспект) // Геофиз.журн. 2000. Т.22, № 2.
- Горбунова И.В., Пустовитенко Б.Г.* Новая методология изучения сложного сейсмического образования // Геофиз.журн. 1997. Т.18, №3. С. 42-47.
- Гущенко О.И.* Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // Докл. АН СССР. 1973. Т.210, №2. С. 331-334.
- Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.:Наука, 1979. С. 7-25.
- Гущенко О.И., Кузнецов В.А.* Определение ориентации и соотношения величин главных напряжений по совокупности направлений сдвиговых тектонических смещений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 60-66.
- Муратов М.В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: ГНТИ, 1960. 207 с.
- Николаев П.Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. №12. С. 103-115.
- Николаев П.Н.* Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. №5. С. 106-116.
- Парфенов В.Д.* К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. №4. С. 60-73.
- Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Горячун А.В.* Землетрясения Крымско-Черноморского региона. Киев: Наук. думка, 1989. 192 с.
- Пустовитенко Б.Г., Пантелеева Т.А.* Спектральные и очаговые параметры землетрясений Крыма. Киев: Наук. думка, 1990. 250 с.
- Стоянов С.С.* Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
- Хендин Д.* Прочность и пластичность. В кн.: Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. С. 211-272.

РАЗВИТИЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В УЗБЕКИСТАНЕ

М.Х. Бакиев, Н. Каримов, М. Турапов, Р.А. Умурзаков

Институт сейсмологии им. Г.А. Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан

ВВЕДЕНИЕ

Изучение физических закономерностей тектонических процессов было и остается актуальной проблемой наук о Земле. Исследования в этом направлении были начаты по существу с зарождением тектонофизики, превращение которой в стройную научную систему неразрывно связано с именем Михаила Владимировича Гзовского – выдающегося геолога и геофизика, 80-летие со дня рождения которого в декабре 1999г. отметила научная общественность России и стран СНГ.

М.В. Гзовский создал тектонофизическую школу и воспитал целое поколение учеников и исследователей. Многие десятилетия основные направления тектонофизики, разработанные М.В. Гзовским, продолжали развиваться благодаря его соратникам, ученикам и последователям: А.С. Григорьеву, О.И. Гущенко, А.В. Михайловой, П.Н. Николаеву, Д.Н. Осокиной, Ю.Л. Ребецкому, С.И. Шерману, Ф.Л. Яковлеву. Весомый вклад в развитие теоретической, экспериментальной и полевой тектонофизики внесли И.В. Лучицкий, А.В. Лукьянов, П.М. Бондаренко, А.В. Вихерт, М.А. Гончаров, В.И. Громин, В.Г. Гутерман, В.А. Королев, Ш.Д. Фатхуллаев, Н.Ю. Цветкова и многие другие.

В Узбекистане, как и в других союзных республиках, под непосредственным влиянием работ М.В. Гзовского и его последователей были начаты исследования физических закономерностей тектонических процессов в различных направлениях: экспериментальное моделирование условий рудообразующих процессов (САИГИМС, Мингео УзССР), инструментальные измерения давлений в массивах горных по-

род (ТАШПИ, ГИДРОИНГЕО, МИНГЕО УзССР и др.), исследования механизмов очагов землетрясений, физических процессов разрушения в очагах землетрясений, изучение физических свойств горных пород сейсмоактивных областей (ИГиГ, ИС АН УзССР), позднее – реконструкции полей напряжений по структурно-геологическим данным (ИС АН УзССР, ГИДРОИНГЕО), развитие теоретических и прикладных основ геомеханики (ИС АН УзССР, ИК АН УзССР) и др.

М.В. Гзовский проявлял большой интерес к горно-складчатым сооружениям Среднеазиатского региона как уникальной природной лаборатории, где происходила апробация разрабатываемых методов и проверка различных умозрительных построений и гипотез. Ярким подтверждением этому может служить выбор М.В. Гзовским района Байджансайского антиклинория (хребет Каратау, Тянь-Шань) в качестве объекта полевых исследований при разработке основных вопросов тектонофизики.

Потребность тектонофизического обоснования условий и механизмов формирования деформационных структурных элементов при разработке фундаментальных теоретических основ формирования и миграции месторождений полезных ископаемых, генетических вопросов складкообразовательных процессов определила возросший интерес исследователей к проблемам тектонофизики. Тектонофизические представления стали внедряться в полевые структурно-геологические исследования, разрабатывались методические основы, совершенствовалась теоретическая и экспериментальная база.

РАЗВИТИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ

Начало фундаментальных исследований тектонофизического направления в Узбекистане можно отнести ко времени образования в 60-е годы в Среднеазиатском институте геологии и минерального сырья (САИГИМСе) при Мингео УзССР лаборатории моделирования структур рудных полей и месторождений [Королев, Фат-

хуллаев, 1976; Фатхуллаев и др., 1976; Королев, 1982]. Лаборатория создавалась для решения прикладных задач по прогнозированию размещения рудных полей и месторождений в Средней Азии. Изучение напряженного состояния структурных моделей участков земной коры и определение взаимоотношений интенсивности

напряженного состояния с гидротермальным рудным процессом стало главным научным направлением лаборатории. Методическую основу исследований составило поляризационно-оптическое моделирование, внедренное для решения геотектонических задач М.В.Гзовским и И.В.Лучицким. Большое значение имели совместные разработки М.В.Гзовского, Д.Н.Осокиной по поиску и созданию новых упругих и неупругих оптически чувствительных материалов. Развитие экспериментального моделирования и использование его в различных сферах геологии связано с именами М.В.Гзовского, И.В.Лучицкого, Д.Н.Осокиной, П.М.Бондаренко, В.А.Королева, Ш.Д.Фатхуллаева, Н.Ю.Цветковой, В.Д.Парфенова, Л.А.Черкашина, В.Г.Гутермана, С.И.Шермана, А.С.Григорьева и др.

В.А.Королевым и Ш.Д.Фатхуллаевым [1976] на начальном этапе была создана база и получены первые результаты, которые позволили в последующем Ш.Д.Фатхуллаеву [1981, 1985] разработать принципы тектонофизического изучения структур рудных полей применительно к Средней Азии. На основе результатов исследований тех лет было определено, что структуры рудных полей и месторождений по ведущему фактору размещения гидротермального оруденения можно подразделить на шесть групп, связанных с влиянием: складчатых форм; разрывных нарушений; вулканоструктур; контактовых поверхностей интрузива; тектонических свойств интрузивных пород; различных сочетаний этих факторов. При моделировании воздействия этих факторов были определены тектонофизические условия процесса размещения гидротермального оруденения, установлены значения максимальных касательных напряжений, при которых происходит рудный процесс в том или ином участке земной коры. Были проделаны многочисленные эксперименты по моделированию структур более 20 рудных полей Средней Азии.

К этому же времени относятся исследования тектонофизических особенностей формирования рудоконтролирующих структур Алтынтюпканского и Таро-Мосрифского рудных полей (Таджикистан) [Пулатов, 1988]. Изучение тектонофизического состояния вулканотектонических структур [Фатхуллаев, 1991а] с элементами прогноза эндогенного оруденения и широкое внедрение результатов моделирования структур крупных регионов (Западный Узбекистан, Чаткало-Курама) в прогнозно-металлогенических исследованиях [Фат-

хуллаев, 1991б; Турапов, 1991; Турапов и др., 1991] относится к началу 90-х годов.

В результате этих исследований изучены тектонофизические условия размещения оруденения, определены дорудные, рудные и пострудные структуры, состояние этих структур к моменту рудообразования и взаимосвязь определенных величин максимальных касательных напряжений с рудным процессом. Эти данные послужили тектонофизическим обоснованием поисково-разведочных работ для обнаружения скрытых рудных тел.

Значительным вкладом стал цикл работ по изучению полей напряжений в моделях золоторудных и серебро-полиметаллических месторождений Чаткало-Кураминского региона, выполненные М.К.Тураповым, Ш.Д.Фатхуллаевым, Х.А.Акбаровым и др. [Турапов, Фатхуллаев, 1990; Турапов, 1991; Турапов и др., 1997] на основе оптического моделирования. Проведен ряд тематических исследований (1993-1995 гг.) тектонофизических условий формирования золоторудных месторождений Восточного Узбекистана (Чадак, Койрагач, Кызылалма, Каульды) с моделированием полей напряжений в период рудообразования и выявлены факторы размещения золоторудной минерализации и рудоконтролирующих структур [Турапов и др., 1997, 1998, 1999]. При экспериментах особое внимание стало уделяться миграции тектонических напряжений вглубь модели, ориентации разрывообразующих напряжений по отношению к направлению проникающих тектонических усилий сжатия, степени активизации структур при горизонтальном сжатии, морфологии разломов и тектонических блоков.

Продолжаются тематические работы по экспериментальному тектонофизическому исследованию Сарвак-Гавасайской полосы, глубоких горизонтов месторождения Гузаксай (Чадакское рудное поле), флангов месторождений Кайрагач и Марджанбулак с целью расшифровки тектонофизических условий формирования и развития структур и размещения эндогенного оруденения с выделением благоприятных позиций для выявления скрытых золоторудных объектов (Институт минеральных ресурсов – ИМР, бывшее САИГИМС).

В рамках сотрудничества между Институтом сейсмологии АН Узбекистана и ИМР проводятся исследования по изучению тектонофизического состояния региональных сейсмически активных разломов Чаткало-Кураминского региона.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД СЕЙСМОАКТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ И ФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ОЧАГАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Вопрос о необходимости изучения в лабораторных условиях различных геофизических полей и их изменений во времени наиболее остро встал после сильного разрушительного землетрясения в Ташкенте (1966 г.). Начиная с 1967 г. в Институте сейсмологии АН Узбекистана проводятся лабораторные исследования комплекса физических свойств горных пород сейсмоактивных районов Узбекистана при высоких давлениях и температурах. Исследования осуществлялись в составе небольшой группы под руководством М.Х.Бакиева [Бакиев и др., 1982, 1983; Bakiev et al., 1985]. В последующем благодаря вниманию и поддержке академика Г.А.Мавлянова на базе исследовательской группы в 1977 г. в Институте сейсмологии АН Узбекистана была организована Лаборатория высоких давлений и температур. В изготовление уникальной аппаратуры и установки высоких давлений и температур неоценимый вклад внес академик М.А.Садовский. В разработке новых установок, а также в усовершенствование различных методик исследования комплекса физических свойств горных пород активное участие принимал профессор М.П.Воларович.

В исследовательских работах особое внимание обращалось на выявление закономерностей изменения физических свойств (упругих, плотностных, деформационных, прочностных, электрических) образцов горных пород из различных сейсмоактивных зон Узбекистана, в зависимости от тектонических условий изучаемого региона. Результаты использовались при интерпретации геолого-геофизических материалов, уточнении вещественного состава земной коры, обнаружении предвестников процесса разрушения.

С 1985 г. на основе пересмотра целевой направленности и значительного расширения базы, нашедших свое отражение и в дальнейшем переименовании лаборатории (она стала называться лабораторией физики очага землетрясения) на-

чался качественно новый уровень лабораторных экспериментальных исследований и теоретических обобщений в связи с проблемой разработки научных основ поисков предвестников землетрясений [Бакиев, 1989; Bakiev et al., 1977; Lastovickova, Bakiev, 1998].

На основе лабораторных исследований выявлено, что горные породы различных сейсмоактивных областей ведут себя неодинаково: например, породы Ферганской зоны при высоких давлениях обладают относительно более низкими значениями упругих параметров, чем аналогичные породы Ташкентской и Кызылкумской зон. То же самое наблюдается и при изучении прочностных свойств, т.е. наиболее типичные гранито-диоритовые разности Ташкентской и Кызылкумской зон имеют величины предела прочности почти в два раза большие, чем однотипные породы Ферганской зоны при одних и тех же термодинамических условиях. Лабораторные результаты изучения физических свойств образцов пород при высоких P , T условиях были успешно использованы и продолжают применяться при построении физической модели очага землетрясения и при поисках предвестников землетрясений, а также для решения ряда других задач в области наук о Земле.

Отмечается плодотворная творческая совместная работа с коллегами из Института физики Земли РАН, с американскими учеными (геологическая служба США, Менло-Парк), с китайскими, чешскими учеными. Свообразным подведением итогов исследований поведения образцов горных пород в условиях высокого давления и высоких температур послужил организованный в 1981 г. в Ташкенте Международный симпозиум. О международном признании результатов исследований в этом направлении свидетельствует избрание научного руководителя доктора физико-математических наук, профессора М.Х.Бакиева членом Нью-Йоркской Академии наук.

РАЗВИТИЕ НАТУРНЫХ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ДЕФОРМАЦИЙ В МАССИВАХ ГОРНЫХ ПОРОД УЗБЕКИСТАНА

Инструментальные измерения и изучение напряжений в массивах горных пород Узбекистана начали проводиться учеными горно-металлургического факультета Политехнического института в 70-е годы (В.Р.Рахимов, В.А.Кузнецов

и др.) на угольных и рудных месторождениях Узбекистана с целью расчета оптимальных параметров подземных сооружений.

Измерение давлений в массивах горных пород с целью определения тектонической составляю-

щей в Узбекистане впервые было начато в 1973-1974 гг. сотрудниками Института сейсмологии АН Узбекистана. При содействии академика АН УзССР Г.А.Мавлянова Ташкент посещали чл.-корр. АН СССР И.А.Турчанинов и Г.А.Марков, которые провели учебно-практические и организационно-методические работы. В 1975-1978 гг. в порядке обмена опытом и стажировки были выполнены совместные исследования ИС АН Узбекистана и Горного института Кольского филиала АН СССР в районе Кольской сверхглубокой скважины. Измерения на месторождениях Узбекистана Ингичка и Кочбулакском [Рахимов, Убайдуллаев, 1969; Арипова и др., 1975; Инояттов, 1982] методами разгрузки и ультразвукового просвечивания в подземных выработках, которые проводились несколько лет, показали,

что значения напряжений существенно отличаются от значений, полученных расчетным методом на основе веса вышележащей толщи горных пород. По измерениям значения напряжений превышали расчетные как по вертикальной, так и по горизонтальной составляющим.

В конце 80-х годов сотрудниками ИС АН УзССР начаты непрерывные наблюдения за вариациями напряженного состояния и их связи с сейсмическими событиями [Безродный, Вешняцкий, 1979]. В качестве полигона измерений был выбран район Чарвакского водохранилища. Наблюдения за изменениями напряженно-деформированного состояния горных пород в штольне позволили обнаружить связь вариаций величин деформаций и сейсмических проявлений в радиусе 100-150 км.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ И МЕХАНИЗМОВ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ МАССИВОВ ПО СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Попытки изучения элементов проявления напряженного состояния земной коры отдельных регионов Узбекистана предпринимались в геологических и сейсмологических организациях при решении различных задач. При этом исследователи обычно прибегали к анализу деформации и пробовали давать оценку напряженному состоянию.

Непосредственное изучение данных о возможных проявлениях тектонических напряжений по существу началось с оформления тектонофизики в самостоятельное научное направление и разработки М.В.Гзовским структурно-геологических методов реконструкций полей напряжений. Благодаря вниманию академика АН УзССР Г.А.Мавлянова к необходимости развития структурно-геологических методов изучения полей напряжений и содействию профессора МГУ Г.П.Горшкова был заключен Договор о совместных исследованиях между ИС АН УзССР и Геологическим факультетом МГУ (Кафедра динамической геологии).

Систематический целенаправленный сбор полевых данных о деформациях горных пород для реконструкций осей действующих напряжений был начат в 1979-1980 гг. сотрудниками ИС АН УзССР (Р.Н.Ибрагимов, Ю.М.Садыков, А.К.Ходжаев, Р.А.Умурзаков) и Геологического факультета МГУ (П.Н.Николаев, О.А.Лебедева, О.А.Воейкова, Т.И.Голикова) под руководством и при непосредственном участии П.Н.Николаева – одного из учеников М.В.Гзовского. К тому времени наряду с известными разработками М.В.Гзовского (анализ структурных рисунков, использование сопряженных пар сколов и др.),

находили применение методы структурно-геологических реконструкций осей напряжений О.И.Гущенко (методика кинематического анализа трещинных структур), П.Н.Николаева (статистический анализ трещиноватости и выделение закономерных разбросов).

Совместные исследования полевых сеймотектонических отрядов ИС АН УзССР и Кафедры динамической геологии МГУ им. М.В.Ломоносова по сбору и обработке данных имели определенное значение в осмыслении результатов изучения напряженно-деформированного состояния отдельных областей среднеазиатского региона. П.Н.Николаевым и Л.А.Сим в разные годы при поездках в Ташкент передавались практические навыки выполнения полевых работ и обработки данных (ИС АН УзССР, ГидроИнGeo). На основе совместных исследований ИС АН УзССР и МГУ в пределах Чаткало-Кураминской горной области была произведена реконструкция иерархии полей тектонических напряжений. На полученной впервые на примере этой территории тектодинамической карте были отражены элементы полей напряжений трех рангов. Было установлено совпадение полей напряжений низшего ранга, полученных по структурно-геологическим и сейсмологическим данным. Анализ взаимодействия ранговых составляющих полей напряжений позволил сделать предположение о механизме формирования новейшей структуры земной коры Чаткало-Кураминского региона. Результаты этих первых совместных исследований были обсуждены на Международной конференции, посвященной проблемам но-

вейшей геотектоники (Таллин, 1982 г.) и опубликованы в сборнике научных трудов [Войкова и др., 1983].

В последующем сотрудниками лаборатории Сейсмоструктоники ИС АН УзССР (руководитель профессор Р.Н.Ибрагимов) Р.А.Умурзаковым и Т.К.Захидовым были проведены обследования в Туркестано-Зарафшанской и Гиссарской горных областях, Нурата-Кызылкумском регионе. Детальные реконструкции полей напряжений получены для района урочища Суффа Туркестанского хребта [Умурзаков и др., 1986]. На примере материалов сейсмоактивных областей было показано, что формирование очагов землетрясений генетически связано с полем современных тектонических напряжений, которое в некоторых районах унаследовано от новейшего, в некоторых проявляется с небольшой перестройкой осей напряжений, охватывая различные глубинные слои земной коры соответственно рангу. При анализе данных реконструкции современных напряжений по механизмам очагов землетрясений было установлено, что в целом тип поля напряжений взбросо-сдвиговый, с глубиной увеличивается сдвиговая составляющая поля напря-

жений, в верхних горизонтах преобладают сбросовые составляющие. С.И.Шерманом и Ю.И.Днепровским (1989) было подчеркнuto, что степень разработанности структурно-геологических методов свидетельствует «о готовности к настоящему времени методической основы и научных средств и возможностей» для решения практических задач.

Исходя из вышесказанного, в последние годы на основе использования комплекса геологоструктурных методов (методики графических построений по сопряженной паре сколов М.В.Гзовского, методики кинематического анализа трещинных структур О.И.Гущенко, методики, использующей закономерный разброс сколовых плоскостей П.Н.Николаева) были изучены типы полей напряжений отдельных орогенных, платформенных и переходных областей, особенности пространственной ориентации осей главных нормальных напряжений в эпицентральных областях сильных землетрясений Талассо-Сусамырской и Каржантау-Кураминской горных областей [Умурзаков и др., 1995].

Исследования по всем рассмотренным направлениям продолжаются.

ЛИТЕРАТУРА

- Арипова Ф.М., Инояттов М.Ф., Каримов Н.Т., Таджибаев А.А. Некоторые результаты измерений напряженного состояния горных пород в массиве // Узб. геол. журн., 1975. №3. С. 59-61.
- Бакиев М.Х. Физические свойства горных пород сейсмоактивных зон Узбекистана при высоких давлениях и температурах. Ташкент: Фан, 1989. 288 с.
- Бакиев М.Х., Томашевская И.С., Воларович М.П., Бакиев Мел.Х. Физические свойства горных пород Ташкентского региона при высоких давлениях и температурах // Ташкент: Фан, 1983. 186 с.
- Бакиев Муз.Х., Байерли Дж., Куксенко В.С. Электрические явления при скольжении горных пород в условиях действия высокого гидростатического давления // Докл. АН СССР. 1982. Т. 226, № 6. С. 1347-1348.
- Безродный Е.М., Вешняцкий Г.В. Методика, техника и некоторые результаты регистрации изменения напряженного состояния массива горных пород // Сейсмологич. Исследования в Узбекистане. Ташкент: Фан, 1979. С. 210-217.
- Войкова О.А., Ибрагимов Р.Н., Николаев П.Н., Умурзаков Р.А. и др. Опыт тектодинамического анализа формирования новейших тектонических структур Западного Тянь-Шаня // Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР. Ташкент. 1983. С. 159-165.
- Инояттов М.Ф. Исследование напряженного состояния массива горных пород ультразвуковым методом (на примере Кочбулакского месторождения) // Узб. геол. журн., 1982. №1. С. 16-20.
- Инояттов М.Ф. Напряженное состояние горных пород в некоторых месторождениях Восточного Узбекистана и прилегающих территорий // Узб. геол. журн., 1986. № 4. С. 24-26.
- Королев В.А. Вопросы моделирования рудоносных структур // Геологоструктурные методы изучения эндогенных рудных месторождений. М., Наука, 1982. С. 123-133.
- Королев В.А., Фатхуллаев Ш.Д. Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений // Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976. С. 9-22.
- Пулатов Ш. Тектонофизические особенности формирования рудоконтролирующих структур контактово-метасоматических рудных полей и месторождений (на примере Алтынтапканского и Тарор-Мосрифского рудных полей). Фрунзе, 1988. 30 с.
- Рахимов В.Р., Убайдуллаев Н.У. Исследование устойчивости целиков и кровли очистных блоков на Ингичкинском руднике // Горн.

- журн. 1969. № 2. С. 61-63.
- Турапов М.К.* Роль тектонических напряжений в процессах эндогенного рудообразования. Ташкент, Д. В УзНИИТИ, 1990. 8 с.
- Турапов М.К.* Тектонофизические условия формирования и рудоносность структур Чаткало-Кураминского региона (на примере золоторудных и серебро-полиметаллических месторождений). Бишкек, 1991. 48 с.
- Турапов М.К., Акбаров Х.А., Парпибаев Е.К.* . Применение оптического моделирования в локальном прогнозе рудных месторождений // Маъданли кондарни муайян башоратлаш усулларининг ҳолати ва такомиллаштириш муаммолари. Ташкент, 1999. С. 158-165.
- Турапов М.К., Акбаров Х.А., Умарходжаев М.У. и др.* К вопросу о перспективности Восточного Узбекистана на золотое оруденение на основе изучения тектонофизических условий их формирования // Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистана. Ташкент, 1997. С. 88-99.
- Турапов М.К., Парпибаев Е.К., Азимов А.М.* Моделирование полей напряжений в структурах Каульдинского рудного поля // Узбекистон олтин кондари: геологияси ва саноат турлари. Ташкент, 1998. С. 152-155.
- Турапов М.К., Пулатов Ш.Н., Парпибаев Е.К.* Моделирование структур одного из объектов Восточной Курамы // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. С. 310-317.
- Турапов М.К., Фатхуллаев Ш.Д.* Тектонофизические условия формирования серебро-полиметаллического месторождения Лашкерек // Факторы и критерии прогнозирования месторождений благородных и редких металлов. Ташкент, 1990. С. 24-29.
- Умурзаков Р.А.* Механизм позднекайнозойского структурообразования и современных сейсмических дислокаций юго-западной части Каржантауского хребта (Таваксайский полигон) // Геология и минерал. ресурсы. 1999. № 3. С. 40-47.
- Умурзаков Р.А.* Тектодинамические предпосылки и механизм возникновения сейсмогенерирующих дислокаций Сусамырского землетрясения 19 августа 1992 года (Срединный Тянь-Шань, территория Республики Кыргызстан) // Узб. геол. журн. 1995. № 1. С. 26-29.
- Умурзаков Р.А., Зияудинов Ф.Ф.* Поле тектонических напряжений и пространственное рас-
- положение вероятностных сейсмоопасных зон K_{max} Западного Тянь-Шаня // Журн. Узбекистон география жамияти ахбороти (Вест. географ. о-ва Узбекистана). 1998. Т.19. С. 113-116.
- Умурзаков Р.А., Николаев П.Н., Ибрагимов Р.Н.* К изучению тектонических полей напряжений и механизма формирования новейших тектонических структур района урочища Суффа (Туркестанский хребет) // Узб. геол. журн. 1986. № 1. С. 33-36.
- Фатхуллаев Ш.Д.* Принципы тектонофизического изучения структур рудных полей Средней Азии // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М., 1985. С. 147-150.
- Фатхуллаев Ш.Д.* Тектонофизические условия формирования структур рудных полей эндогенных месторождений Средней Азии: Автореф. док. дис. Ташкент, 1981. 44 с.
- Фатхуллаев Ш.Д.* Тектонофизический анализ структур Бабайтагской кальдеры // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. С. 284-291.
- Фатхуллаев Ш.Д., Королев В.А., Белоус И.Р. и др.* Опыт моделирования рудоносных структур при детальном и крупномасштабном прогнозировании // Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1976. Вып. 293. С. 166-174.
- Фатхуллаев Ш.Д., Швецов А.Д., Хорват В.А.* Прогнозно-металлогенетические исследования с использованием моделирования тектонических полей напряжений (Западный Узбекистан) // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. С. 322-327.
- Bakiev M.Kh., Ibragimov A.Kh., Lenkov V.N., Rakhimov Sh.M., Bai Mai Shiang.* Deformation-Strength Properties of the Rock of the Sintszyan-Uigur Autonomous Region (China) // J. Earthq. Predic. Res., 1997. Vol. 6, N 4. P. 541-548.
- Bakiev Muz.Kh., Kireenkova S.M., Ibragimov A.Kh.* Study of compressional wave velocities and densities of rock samples from seismically active regions of Uzbekistan under high temperatures and pressures // The International monograph CAPG: Physical properties of the mineral system of the Earth interior. Praha, 1985. P. 23-28.
- Lastovickova M., Bakiev Muz.* Influence of medium on the electrical resistance of Uzbekistan granites under high temperatures // Acta Geophys. Polonica. Vol. XLVI. N 3. Vol. 46, N3. P. 367-374.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫМИ МЕТОДАМИ. КАРЖАНТАУ-КУРАМИНСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ ТЯНЬ-ШАНЯ

Р.А. Умурзаков

Институт сейсмологии им.Г.А.Мавлянова Академии наук Республики Узбекистан

ВВЕДЕНИЕ

Тянь-Шань представляет собой обширную горную страну, протягивающуюся в субширотном направлении в пределах территорий КНР и Центральноазиатских стран СНГ. Особенности строения и развития этой горной страны давно привлекают внимание исследователей, в частности, в связи с фактами проявления сильных разрушительных землетрясений. Проведенные в разные годы автором геолого-структурные обследования эпицентральных областей разрушительных землетрясений в пределах центральноазиатской части Тянь-Шаня позволили собрать материалы о дизъюнктивных и складчатых деформациях его отдельных сейсмоактивных областей: Талассо-Сусамырской, Каржантау-Кураминской, Туркестано-Зарафшанской, Гиссарской и Нурата-Кызылкумской. До настоящего времени публикации отдельных результатов по отмеченным регионам носили весьма фрагментарный характер и представлены разрозненно.

Данная статья представляет по существу начало систематизации и обобщения результатов исследований по отдельным регионам с единой методологической точки зрения. В отмеченных областях на региональном и детальном уровнях проводилось комплексное полевое обследование

обнажений горных пород различных участков с картированием структурных элементов (складок, разрывов, ослабленных зон, зон дробления пород, срывов, смещений, сдвигов) разных размеров, статистическое обследование трещиноватости горных пород и изучение кинематических данных скольжений по их плоскостям.

Обработка материалов и графические построения проводились с помощью разработанного автором комплекса программ. Его основу составила процедура графического построения осей напряжений по комплексу геолого-структурных данных (сопряженные пары сколовых нарушений, анализ структурного рисунка [Гзовский, 1975], кинематический анализ трещинных структур [Гущенко, 1973, 1979], статистический анализ трещиноватости и использование закономерных разбросов сколовых плоскостей при выделении иерархии полей напряжений [Николаев, 1977, 1992]). В результате исследований проведена реконструкция региональных позднекайнозойских и современных полей тектонических напряжений земной коры сейсмоактивных регионов, изучена кинематика и динамика структур отдельных очаговых областей сильных землетрясений.

КРАТКАЯ ГЕОСТРУКТУРНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Каржантау-Кураминская горная область входит в систему хребтов Западного Тянь-Шаня, она охватывает восточную часть Узбекистана и юго-западную часть Кыргызстана. С юго-запада ее ограничивают Приташкентская и Голодностепская впадины. В северо-западной части рассматриваемая область граничит с Чимкентской и Келесской впадинами. На юго-востоке она сочленяется с Ферганской депрессией. Каржантау-Кураминская горная область включает кулисно-параллельные хребты северо-восточного простирания (рис. 1), крайнее северо-западное положение занимает Каржантауский хребет. Протяженность его достигает 80-90 км, высота 2700-2800 м при ширине 15-25 км. С востока эта область гра-

ничит с Угамским хребтом. Далее к юго-востоку от нее находится Пскемский хребет. Чаткальский хребет занимает центральное положение. Его высота более 4000 м, ширина 45-55 км. От Каржантауского хребта отделяется Чирчикской депрессией, которая к юго-западу переходит в Приташкентско-Голодностепскую равнину.

На юго-западном продолжении горстегантиклинальные поднятия уходят под мезозойско-кайнозойский осадочный чехол. К югу и юго-западу находится Кураминский хребет, который отделяется от Чаткальского Ангреной впадиной, шириной около 45-55 км. Высота Кураминского хребта достигает отметок 3500-3700 м и более.

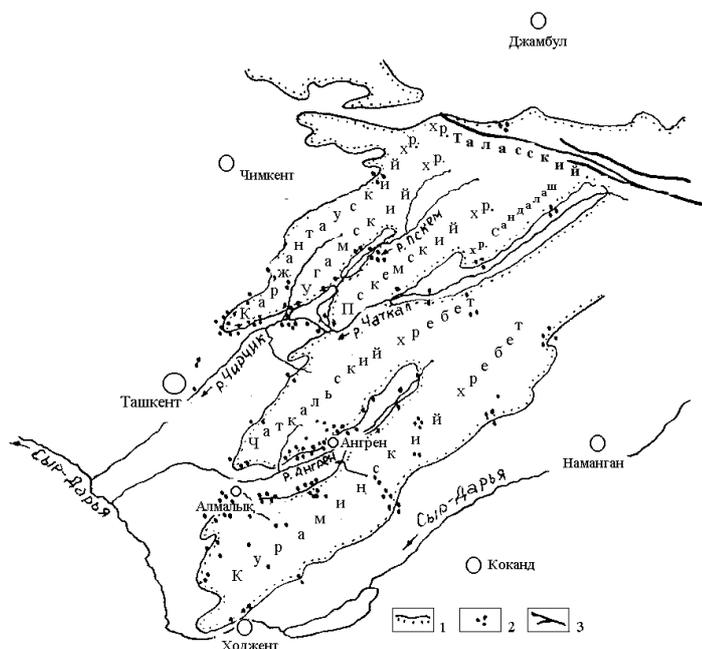


Рис. 1. Обзорная карта Каржантау-Кураминского региона.

1 – контуры выходов домезозойских горных пород; 2 – пункты полевых наблюдений; 3 – зона Талассо-Ферганского глубинного разлома

Горные поднятия сложены допалеозойскими и палеозойскими образованиями, представленными в основном вулканогенно-осадочными, осадочными и интрузивными породами. Мезозойские и кайнозойские осадочные образования слагают впадины и горные обрамления. Они представлены известняками, глинами, песчаниками, конгломератами, лесами и другими образованиями.

Геологическая позиция, строение и особенности развития этой территории изучались многими исследователями: Н.П.Васильковским, М.П.Репниковым, В.И.Поповым, Б.А.Петрушев-

ским, Г.А.Мавляновым и мн. др.).

Детальное изучение неотектоники и современной геодинамики этого региона и прилегающих территорий стало проводиться в связи с проявлением сильных землетрясений: Чаткальского 1946 года ($M=7.5$), Бричмуллинского 1959 года ($M=5.7$) и, особенно, Ташкентского 1966 года ($M=5.3$) и Таваксайского 1977 года ($M=5.3$). Крупным обобщением исследований по этой территории явилась монография "Ташкентское землетрясение.." и отдельные статьи в ней А.А.Арипова, М.А.Ахмеджанова, Р.Н.Ибрагимова и др.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ДЕТАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

В целом при реконструкциях полей напряжений по описываемому региону были использованы около 16 тысяч замеров трещиноватости и их

кинематических параметров. Проводилась статистическая обработка данных трещиноватости, строились розы-диаграммы, диаграммы плотно-

сти трещин для всего региона в целом и для отдельных участков, а также для отдельных возрастных интервалов горных пород, розы векторов кинематических смещений. Полученные результаты использовались при составлении сводных общерегиональных схем и диаграмм и при изучении региональных особенностей позднекайнозойского структурообразования исследуемого региона.

Региональные диаграммы полей напряжений, полученные для Каржантау-Кураминской горной области, приводятся на рис. 2 и 3. Поле напряжений низшего (первого) ранга представлено здесь субмеридиональной субгоризонтальной осью сжатия (рис. 2, А и Б). Этот тип поля напряжений был получен нами по материалам более ранней реконструкции под руководством П.Н.Николаева и опубликованной в работе [Войкова и др., 1983]. В работе отмечалось, что поле напряжений охватывает куда большую территорию, чем Каржантау-Кураминский регион, за-

хватывая нижние слои земной коры. При этом поле напряжений, соответствующее верхним слоям земной коры, характеризуется как всестороннее сжатие при вертикальной ориентировке активных сжимающих усилий.

По этим данным предполагается, что нижняя часть земной коры Каржантау-Кураминской области, обладая, по-видимому, повышенной пластичностью в условиях субмеридионального сжатия, образует крупнейшую складку нагнетания (механизм продольного расплющивания) с увеличением мощности земной коры под горным сооружением.

В таких условиях верхняя часть коры испытывает вертикальное давление и изгибается под действием "мягкого штампа", и разрываясь, образует отдельные горст-антиклинали и грабен-синклинали. Об этом свидетельствует полученная диаграмма поля напряжений второго ранга (рис. 2, В и рис. 3, В).

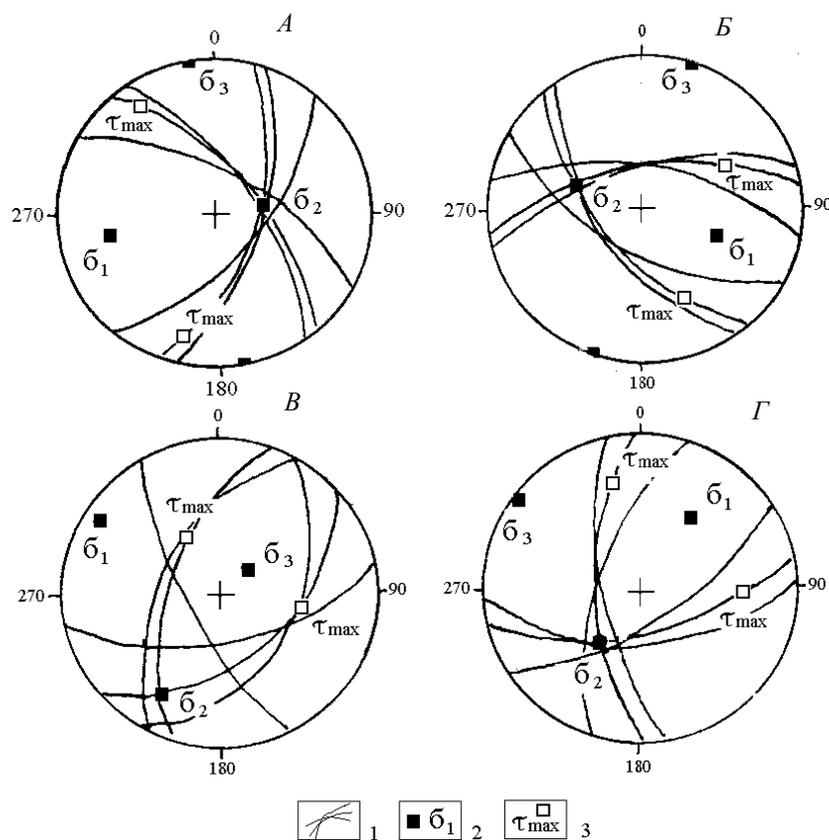


Рис. 2. Диаграммы позднекайнозойских полей тектонических напряжений региональных рангов Каржантау-Кураминской области по геолого-структурным данным

А, Б – первого ранга (А – с элементами наиболее поздних деформаций; Б – с элементами пластической деформации); В – второго ранга; Г – третьего ранга (в поднятиях). 1 – разброс сколовых плоскостей; 2 – проекции точек – выходов на верхнюю полусферу осей главных нормальных напряжений (σ_1 – растяжения, σ_2 – промежуточного, σ_3 – сжатия); 3 – проекции точек – выходов на верхнюю полусферу максимальных касательных напряжений.

В пределах горст-антиклиналей фиксируются поля напряжений, характеризующиеся северо-западным сжатием (поперек простирания структур) и наклонным положением двух других осей главных нормальных напряжений (рис. 2, Г и рис. 3, Б).

Для общего напряженного состояния региона характерно взаимодействие отмеченных полей напряжений, охватывающих разные глубинные уровни. Это определяет формирование взбросовых, сбросовых, сдвиговых складчато-блоковых и разрывных структурных элементов.

Механизмы формирования позднекайнозойских структурных элементов и сейсмогенных деформаций более высоких рангов изучались на примере конкретных участков, для которых проводились детальные реконструкции напряженного состояния, динамических и кинематических параметров структур. В качестве примера рассмотрен район юго-западной периклиналильной части Каржантауского горст-мегантиклинального поднятия.

На юго-западном продолжении мегантиклиналь уходит под мезозойско-кайнозойский осадочный чехол, проявляясь в нем в виде Полторацко-Сырдарьинской антиклинальной зоны.

Интерес к этому району вызван проявлением здесь очагов сильных землетрясений: Ташкентского (26.04.1966, $M=5.3$) и Таваксайского (6.12.1977, $M=5.0$). В современной структуре этого района главное место занимают Азатбашское (I), Акташское (II) поднятия, находящиеся в сочленении с Кокпакской (V) и Чирчикской (VI) впадинами; в периклиналильной части Карачатауское (III) поднятие меньшего порядка отделяется от первых двух Азатбашским (IV) прогибом (рис. 4).

Анализ пространственного распределения и ориентации трещин и различных зон дробления отдельных участков этого района показывает, что они проявляются на различных участках по-разному. Это видно из роз-диаграмм простираний, полученных по "максимумам" трещиноватости отдельных пунктов локальных участков (рис. 4). В периклиналильной части и осевой зоне складчатой структуры характер их простираний различен. В юго-восточном крыле преобладают

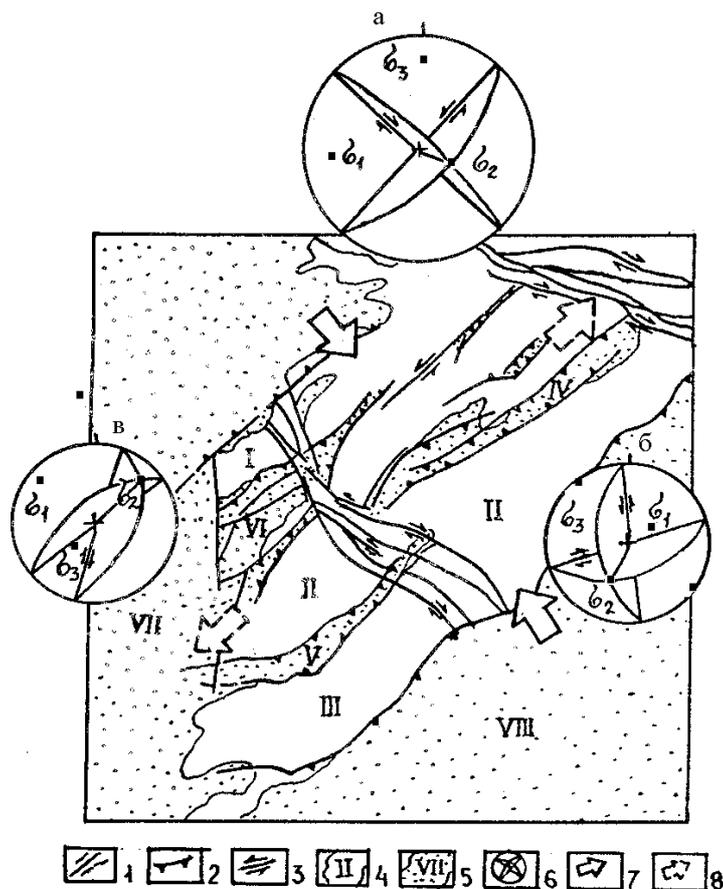


Рис. 3. Схема напряженного состояния земной коры Каржантау-Кураминского региона

I — разрывные нарушения; 2 — взбросы; 3 — сдвиги; 4 — сводно-блоковые поднятия (I — Каржантауское, II — Чаткальское, III — Кураминское); 5 — впадины (IV — Чаткальская, V — Ангренская, VI — Чирчикская, VII — Приташкентская, VIII — Ферганская); б — стереографические диаграммы региональных полей напряжений, полученные по структурно-геологическим данным (а — сводное для всего региона, первый ранг; б — сводное для поднятий; в — сводное для предгорных опусканий); 7, 8 — направления внешнеприложенных усилий второго ранга: 7 — относительное сжатие, 8 — относительное растяжение.

субмеридиональные ориентации, в северо-западном крыле – северо-восточные.

Такая же картина проявляется и в палеогеновых известняках различных участков района (рис. 4), свидетельствуя о различном характере деформаций и динамических условий этих участков. Из круговых стереографических диаграмм полей напряжений видно, что выделенные

участки складчатой структуры: – северо-западное и юго-восточное крыло, осевая зона и ее периклиналильная часть отличаются характером поля напряжений.

Общее для описываемого района поле напряжений характеризуется субгоризонтальной северо-западной ориентировкой оси сжатия при наклонном положении двух других осей (рис. 4, А).

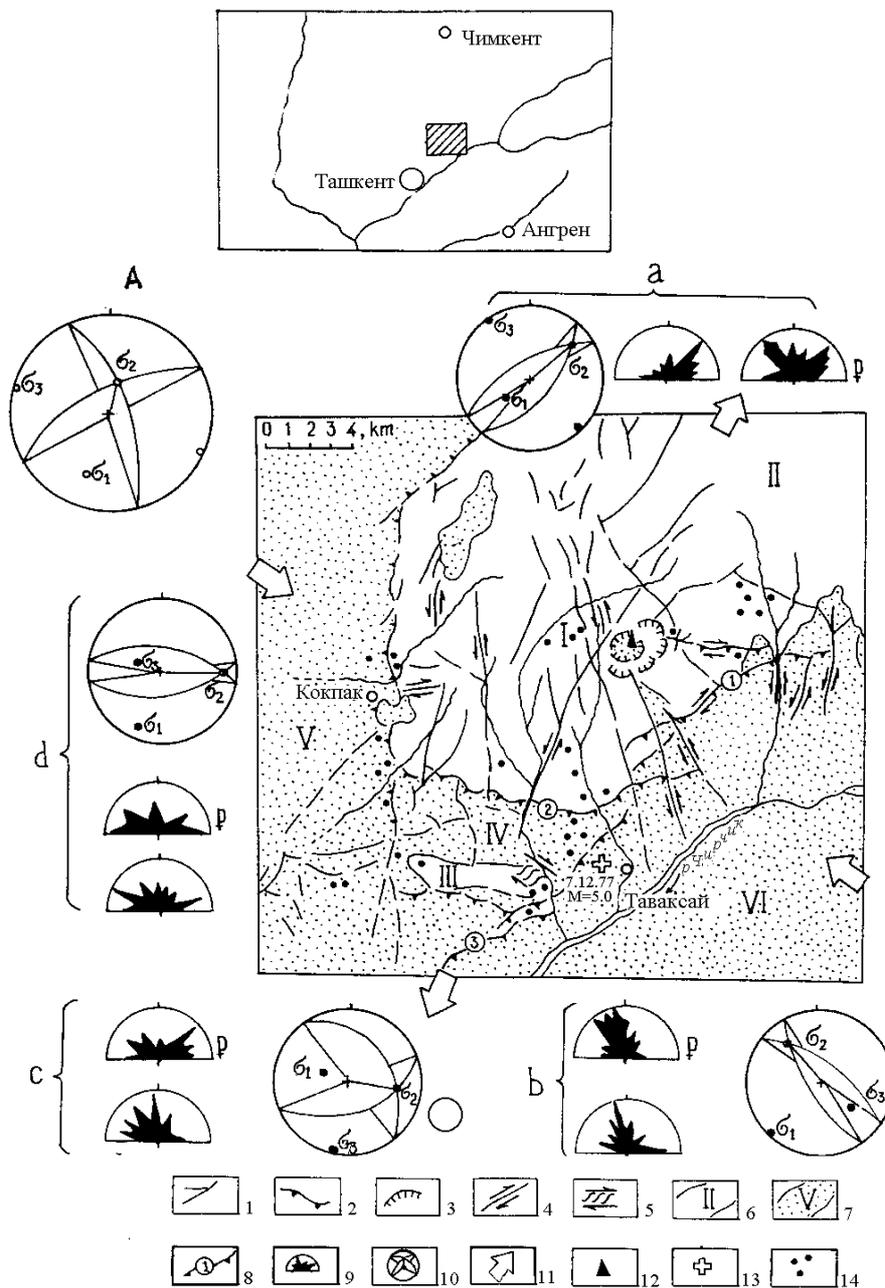


Рис. 4. Фрагмент детализованной структурно-динамической карты (м-б 1:50 000; 1:100 000). Юго-западная (периклиналильная) часть Каржантауской горст-мегаантиклинали

1 – разрывные нарушения; 2 – взбросы; 3 – сбросы; 4 – сдвиги; 5 – локальные сдвиговые зоны; 6 – поднятия (горст-антиклинали); 7 – впадины (грабен-синклинали); 8 – зона Каржантауского разлома (цифры означают участки разлома: 1 – северо-восточный, 2 – широтный, 3 – юго-западный); 9 – сводные розы-диаграммы трещиноватости горных пород (без индекса – общая для всех возрастов, с индексом – для палеогеновых пород); 10 – диаграммы поля напряжений третьего ранга (А), четвертого ранга в пределах участков (а – осевая часть складки; b – юго-восточное крыло; c – периклиналильная часть; d – северо-западное крыло); 11 – направления внешнеприложенных усилий; 12 – палеосейсмодислокация «Шуробсай»; 13 – эпицентр Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 г. (M=5.0); 14 – пункты полевых наблюдений.

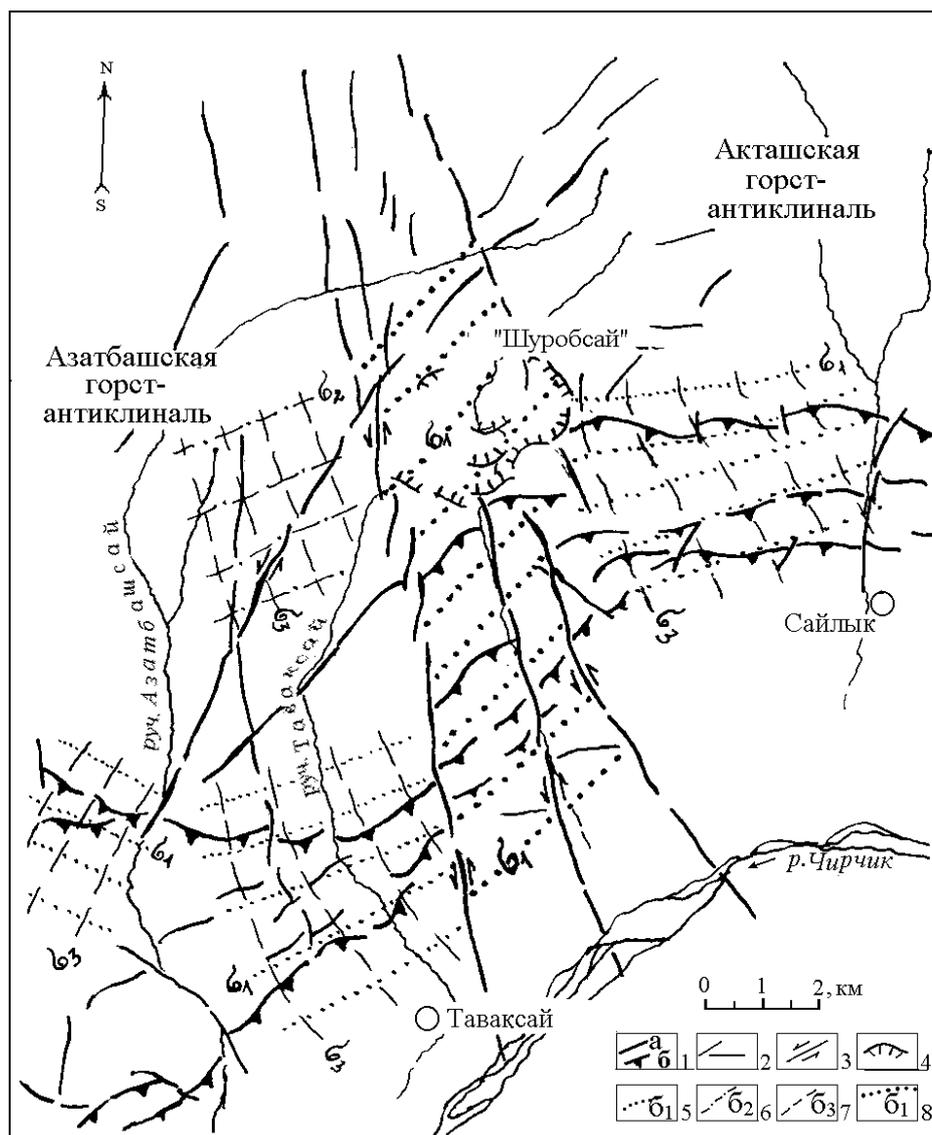


Рис. 5. Детализованная карта-схема участка пересечения Каржантауского и Шуробсайского разломных зон (м-б: 1:25000)

1 – разломы (а – не установленной морфологии сместителя, б – взбросы); 2 – локальные разрывные нарушения; 3 – сдвиги; 4 – палеосейсмодислокация «Шуробсай»; 5-7 – траектории осей главных напряжений: четвертого и пятого ранга (5 – растяжения, 6 – промежуточного, 7 – сжатия); 8 – поле растяжения в левосдвиговой зоне третьего ранга.

Ось растяжения, имеющая более пологий наклон, ориентируется в близмеридиональном направлении. Это поле напряжений взбросо-сдвигового типа отмечается в поднятиях Каржантау-Кураминского региона, в иерархической ступени оно представляет третий ранг. Оно свидетельствует о возможном развитии в регионе складчатых и разрывных деформаций взбросо-сдвигового характера. В этом поле напряжений должны формироваться и обладать наибольшей активностью северо-западные, близмеридиональные взбросовые и левосдвиговые дислокации, а также взбросовые и правосдвиговые структурные элементы северо-восточного простирания. Главнейшими такими зонами в пределах описываемого района являются зоны Каржантауского и Шуробсайского разломов (рис. 4 и рис. 5).

Формирование широтных складчатых структур Азатбашского участка можно связывать с тангенциальным сжатием слоев в субмеридиональном направлении. Участок периклинали характеризуется именно таким полем напряжений (рис.4, с). С ним можно связывать и образование молодого надвига на южном склоне Карачатау. Здесь меловые красноцветные песчаники надвинуты на нижнечетвертичные конгломераты и глины. В месте наших наблюдений северо-западнее селения Азатбаш вертикальная амплитуда по надвигу достигает 10 м, видимое смещение по линии разлома 16 м. Элементы падения сместителя: азимут 310°, угол 35°. Надвиг проявляется в зоне юго-западного участка Каржантауского разлома, выполняющего морфоконтролирующую роль между Карачатау и Чирчикской депрессией. В работе [Васильковский, Репников,

1940] отмечалось, что в зоне надвига красноцветные меловые отложения имеют опрокинутое залегание, а более молодые (неогеновые) породы находятся в контакте с палеозойскими (пермскими) вулканогенными образованиями. В целом амплитуда смещения по надвигу оценивалась этими авторами до 1000 м. Плоскость наклонена к северу под углом 40° .

В связи с сейсмической активностью региона наибольшее сеймотектоническое значение исследователи придают Каржантаускому разлому, считая, что активные движения по нему приводят к формированию очагов землетрясений. Однако анализ опубликованных материалов по разломной зоне показывает, что детальные описания практически отсутствуют, за исключением некоторых, которые имеют фрагментарный характер. Нами проведено детальное исследование этого вопроса и получены новые данные, которые сводятся к следующему.

Из двух упомянутых ранее участков Каржантауского разлома, протягивающегося северозападнее селения Таваксай – широтного (указанного в [Тектоническая ..., 1970]) и югозападного, протягивающегося с южной стороны Карачатау, наиболее активным на наш взгляд, является второй, где отмечен молодой надвиг. Заложение широтного участка более раннее. По нему наблюдается взбрасывание за кайнозойское время южного крыла Азатбашской горст-антиклинали на северное крыло одноименной грабен-синклинали. Активность его в позднечетвертичное время много уступает югозападному.

По структурной значимости и рангу Каржантауская зона несомненно превосходит все остальные. Ее формирование, очевидно, было определено динамическим взаимодействием региональных полей напряжений более низших по рангу и более ранних (послепалеогеновых) по возрасту, чем рассматриваемое (рис. 4) для данного района региональное поле напряжений, относимое нами к самому позднему (четвертичному) этапу развития района. О том, что с четвертичного времени произошло изменение активности и некоторая перестройка регионального поля напряжений свидетельствуют факты проявления поперечных сдвиговых структур разрушения и активных взбросо-надвигов в периклинальной и юго-восточной частях структуры.

По Шуробсайской зоне происходит интенсивное левосдвиговое смещение Азатбашского и Акташского горст-антиклиналей. В этой зоне чаще встречаются S-образные изгибы саев и другие признаки [Умурзаков и др., 1996], свидетельствующие о проявлении сдвиговых смещений.

На рис. 3 приводится детализация этого участка, где нами была обнаружена и впервые описана палеосейсмодислокация Шуробсай [Умурзаков и др., 1996]. Можно допустить, что создавшееся динамическое условие в результате правосторонних смещений по Каржантауской зоне разрывов и левосторонних подвижек по Шуробсайской привело к крупному сейсмогенному провалу участка к югу от г. Сарытепа.

Проведенное детальное картирование отдельных участков зон указанных разломов с изучением кинематических данных свидетельствует о сложной структурной зональности, обусловленной взаимодействием структурно-тектонических элементов разных рангов. По разрывным нарушениям субмеридиональной и северо-западной ориентировки выявлены левосдвиговые составляющие подвижек (рис. 4). По разрывам северо-восточного простирания выявляются преимущественно правосдвиговые смещения. Например, у западной и северо-западной окраины Хондайлыкской депрессии Каржантауская зона представлена серией разрывных нарушений (рис. 4 и 5), образующих ступенчатый рельеф. Это хорошо прослеживается по границе примыкания поверхности среднечетвертичных (Q_2) отложений к южным склонам Каржантауского хребта в междуречье Шуробсай–Акташ. Гипсометрически выше этой линии поверхность Q_2 нарушается разрывом, имеющим простирание 30° . По этому разрыву северная часть приподнята на 30-40 м. К востоку по линии простирания разрыв затухает. К западу от Акташа в междуречье Шуробсай–Хондайлык террасовая поверхность Q_2 резко воздымается до отметок 1100 м и более, имея слабый (до 10°) наклон к югу. Здесь она (поверхность) резко обрывается и по контакту с выходами палеозойских пород Каржантауского хребта образует уступовые седловидные формы с обратным (по отношению к склону) уклоном. По этой зоне в направлениях на запад-восток активно развиваются оползни, а также трещиноразрывы субмеридионального простирания, чаще проявляясь на склонах с небольшими (0.5 м) смещениями левосдвигового характера.

Другим примером, свидетельствующим об активных тектонических деформациях поперечных каржантаускому простиранию, является участок "раздваивания" русла Шуробсай, где изпод поверхности четвертичного покрова обнажается древняя "откопанная" поверхность выравнивания, срезающая эффузивные образования палеозоя (элементы залегания: азимут 150° , угол падения 40°). По зоне субмеридионального разлома палеозойские породы и древняя «откопан-

ная» поверхность выравнивания разорваны и смещены по горизонтали на расстояние до 1 км.

Отмеченные выше молодые дислокации позволяют говорить, что по существующей здесь зоне левосдвигового характера породы, слагающие южное крыло Азатбашской горст-антиклинали продолжают испытывать смещения к югу. Общая величина сдвигового смещения за позднеэоцен-голоценовое время оценивается

нами до 2 км [Умурзаков и др., 1996]. Отмечается смещение друг относительно друга Акташского и Азатбашского поднятий на 700-800 м, и Карачатауского (кулисно) на 1-1.5 км. Каржантауская зона разлома протягивается кулисно вдоль их южных склонов, выполняя структуро-контролирующую роль. Примеров активного развития локальных деформационных элементов в этом районе можно привести много.

СОПОСТАВЛЕНИЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ МЕХАНИЗМА ОЧАГОВ НЕКОТОРЫХ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫМИ РЕКОНСТРУКЦИЯМИ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Результаты реконструкции полей напряжений были сопоставлены с определениями механизма очагов по этому региону. Прежде всего обратимся к опубликованным разными авторами данным о механизме очага Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 г. ($M=5.0$). Почти во всех работах в формировании очага Таваксайского землетрясения признается исключительная роль зоны Каржантауского разлома [Ярмухамедов и др, 1979; Безродный, 1981; Касымов и др, 1981; Плотникова и др., 1981; Безродный, Туйчиев, 1987].

По определению механизма очага Таваксайского (1977 г., $M=5.0$) землетрясения (рис. 6а), опубликованного в работе [Плотникова и др, 1981], видно, что сколовые и др., плоскости имеют меридиональное и субмеридиональное простирание, а оси главных нормальных напряжений ориентированы: сжатия – субширотно, почти горизонтально; растяжения – вертикально; промежуточная ось – субмеридионально и почти горизонтально. Авторами работы отмечается, что основной тип смещения при главном толчке характеризовался взбросом по субмеридиональной плоскости (с падением к юго-востоку – см. рис. 6, а).

Полученная Е.М.Безродным [1981; Безродный, Туйчиев, 1987] диаграмма механизма очага землетрясения выглядит несколько иначе (рис. 6, б). Ось сжатия ориентирована в запад–северо-западном направлении, близгоризонтальна. Две другие оси наклонны, ориентированы в северо-западных секторах стереографической проекции. Получены две плоскости с падением: 1) по азимуту 135° и под углом 65° , взброс с правым сдвигом; 2) по азимуту 255° , под углом 48° , пологий взброс с левым сдвигом. Проводя выбор основной плоскости очага Е.М.Безродный [1981, с.108-109]. делает заключение, что "... предпочтительнее плоскость 1 се-

веро-восточного простирания, совпадающая с направлением Каржантауской системы разломов".

Нам представляется, что динамические условия формирования очага землетрясения имеют более сложную картину. Восстановленное для Каржантауской структуры и ее периклинальной части поле напряжений и проявление здесь субмеридиональной, север–северо-западной Шуробсайской левосдвиговой зоны, активно развивающейся в отмеченном поле напряжений, позволяет внести некоторые коррективы в этот вопрос.

Формирование очага Таваксайского землетрясения обусловлено не столько Каржантауским разломом северо-восточного простирания, сколько динамическими условиями взаимодействия сводо-блоковых поднятий, развитием локальных полей напряжений с формированием субмеридиональных и северо-западных зон относительно повышенных касательных напряжений, ведущих к образованию сколовых (лево- и правосдвиговых) структур разных рангов.

Описанная выше диаграмма Е.М.Безродного (рис. 6, б) хорошо согласуется с восстановленным по структурно-геологическим данным полем региональных напряжений (рис. 4, А и рис. 6, в) и, на наш взгляд, отвечает реальным условиям подготовки и механизма Таваксайского землетрясения.

Анализ механизма очагов других сильных землетрясений Каржантау-Кураминского региона показывает, что для большинства из них характерна субгоризонтальная ориентировка оси сжатия (рис. 6). Однако положение других осей определяет различный тип напряженного состояния очаговых зон, предшествующего землетрясениям.

Для очага Чаткальского землетрясения 1946 г. ($M=7.5$) (рис. 6, е) характерен взбросо-сдвиговый

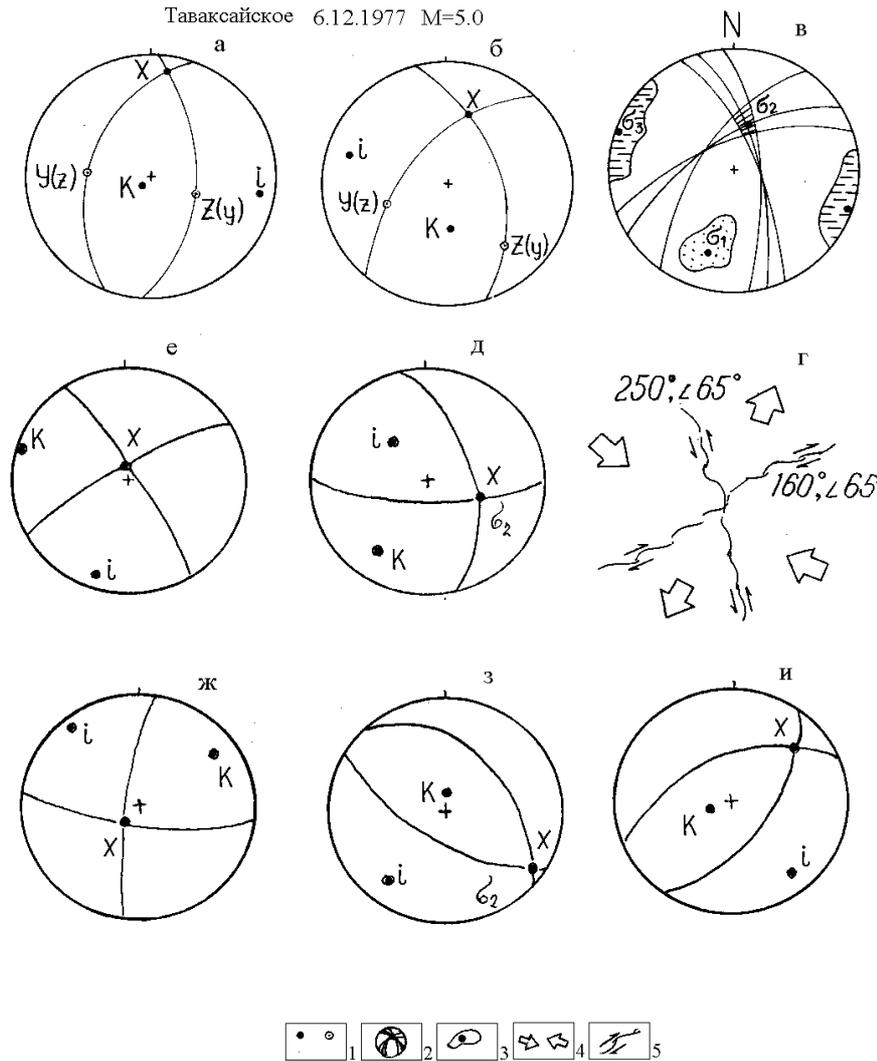


Рис. 6. Примеры диаграмм механизма очагов сильных землетрясений Каржантау-Кураминского региона

1 – выходы осей главных напряжений на верхнюю полусферу сетки Вульфа (*i* – сжатия; *X* – промежуточного; *K* – растяжения; *Y(z)*, *Z(y)* – максимальных касательных); 2 – диаграмма поля напряжений по геолого-структурным данным; 3 – направления сжатия и растяжения; 4 – разрывные нарушения.

a, б – механизм очага Таваксайского землетрясения 6.12.1977 (*a* – [Плотникова и др., 1981]; *б* – [Безродный, 1981]); *в* – диаграмма поля напряжений юго-западной части Каржантау по геолого-структурным данным; *г* – вероятные сколовые плоскости, которые могут проявляться в восстановленном поле напряжений; *д-и* – механизмы очагов некоторых сильных землетрясений Каржантау-Кураминского региона: *д* – Чаткальского 22.10.1971, $M=5.5$; *е* – Чаткальского 2.11.1946, $M=7.5$; *ж* – Бричмуллинского 24.10.1959, $M=5.75$; *з* – Ташкентского 26.04.1966, $M=5.25$; *и* – Назарбекского 11.12.80, $M=5.3$.

тип поля напряжений, возможно связанный с большими глубинами земной коры. Чаткальское землетрясение 1971 г. ($M=5.5$) (рис. 6, *д*) связано с другим типом напряжений, охватывающим, по-

видимому, меньшие глубины и меньший объем земной коры. В целом, большинство очагов этого региона имеют взбросо-сдвиговый характер и соответствуют полю региональных напряжений.

ВЫВОДЫ

Подводя итоги описания и анализа полученных материалов, можно отметить следующее.

В пределах Каржантау-Кураминского региона поле напряжений первого ранга представлено субмеридиональной субгоризонтальной осью сжатия, при наклонном положении двух других осей напряжений. Оно свидетельствует, что нижняя часть земной коры Каржантау-

Кураминской области, обладая повышенной пластичностью, в условиях субмеридионального сжатия образует крупнейшую складку нагнетания (механизм продольного расплющивания) с увеличением мощности земной коры под горным сооружением. Поле напряжений, соответствующее верхним слоям земной коры Каржантау-Кураминского региона (второго ранга), характе-

ризуется как всестороннее сжатие при вертикальной ориентировке активных сжимающих усилий. В таких условиях верхняя часть коры испытывает вертикальное давление и изгибается под действием "мягкого штампа", разрываясь и образуя отдельные горст-антиклинали и грабен-синклинали. В пределах горст-антиклиналей фиксируются поля напряжений третьего ранга, характеризующиеся северо-западным сжатием (поперек простирания структур) и наклонным положением двух других осей главных нормальных напряжений.

Общее напряженное состояние региона определяется взаимодействием отмеченных полей напряжений, охватывающих разные глубинные уровни, которые определяют формирование взбросовых, сбросовых, сдвиговых складчатоблоковых и разрывных структурных элементов.

На примере изучения позднекайнозойской тектодинамики юго-западной части Каржантауской горст мегантиклинали показана возможность детального картирования (масштабы: 1:500 000; 1:100 000; 1:50 000; 1:25 000) полей

напряжений с составлением структурно-динамических карт. Детальные исследования в юго-западной части Каржантауского поднятия позволили выявить новые данные о структуре разломной зоны Каржантауского разлома и активности Шуробсайской левосдвиговой зоны.

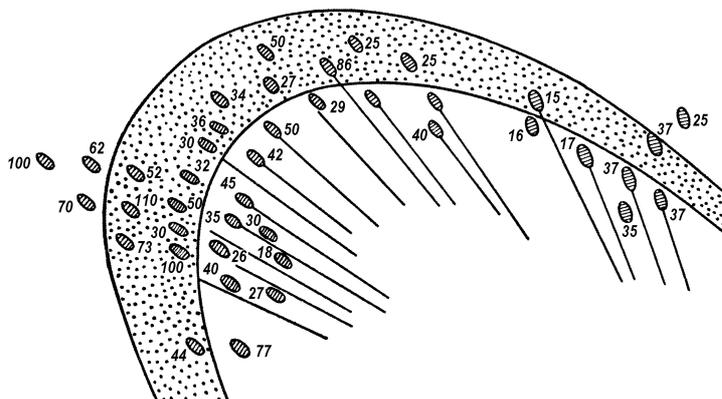
Поле современных тектонических напряжений, фиксируемое в очагах землетрясений, соответствует позднекайнозойскому, свидетельствуя об унаследованном его характере. Формирование большинства очагов землетрясений связывается с региональными тектоническими напряжениями второго и третьего рангов. В частности, механизм очага Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 г. ($M=5.0$) определяется динамическим условием взаимодействия сводо-блоковых поднятий западной части Каржантауского хребта, развитием локальных полей напряжений с формированием субмеридиональных и северо-западных зон относительно повышенных касательных напряжений, ведущих к образованию сколовых (лево- и правосдвиговых) структур разных рангов.

ЛИТЕРАТУРА

- Безродный Е.М.* Механизм очага Таваксайского землетрясения 6 декабря 1977 года и его проявления в поле упругих напряжений // Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясения 1977 года. Ташкент: Фан, 1981. С. 106-112.
- Безродный Е.М., Гуйчиев Х.А.* Механизмы очагов сильных землетрясений Узбекистана. Ташкент: Фан, 1987. 143 с.
- Васильковский Н.П., Репников М.П.* Тектоника и сейсмичность северо-восточной части При-ташкентского района. Ташкент, 1940. 249 с.
- Воейкова О.А., Ибрагимов Р.Н., Николаев П.Н., Умурзаков Р.А. и др.* Опыт тектодинамического анализа формирования новейших тектонических структур Западного Тянь-Шаня // Неотектоника и динамика литосферы подвижных областей территории СССР (материалы Всесоюз. совещ., Таллин, 1982.). Ташкент; 1983. С. 159-165.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гуценко О.И.* // Докл. АН СССР. 1973, Т.210, N2.
- Гуценко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкциях полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере М.: Наука, 1979. С. 7-25.
- Николаев П.Н.* Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка 1977. N 12. С. 103-115.
- Николаев П.Н.* Методика тектонодинамического анализа. М.: Наука, 1992. 340 с.
- Плотникова Л.М., Соколова И.А., Матасова Л.М., Махмудова В.И.* Сейсмические предвестники и особенности проявления Таваксайского землетрясения // Исфара-Баткенское и Таваксайское землетрясения 1977 года. Ташкент: Фан, 1981. С. 87-106.
- Умурзаков Р.А., Ярмухамедов А.Р., Абдуллаев Ш.Х., Ирушкин С.А.* Морфокинематика разрывноскладчатых зон и сеймотектонические проявления Таваксайского геодинамического полигона (юго-западная часть Каржантауского хребта) // Узб. геол. журн. 1996. N 5. С. 32-37.
- Ярмухамедов А.Р., Якубов Д.Х., Саттаров А.С.* Современная геодинамика Восточного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1979. 110 с.

Раздел V

**ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ**



ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ И МЕХАНИЗМОВ РАЗВИТИЯ ПЛИКАТИВНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ (ОБЗОР СУЩЕСТВУЮЩИХ МЕТОДИЧЕСКИХ ПОДХОДОВ)

Ф.Л.Яковлев

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

ВВЕДЕНИЕ

История и значение вопроса. Проблема описания деформаций в земной коре и, более узко, проблема механизма складкообразования возникла в конце XVIII в., когда в ряде горных областей впервые подробно были описаны наклоны и изгибы изначально горизонтальных слоев осадочных пород. Работы по объяснению этих деформаций с тех пор не прекращаются, но проблема так и остается до конца нерешенной. Почти сорок лет назад во вступлении к специальному сборнику статей по проблеме складчатости В.В.Белоусов [1962, с. 3] писал: "От представлений о причинах и механизме складкообразования во многом зависят наши значительно более общие представления о развитии Земли в целом и о характере самых основных процессов, развивающихся в земных недрах". Много позже В.Е.Хаин, обсуждая эту проблему, заметил, что "в последние десятилетия она оказалась отодвинутой на второй план проблемой происхождения океанов, но от этого не утратила своего принципиального значения, ибо ни одна модель глобального тектогенеза не может считаться достаточно совершенной без объяснения генезиса складчатости" [Хаин, 1987, с.122]. Действительно, за последние 30-40 лет интенсивность обсуждения существенно снизилась, хотя дискуссии время от времени и возникали (например, в журнале "Геотектоника" с 1988 по 1995 г. вышла серия дискуссионных статей В.Е.Хаина, Ю.Г.Леонова, Е.А.Рогожина, В.Н.Шолпо, М.Л.Сомина, М.Л.Коппа и К.Б.Сеславинского).

Формирование континентальной земной коры и преобразования в ней могут быть сведены к трем процессам: деформированию больших объемов коры, их метаморфическим изменениям и проявлениям магматизма (в первую очередь – гранитизации коры). Заметим, что методический уровень исследований метаморфических и магматических процессов (в отличие от применяемых обычно методов изучения деформаций) позволяет регистрировать многие параметры этих явлений в численном виде и строить их численные модели. Выявляемые этими моделями связи показывают, что имеющаяся методология еще далека от совершенства. Так, в настоящий момент широко обсуждается явление эксгумации

пород с высокими P/T параметрами [Перчук, 1997]. Здесь проблема состоит в том, что эти породы либо образовывались на малых глубинах, либо существуют неизвестные нам процессы очень быстрого их подъема с глубины. Исследования гранитоидного магматизма в Монголо-Охотском поясе показали не менее парадоксальную связь с глубокими мантийными уровнями распространенных на широких пространствах одновременных импульсов кислых магматических внедрений, которые, соответственно, должны были бы быть основными или ультраосновными по своему геохимическому составу [Леонтьев, 1982]. Поскольку эпизоды развития деформаций в принципе совпадают с этапами интенсивного проявления метаморфизма и магматизма, выяснение природы деформационных процессов (которого можно ждать при количественных исследованиях) способно, видимо, пролить свет и на эти загадки.

Тектонофизика, как известно, занимается описанием и объяснением хрупких (трещины и разрывы) и пластичных (складки и складчатость) деформаций разных, в том числе и крупных, объемов земной коры. В результате исследований деформаций хрупкого типа во многих случаях определяется ряд параметров полей напряжений в численном виде, что позволяет говорить о хорошем методическом уровне этих исследований (работы Ж.Анжелье, О.И.Гущенко, Д.Н.Осокиной и В.Н.Фридмана, В.А.Корчемагина, Ю.Л.Ребецкого, Л.А.Сим, С.И.Шермана, С.Л.Юнги и мн. др.). Исследования механизма и размера деформаций пликативных структур разного масштаба существенно отличаются по своему методологическому уровню, оставаясь для относительно крупных структур, как правило, чисто качественными. В данной работе сделана попытка дать обзор широкого спектра исследований пликативных деформационных структур в их методическом аспекте.

При исследованиях как проблемы складкообразования так и шире – проблемы описания (и измерения) пластической деформации в разное время возникали и развивались разнообразные подходы. Прежде всего надо отметить многочисленные работы по интерпретации складчатой

структуры с точки зрения тех или иных общих геотектонических концепций, в первую очередь Ш.А.Адамии, Г.Д.Ажгирея, В.В.Белоусова, В.С.Буртмана, И.П.Гамкрелидзе, Т.В.Гиоргобиа-ни, М.А.Гончарова, Л.П.Зоненшайна, В.Г.Казьмина, М.Л.Сомина, В.Е.Хаина, В.И.Шевченко, В.Н.Шолпо, Ж.Анжелье, Ж.Деркура, Ле Пишона, Дж.Дэвея, Р. ван Беммелена, а также многих других авторов. В этих работах чаще всего применяется подход, который можно назвать "иллюстративным": рассматривая строение и историю конкретных структур, как правило, крупного размера, авторы дают их интерпретацию с позиций той общей теории (гипотезы), которой они придерживаются. С методической точки зрения такой подход вполне допустим, но он приводит к появлению довольно большого числа интерпретаций, которые трудно сравнивать друг с другом. Критерий успешности для таких работ может быть один – принимается или нет данная интерпретация научной общественностью. Соответственно, спорность построений в том или ином отношении всегда существует и с течением времени оценка таких работ может меняться. С нашей точки зрения, более совершенным является анализ определенных особенностей природной структуры и сопоставление их с такими ключевыми чертами структуры, которые следуют из сравнения нескольких анализируемых моделей, что позволяет в принципе производить обоснованный отбор моделей.

К сожалению, указанный методический подход в исследованиях пликативных структур мало кем используется. Такого рода анализ в первую очередь должен базироваться на исследовании типа и размера пластических и хрупких деформаций разного масштабного уровня, что указывает на исключительную важность введения в обиход исследований, основанных на количественных характеристиках деформаций. Нужно отметить, что именно такой методический подход (сравнение на количественном уровне нескольких конкурирующих моделей) успешно реализуется в платформенных областях при анализе палеонапряжений (работы Ж.Анжелье, Л.Сим) и в областях развития сейсмичности – при анализе современных полей напряжений (работы О.И.Гущенко, Ю.Л.Ребецкого, С.Л.Юнги). К сожалению, сложность объектов в областях сильно развитых складчато-разрывных деформаций не позволяет в полной мере использовать методы анализа палеонапряжений по трещиноватости.

Общеметодологические проблемы изучения деформационных структур. Как и при исследовании любой другой сложной проблемы исследо-

ватели двигались от простого к сложному и от хорошо известного к менее известному. Из-за специфики структурной геологии наилучшим образом были изучены объекты малого размера – те, которые можно изучить полностью в обнажении (включения известной формы и отдельные складки, но не их комплексы), в образце или в шлифе (деформации на уровне минеральных зерен и их агрегатов). При этом у геологов была возможность опираться на знания механизмов деформирования кристаллических веществ и их агрегатов, известные из физики и химии.

В 60-е годы появились работы, объясняющие многие аспекты образования более крупных структур – складок единичного вязкого слоя, окруженного менее вязкой средой, на основе моделей механики и конечно-элементного метода расчета изменения формы тела. Для такого моделирования использовались известные из физики понятия механизмов изгиба и однородной деформации горизонтального сокращения – вертикального удлинения, причем их необходимые комбинации вычислялись как наиболее выгодные с энергетической точки зрения. В последние 10-15 лет значительно улучшилось понимание строения еще более крупных структур в районах развития шарьяжно-складчатой тектоники в передовых прогибах. Этому способствовали успехи геофизики, которая в комбинации с данными бурения все чаще дает достаточно точную картину складчато-разрывной структуры. Опираясь на эти данные, бурно развивающиеся методы "балансирования" профилей, очень простые по сути, но требующие большой работы по подготовке данных и перебору вариантов расчета, позволяют уточнять неясные места в структуре и дают достаточно объективную многостадийную картину развития деформаций. К сожалению, последние из указанных методов исследования опять-таки неприменимы к областям сложной сильно развитой складчатости. Причем, с нашей точки зрения, если складчатость линейного типа, развитую в слабо метаморфических толщах с не затушеванной слоистостью, еще можно исследовать, опираясь на количественные методы, то для метаморфической складчатости количественные исследования механизмов ее формирования смогут развиваться только после получения первых убедительных результатов для складчатости линейной.

Если давать самую общую характеристику основ развития методологии перечисленных основных направлений исследования складчатых структур, то это будет скорее использование достижений смежных дисциплин (физики, химии, механики, вычислительной техники, геофизики), чем разработка собственных специальных мето-

дов. Одно из немногих исключений – упомянутый выше метод создания моделей, как вычислительных, так и с использованием эквивалентных материалов. К сожалению, чаще всего создаваемые модели используются в рамках "иллюстративного" методического подхода, а работы, в которых сопоставляются между собой несколько разных по механизму моделей складчатой структуры или конкретные природная и модельная структура, встречаются крайне редко. Предельным выражением такого "иллюстративного" подхода являются попадающиеся иногда в литературе выводы, которые звучат примерно так: *"...изученный нами в экспериментах процесс способен образовывать складки, а значит, он является основным в формировании складчатости исследуемого района"*.

Сопоставляя методический уровень использования экспериментов в точных науках (физике и химии) и в структурной геологии, следует отметить явно слабое использование анализа численных параметров экспериментов. В то время как в физике или механике эксперимент часто имеет прямое назначение – проверить соответствие численных параметров явления значениям, известным из теоретических расчетов (для проверки и уточнения теории этого явления), – в структурной геологии, в первую очередь в силу специфики объектов, такой подход практически не используется. Дополнительной методологиче-

ской сложностью природных деформаций горных пород является не такое прямое, как в физике, соотношение между реально существующими процессами и механизмами (теоретическими моделями этих процессов). В физике, как правило, существует возможность (в эксперименте) расчленить сложное явление на простые составляющие, для каждой из которых можно найти свою модель (механизм явления). В структурной геологии, наоборот, обычно нет прямой возможности подобного расчленения явления (по причине грандиозности его пространственно-временных рамок). Любое теоретическое расчленение явления не обязательно единственно возможно, а потому будет спорным. Поэтому можно считать отдельной большой методической проблемой в геологии совпадения и различия понятий "процесс" и "механизм". Возвращаясь к предмету обсуждения предыдущего абзаца, можно утверждать, что отсутствие общепризнанной методической базы анализа сложных явлений (процессов) как раз является причиной того, что геологи, изучающие деформационные процессы в земной коре, сконцентрировали свое внимание на наиболее простых объектах, исследование которых является более простым.

Рассмотрение именно методологических принципов существующих исследований деформационных структур земной коры различного размера и является целью статьи.

ДЕФОРМАЦИИ НА УРОВНЕ МИКРОСТРУКТУР

Процессы и механизмы. В тектонофизические исследования безусловно оправданно вошли хорошо изученные в механике как понятия механизмов связной деформации, так и сами механизмы, проявившиеся на микроуровне. Разница в рассмотрении таких механизмов в механике и в геологии состоит в том, что механика имеет возможность непосредственно изучать механизмы, главным образом в сухих металлах, а геология имеет дело с флюидонасыщенными полиминеральными образованиями, подверженными химическим изменениям в ходе деформаций.

Разные исследователи могут выделять разное количество механизмов и приписывать им различное относительное значение. Так, А.Николя [1992] рассматривает механизмы в масштабе монокристаллов и их агрегатов прежде всего в двух состояниях среды – в твердом и с участием флюидов. В структурном отношении для первого случая им выделяются катакластическое течение, сверхпластическое течение, перемещение дислокаций и диффузный перенос.

Катакластическое течение включает в себя относительное перемещение фрагментов различ-

ного размера и ряд других механизмов, а три остальных механизма основаны на пластичности кристаллов. Пластичность осуществляется через точечные, линейные и плоскостные дислокации кристаллической структуры и основанные на этих дефектах скольжение, двойникование, образование полос излома, раскалывание по плоскостям спайности, дислокационную и диффузионную ползучесть.

В качестве одного из важных явлений рассматривается также рекристаллизация, для которой характерно вращение субзерен и миграция границ. В деформациях с участием флюидов кристаллы меняют свою форму главным образом в результате диффузии, но не дислокаций кристаллической решетки. Основное значение здесь имеет механизм растворения под давлением (который может рассматриваться как вариант диффузии), включающий три стадии: ориентированное растворение, перенос и отложение растворенного вещества на различных расстояниях. При этом также наблюдается скольжение по границам зерен и (как крайний случай) разжижение [Николя, 1992]. В отечественной литературе эти

процессы обсуждаются В.Г.Талицким и В.А.Галкиным [1989].

Стрейн-анализ. Рассмотренные представления о процессах и механизмах деформирования составляют методическую базу обширного семейства методов стрейн-анализа, которые применимы к нескольким морфологическим видам внутрислойных объектов [Лукьянов, 1980; Ramsay, Huber, 1983; Lisle, 1985; De Paor, 1988]. Успешность применения методов обуславливается совпадением реальных условий деформирования объектов с теми, которые декларируются.

Наиболее ранним методом такого рода является исследование деформаций включений, изначально имевших сферическую форму. Знаменитое исследование Е.Клооса [Cloos, 1947] касалось деформированных в процессе складкообразования оолитовых известняков. Поскольку оолиты по условиям образования должны иметь почти правильную сферическую форму и окружены тем же известняком, из которого состоят сами, то их форма и ориентировка обязаны совпадать с формой и ориентировкой эллипсоида деформаций. Замеры формы и ориентировки таких включений в обнажении (или в ориентированных шлифах) после простой статистической обработки дают вполне удовлетворительные результаты (рис. 1), однако оолитовые известняки встречаются редко. Обычно дело осложняется тем, что деформированные включения эллиптической (изначально шаровой) формы имеют другой состав, чем матрикс, поэтому их деформация будет заведомо иной, чем деформация матрикса

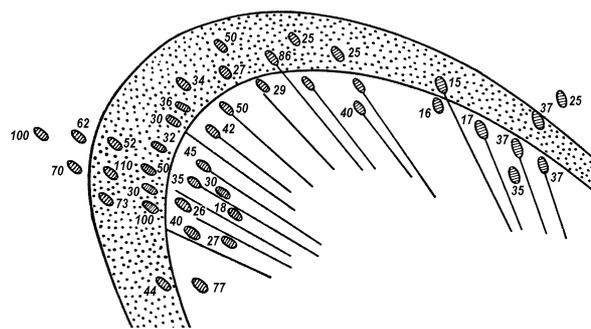


Рис. 1. Деформация оолитов (указаны ее размеры в процентах и ориентировка эллипсоида деформации). По [Cloos, 1947].

(более вязкие включения покажут меньшую деформацию, и наоборот). В этих случаях такие объекты всегда могут быть использованы для выяснения относительной величины деформаций в разных частях более крупной структуры, и только если для каких-то объектов можно определить абсолютную величину деформации по более надежным методам, можно вводить поправочные коэффициенты и после пересчета получить абсолютные цифры. Такие же проблемы характерны и для измерения деформаций по объектам известной формы (рис. 2), как правило, фауны. Причем здесь могут быть использованы пластические деформации разноориентированных объектов известной формы (например, раковин с заведомо прямоугольными соотношениями элементов морфологии) и их хрупкие деформации (классический пример – будинированные и растащенные белемниты). Все эти деформации просчитываются и в прямой, и в обратной задаче. Более сложные случаи представляют собой сово-

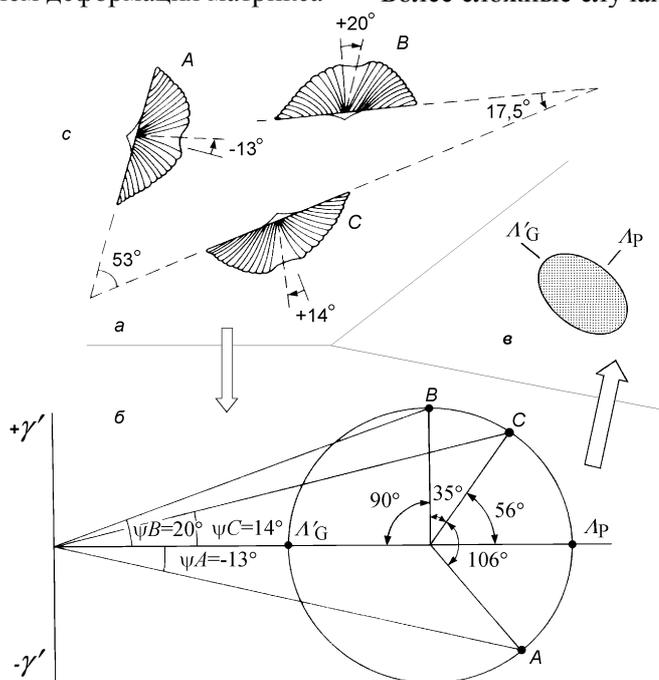


Рис. 2. Деформированная фауна. Показаны замеры (а), процедуры вычислений с помощью диаграммы Мора (б) и результат в виде эллипсоида (в). По [Николя, 1992].

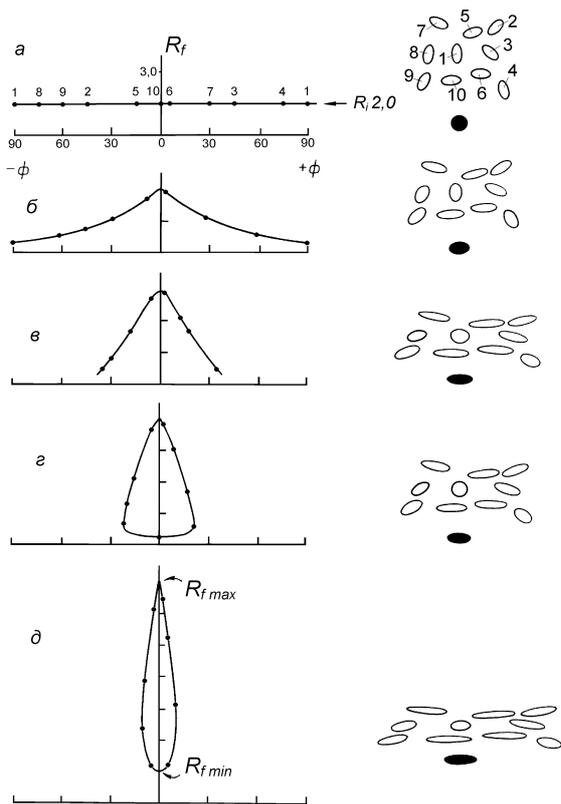


Рис. 3. Совместные деформации изначально хаотически ориентированных эллиптических объектов (справа) и диаграммы Рэмзи «ориентировка ϕ_f – размер деформации R_f » (слева). а - д – стадии деформирования. По [Николя, 1992].

купности изначально эллиптических объектов с разной ориентацией. При однородной деформации таких пород меняется соотношение осей эллипсоидов (R_f) и их ориентация относительно опорного направления (ϕ_f). Зная закономерности таких изменений, можно решать обратную задачу. Такой метод (" R_f/ϕ_f " метод) был предложен Дж.Рэмзи [Ramsay, 1967]: на двухмерной точечной диаграмме по осям абсцисс и ординат откладываются замеры этих двух величин. Точки замеров образуют некоторые кривые (рис. 3).

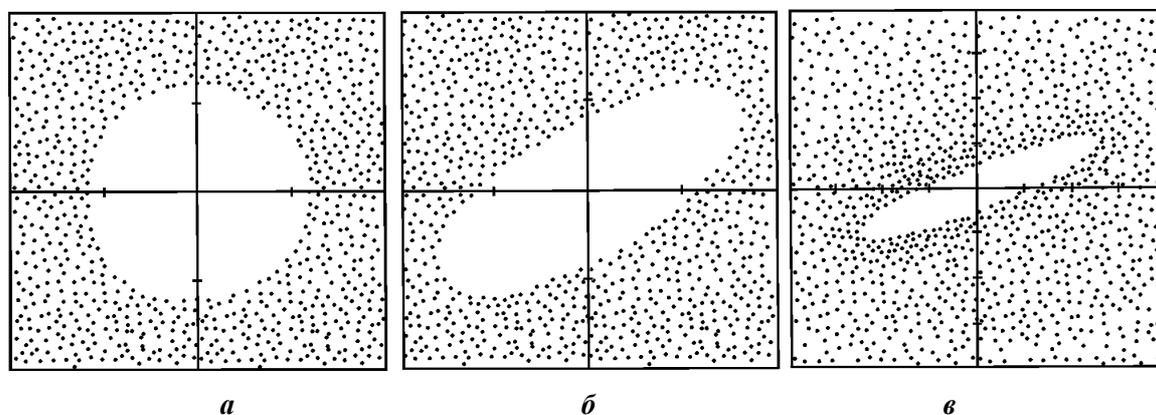


Рис. 4. Диаграммы Фрая для точечных маркеров при отсутствии (а) и разной степени (б, в) сдвиговой деформации. Каждая точка (маркер) помещается в центр диаграммы, при этом на диаграмму наносятся (направление и расстояние) и другие маркеры. Форма центральной зоны соответствует форме эллипса деформаций. По [Николя, 1992].

Сложности, возникающие при применении этого метода, заключаются прежде всего в том, что для природных объектов редко встречаются правильные кривые, чаще это облако точек, которое принято интерпретировать кривой, наиболее правильно описывающей это облако. Вторая сложность – часто встречающаяся изначальная предпочтительная ориентировка эллипсоидных объектов, например галек в конгломератах, что существенно влияет на получаемые оценки.

Другой способ оценки деформаций – по исследованию распределения точечных маркеров. Предполагается, что маркеры (обычно обломочные зерна редко встречающихся пород) распределены равномерно по породе и не взаимодействуют при деформации. Измеряются расстояния m от центра одного маркера до центров соседних маркеров и направления a относительно опорного направления. Замеры выносятся на двухмерную точечную диаграмму, по осям которой откладываются эти значения. Облако замеров будет иметь в центре зияние, форма и ориентировка которого повторяют эллипсоид деформации (рис. 4). Этот метод был предложен Н.Фраем [Fry, 1979]. Для него также существуют ограничения: обследовано должно быть не менее 100 объектов, деформация на расстояниях замеров должна быть однородна и число объектов не должно меняться в процессе деформации.

С некоторым трудом, но для определения конечных деформаций можно использовать и явление переориентировки плоскостных и линейных маркеров (зерен минералов) [Вихерт, 1988]. По одной из модификаций метода подсчитывается (в %) доля удлиненных зерен минералов, ориентированных под определенным углом относительно условного направления, и сравнивается с рассчитанными номограммами [Лукьянов, 1991]. Очевидно, что необходимое условие здесь – хаотическая ориентация этих зерен до деформации и

их сохранение или непоявление новых зерен в процессе деформации.

Как видим, для всех методов стрейн-анализа существуют серьезные ограничения по свойствам объектов (начальные ориентировки, неизменность их числа, иногда – идентичность вязкостных свойств включений и матрикса), причем нет реальной возможности ни оценить степень отклонения результата при определенном несоблюдении какого-либо условия, ни проконтролировать сами эти условия.

Примеры использования методов стрейн-анализа на конкретном природном материале в отечественной литературе можно найти в работах А.К.Худолея.

ДЕФОРМАЦИИ СЛОИСТОЙ СРЕДЫ

Изучение процессов и механизмов на иерархическом уровне отдельных складок. Изучение более сложных объектов, чем внутрислойные, уже не могло опираться на известные знания из физики и механики, поскольку в этих дисциплинах такими объектами практически не занимались. Определенные трудности вызывает даже простая операция определения (выделения) самого объекта. Для этого уже более ста лет существуют несколько вариантов морфологических классификаций складок и складчатости, которые несут главным образом коммуникативную функцию, т.е. название объекта определенным образом должно характеризовать какие-то его свойства, одинаково известные всем геологам. К таким классификациям относятся виды складок по наклону осевой поверхности (прямые, косые, опрокинутые, лежачие, ныряющие), по сохранению мощности в замке (подобные, параллельные), по форме замка и т.д. В соответствии с этим каждая отдельная складка может быть охарактеризована несколькими терминами. Совокупности складок также обычно характеризуются терминами из чисто морфологических классификаций - например, выделяются антиклинории веерообразные и обратновеерообразные. Изучение кинематики (а затем и динамики) объектов, выделенных именно таким образом, представляется весьма затруднительным. Механизмы образования структур, связанных с деформациями слоя или пачки слоев, либо рассматриваются отдельно от их морфологии (с теоретических позиций), либо привязываются к конкретному морфологическому типу складок, однако последнее, как правило, вызывает споры. Весьма неоднозначно также решается вопрос о распро-

Отдельная проблема (решение которой еще будет нами обсуждаться ниже) – то, как далее используются получаемые величины деформаций. Не считается ошибкой выносить эти оценки на геологическую карту довольно мелкого масштаба и на их основе делать палинспастические построения для крупных структур. Корректность таких простых способов обобщения данных может быть поставлена под сомнение. Так, результаты, полученные в свое время Е.Клоосом по оолитам, показывают значительный разброс значений в разных частях даже одной складки. А для флишеидных толщ, как будет показано ниже, разница в деформациях по компетентному и некомпетентному слоям может быть разительной.

странении тех или иных механизмов на структуры разного объема в смысле охватываемой этими структурами слоистости, причем количество привлекаемых механизмов (идей) растет с увеличением размера структур. Поэтому есть смысл рассмотреть сначала механизмы формирования структур минимального объема, т.е. складок.

Если суммировать сведения из большого числа учебников по структурной геологии и монографий, то наиболее часто будет упоминаться механизм изгиба (с возможными разновидностями типа продольный изгиб, изгиб со скольжением, изгиб с течением, сюда же можно отнести складки волочения), когда главным является неизменность мощности слоя (перпендикулярно слою) как на крыле, так и в замке складки, с одной стороны, а с другой - неизменность мощности слоя в процессе деформирования. С механизмом изгиба обычно связывают складки параллельные. Для объяснения складок подобных привлекаются, кроме изгиба, два механизма: скалывание (или неоднородный, простой, осевой сдвиг), для которого обязательна неизменность мощности слоя вдоль осевой поверхности складки, и соосное однородное сплющивание, при котором равномерно увеличиваются в длине все линии, параллельные осевой поверхности складки (и перпендикулярные ее шарниру), и пропорционально укорачиваются все перпендикулярные им линии. Если добавлять к этим простым механизмам представления (или реальные наблюдения) о неоднородных деформациях, о перетекании пластичных пород с крыльев в замки складок, о механизме «волочения», о развитии разрывов или понятия о смене одних механизмов другими в процессе образования реальных при-

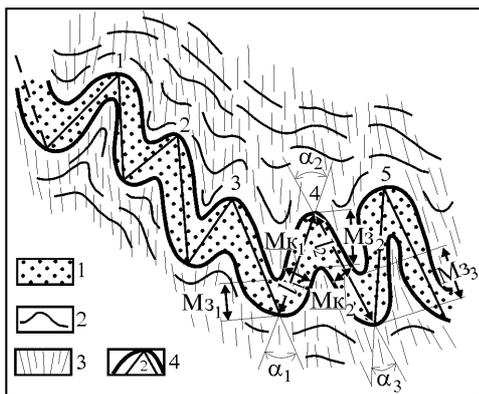


Рис. 5. Складки единичного вязкого слоя (по [Яковлев, 1978]). Показана система замеров геометрии складок.

1 – песчаник, более вязкий слой; 2 – слоистость в аргиллитах, образующих менее вязкую среду; 3 – кливажные поверхности в аргиллитах; 4 – номера отдельных складок в серии. Измерялись длины крыльев, мощность слоя в замке и на крыле, угол схождения крыльев.

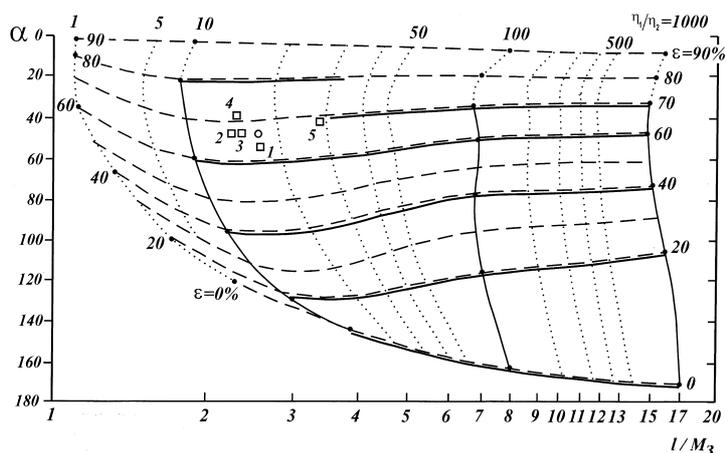


Рис. 6. Диаграмма (по [Яковлев, 1978]) для определения размера деформации и контраста вязкости по замерам геометрии складок единичного вязкого слоя (ЕВС). По осям откладываются: вертикальная ось – угол схождения крыльев; горизонтальная ось – отношение длины крыла к мощности слоя в замке. Субвертикальные линии сетки (точки и сплошные) – контраст вязкости (отношение вязкости слоя к вязкости среды), субгоризонтальные (сплошные и штриховые) – размер сокращения в процентах. Квадратики (1-5) — положение замеров отдельных складок из серии на рис. 5. Кругок — среднее для величин сокращения и контраста вязкости для всей серии по данной диаграмме.

родных структур, а также представить себе, что все это преломляется каждым геологом сквозь призму собственного опыта, то появляется такая многомерная палитра, описать которую хотя бы приблизительно просто нет возможности. При такой неоднозначной систематизации механизмов формирования отдельных складок вполне естественно выглядит почти полное отсутствие общепризнанных количественных методик идентификации (фиксации) механизмов или их комбинаций. Не существует также общепринятых методик определения размера деформаций, поскольку только надежная диагностика механизмов может обеспечить правильное определение размера деформаций.

Тем не менее существует по крайней мере один тип простых складчатых структур, механизм формирования которых неоднократно был исследован, и с результатами таких исследований согласны и геологи, и механики. Речь идет о складках единичного вязкого слоя, окруженного менее вязкой средой, описанных у М.Био [Biot, 1961], Х.Рамберга [Ramberg, 1963], П.Хадлстона [Hudleston, Stephanson, 1973; Hudleston, Lan, 1994], А.С.Григорьева и В.П.Ионкина [1972, 1975] и др.

Несмотря на очевидную сравнительную простоту решения прямой задачи (когда по определенной модели вычисляют геометрию складки, при этом знают все ее параметры), практически отсутствуют общепринятые методы решения обратной задачи (определение по геометрии складки всех важных ее параметров). Одно из немногих исключений – методика, использующая одно из решений, в котором к действию изгиба и сплющивания добавлено действие скалы-

вания [Яковлев, 1978]. Методика основана на замерах углов схождения крыльев складок, длин крыльев и мощностей слоя в замке и на крыле (рис. 5). По замерам этих параметров в модели (из [Hudleston, Stephanson, 1973]) построены номограммы, на которые могут быть нанесены замеры геометрии природных складок (рис. 6). Сетка изолиний значений размера сокращений и изолиний контраста вязкостей на номограммах позволяет судить о размере сокращения и контрасте вязкостей природных структур.

Примерно тот же прием был применен для создания похожей методики определения размера сокращения складок пачек слоев (рис. 7). Использовалась расчетная модель изменения геометрии более компетентного кливажированного слоя, в которой в замке складки действовал только механизм сплющивания (поскольку изгиб и скалывание не меняют мощности слоя в замке), а наклон слоя, его мощность и ориентировка кливажных поверхностей на крыле складки изменяются под действием разных долей поворота (изгиба), сплющивания (той же величины, что и в замке) и скалывания [Яковлев, 1981]. По результатам расчетов были построены двухмерные номограммы, в которых по одной оси откладывался угол наклона слоя на крыле, а по другой – отношение мощности слоя на крыле к его мощности в замке (в номограмме Б) и угол между напластованием и кливажными поверхностями (в номограмме А). На номограммах нанесены изолинии значений размера сокращения (перпендикулярно осевой поверхности складки) и изолинии доли механизма изгиба в общем сокращении. По замерам геометрии слоя, нанесенным на номограммы, можно судить о размере

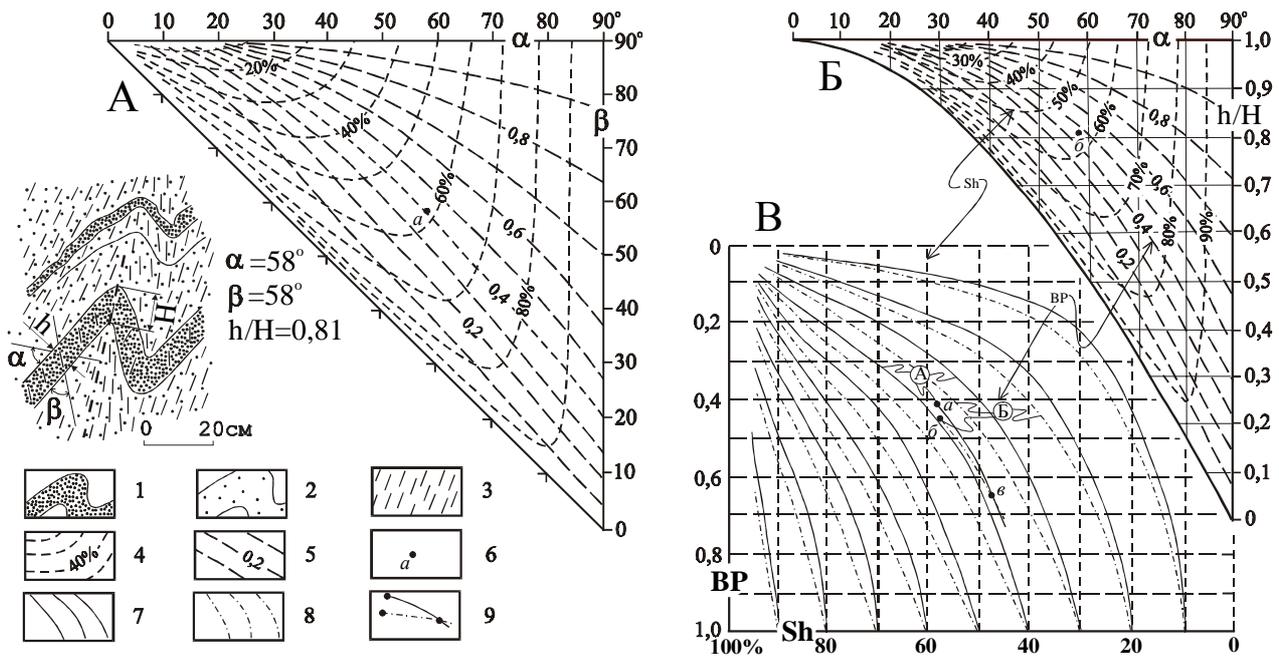


Рис. 7. Схема замеров геометрии складки пачек слоев (ПС) и совокупность диаграмм для анализа механизмов образования и величины сокращения складок этого типа. Измеряются наклон слоя относительно перпендикуляра к осевой поверхности складки α , угол между кливажем и слоистостью β , мощность слоя в замке H и мощность слоя на крыле h . Диаграммы: *A* - наклон слоя — угол кливаж-слоистость (определяется размер сокращения Sh и доля изгиба BP – backling part), *B* - наклон слоя — отношения мощности слоя на крыле к его мощности в замке (определяется размер сокращения Sh и доля изгиба BP – backling part), *B* - для введения поправок за действие механизма скальвания.

1 - песчаник (компетентный слой); 2 - аргиллиты (некомпетентный слой); 3 - кливажные поверхности; 4 - изолинии сокращения на сетке диаграмм *A* и *B*, а также координатная сетка диаграммы *B*; 5 - изолинии доли изгиба в сокращении (изгиб+сплющивание) на этих же диаграммах; 6 - позиция замеров геометрии складки в сетке диаграммы *A* (*a*), в сетке диаграммы *B* (*b*) и в сетке диаграммы *B* (*б*); 7 - семейство кривых для механизма скальвания для диаграммы *A* (совокупности возможных позиций на сетке $Sh - BP$ геометрии складки - α и β - с неизменными реальными параметрами сокращения и доли изгиба, но при разных величинах скальвания); 8 - то же для диаграммы *B*, 9 - операция определения истинных значений сокращения и доли изгиба путем нахождения общей точки (*б*) для двух линий скальвания. Для этой точки скальвание отсутствует. По материалам [Яковлев, 1981].

сокращения складки. К сложностям этих двух методик следует отнести возможные несоответствия постулируемых реологических свойств модели реально существовавшим для природных структур (возможно, и изменявшимся в ходе деформации) для первой методики и необязательность совпадения кливажа и первичного перпендикуляра к поверхности напластования для вто-

рой. Тем не менее результаты применения первой методики к исследованию экспериментов показывают ее разумную точность (см. табл. 1), а сравнение результатов применения первой и второй методик для природных складок обоих типов, находящихся недалеко друг от друга в однородной тектонической структуре, указывает на очень хорошую их корреляцию (рис. 8).

Таблица 1

Сравнение величин сокращения в одном из экспериментов [Dixon, Tirrul, 1991] – истинного (по увеличению исходной мощности всей модели) и полученного по измерениям складок единичного вязкого слоя по методике [Яковлев, 1978]. Лучшие решения находятся в квадратах с заливкой.

Сокращение модели	Стадии эксперимента (по [Dixon, Tirrul, 1991])			
	F-14-III	F-14-IV	F-14-V	F-14-VI
L_0/L_1 (истинное, по измерениям мощности модели)	1.25	1.38	1.46	1.61
1.- Решение по диаграмме <i>A</i> к.в. – контраст вязкости	1.27 к.в.=2	1.69 к.в.=7.5	1.82 к.в.=1.65	2.11 к.в.=10.5
2.- Решение по диаграмме <i>B</i>	1.33 к.в.=3.5	1.6 к.в.=5.0	1.82 к.в.=1.9	2.04 к.в.=7.5
3.- Окончательное решение по диаграмме <i>B</i>	Нет решения	1.75 к.в.=8.0	1.59 к.в.=4	2.22 к.в.=12
Размер осевого сдвига, измеряемого как разница между решениями 1 (или 2) и 3	Нет решения	до - 0.15	0.23	до - 0.18

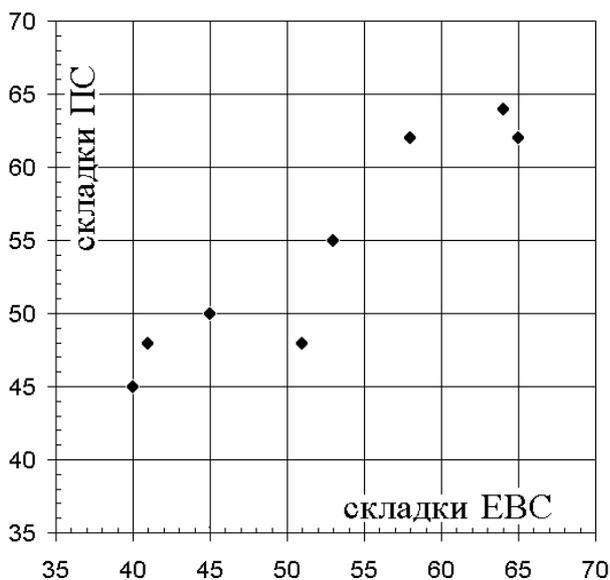


Рис. 8. Сравнение результатов определения размера сокращения (в процентах) по методам для складок EBC и ПС для ряда локальных природных структур Чиаурской зоны Большого Кавказа.

На примере небольшой модификации второй модели можно показать возможное соотношение результатов определения размера деформаций по методам стрейн-анализа и методам анализа геометрии отдельных складок (рис. 9). В предлагаемом подходе будем полагать, что два слоя одинаковой мощности (компетентный и некомпетентный) образуют подобную складку определенной комбинацией простых механизмов изгиба¹ и сплющивания путем последовательного изменения их геометрии. При этом на каждом этапе изменения формы компетентного и некомпетентного слоев вычислялись как в крыле, так и в замке в двух стадиях, соответствующих этим простым механизмам (рис. 9). На крыле на стадии продольного изгиба компетентный слой испытывает поворот (наклон), в некомпетентном тот же поворот сопровождается простым сдвигом вдоль слоя (механизм поворота с перекашиванием [Яковлев, 1981]). С точки зрения механики такое сочетание деформаций возможно при отношении вязкостей слоев более 10. В обоих слоях на этой стадии нормальная мощность не меняется. Величина сдвига в некомпетентном слое по условию подобности складки такова, что линии первичных перпендикуляров в паре слоев (отрезки А–Б и Б–В) образуют соответственно прямой и обратный веер, а линия А–В остается параллельной осевой плоскости. В замке на этой стадии компетентный слой не меняет своей мощности (отрезок Г–Д), а некомпетентный свою мощность увеличивает таким об-

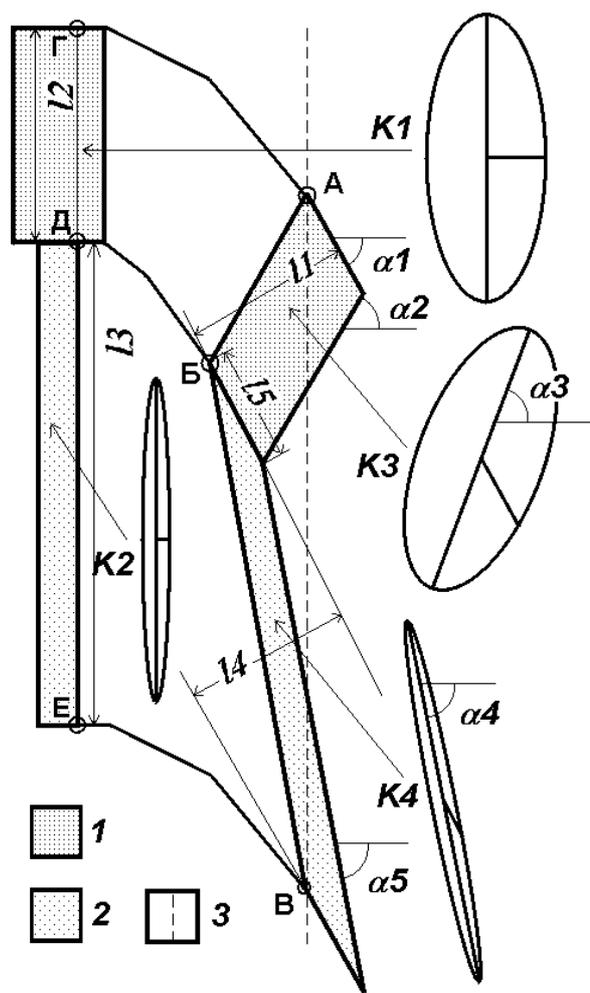


Рис. 9. Модель формирования складки чачек слоев (пояснения в тексте). Значения рассчитанных параметров складки: исходные мощности слоев 75 и 75, длина отрезка крыла – 75; общее сокращение $K=0.396$; сокращение по эллипсам деформаций (показана длинная ось и ориентировка слоя) $K1=0.643$, $K2=0.286$, $K3=0.668$, $K4=0.251$; мощности слоев $l1=90.7$, $l2=116.7$, $l3=262.5$, $l4=90.7$, длина отрезка крыла $l5=62.0$; ориентировки отрезков и осей эллипсов $\alpha1=61.4^\circ$, $\alpha2=-59.8^\circ$, $\alpha3=-69.8^\circ$, $\alpha4=78.7^\circ$, $\alpha5=79.5^\circ$.
1 – компетентный слой; 2 – некомпетентный слой; 3 – ориентировка осевой плоскости.

разом, что общая длина отрезков Г–Д и Д–Е (отрезок Г–Е) совпадает с длиной отрезка А–В, что диктуется условием подобности складки. Следует заметить, что длины отрезков Б–В и Д–Е являются достаточно близкими, а в случае исходного отношения мощностей компетентного и некомпетентного слоев не 1:1, как на рис. 9, а 1:10 и менее – практически совпадают. Поэтому такое увеличение мощности некомпетентного слоя в замке можно считать следствием механизма поворота с перекашиванием, и это вполне заменяет общепринятый механизм нагнетания пластичных слоев в замок складки. На стадии сплющивания все горизонтальные (перпендикулярные осевой поверхности) линии в компетентном и некомпетентном слоях на крыле и в замке испытывают определенное укорочение. По условию плоской деформации площадь поперечного сечения линейной складчатости должна сохраняться и, соответственно, все вертикальные ли-

¹ Здесь и далее используются представления о геометрических (кинематических) механизмах, не совпадающие с принятыми в механике (динамике).

нии пропорционально увеличиваются. Понятно, что наклонные линии при этом увеличивают свой наклон и уменьшают длину, если угол их наклона относительно горизонтали меньше 45° , и увеличивают длину, если он превышает эту величину. Мощность компетентного слоя в замке складки увеличивается только на этой стадии.

Специально написанная компьютерная программа позволяет повторять эти вычисления циклически с небольшими приращениями изгиба и сплющивания, тем самым моделируя их одновременное действие. На рис. 9 приведен пример с изгибом (поворотом) на 1° и сплющиванием на 1% в каждом цикле для складки с одинаковой мощностью компетентного и некомпетентного слоев. После 44 циклов вычислений общее сокращение структуры в направлении, перпендикулярном осевой поверхности складки (отношение горизонтального проложения слоя в складке к его исходной длине), составило $K=0.396$ при наклоне крыла 61.4° . В модели вычислялись также «деформации внутри слоя». Для этого в каждой из четырех ситуаций рисовался круг как совокупность концов 720 отрезков одинаковой длины, помещенных другим концом в центр круга. Ориентировка и длина отрезков менялись в соответствии с действовавшими геометрическими механизмами. Вычислялась «деформация формы исходного круга» как аналог обычного эллипсоида деформации для деформированных включений (отношение длины наиболее короткого отрезка к его исходной длине). Эти деформации для компетентного слоя и в замке, и на крыле (величины сокращения) были близки ($K=0.643$ и $K=0.668$), ось эллипса на крыле имела наклон -69.8° (прямой веер кливажа). Для некомпетентного слоя на крыле деформация формы исходного круга составила $K=0.251$ с наклоном длинной оси эллипса 78.7° (обратный веер), деформация в замке $K=0.32$. Как легко видеть, вычисление в действительности имеющего место общего сокращения складки ($K=0.4$) по четырем цифрам сокращения в эллипсах деформации может вызвать затруднения и, полагаем, значительные ошибки, если часть данных будет отсутствовать. Заметим, что ключевыми здесь являются данные о величине деформации в замке и на крыле для компетентного слоя в совокупности с данными о наклоне крыла и мощностях слоя в замке и на крыле.

Данную модель нужно считать только самым первым приближением, поскольку с точки зрения механики используемое здесь постоянное соотношение между приращениями поворота и сплющивания некорректно, и реально должно меняться в соответствии с физическими законами, определяющими характер деформационного

процесса. Считается, например, что для природных структур доля сплющивания велика при малых углах наклона слоев, сильно уменьшается при средних и опять увеличивается при больших углах наклона.

Возвращаясь к исследованиям деформации внутрислойных объектов, можно указать следующее. Несмотря на то, что разнообразные модификации методов стрейн-анализа считаются хорошо апробированными и широко используются, существуют значительные методические проблемы этих методов, а вопрос интерпретации таких результатов для исследования деформаций большого объема может оказаться очень непостоянным. Один из немногих, кто занимается проблемой соотношения деформаций разного объема, — Дж.Рэмзи [Ramsay, Huber, 1987]. Пример использования предлагаемого им метода можно видеть в работе А.К.Худолея и С.А.Семилеткина [1992] (рис. 10). Для его использования необходимо знать величины внутрислойных деформаций по какому-либо слою вдоль всего профиля, что позволит вносить поправку в длину этого распрямляемого слоя. С нашей точки зрения, прямое исследование геометрии складок может дать значительно более надежные результаты.

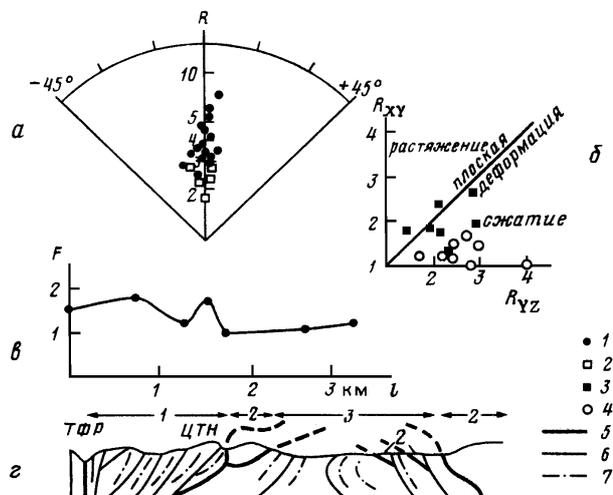


Рис. 10. Количественная оценка деформаций с применением методов стрейн-анализа для Таласского Алатау (по [Худолей, Семилеткин, 1992]): а — размер деформации для гравелитов узунакматской свиты по методу R_i/O_i в модификации [De Paor, 1988], позволяющем учитывать явление растворения под давлением; б — диаграмма Флинна; в — график зависимости поправочной функции F от расстояния l для одной из складок (по методу [Ramsay, Huber, 1987]), по которой доскладчатая длина слоя связана с площадью под графиком F (современный отрезок профиля 1.4 км, длина слоя 3.1 км, доскладчатая длина слоя 4 км); г — обобщенный структурный профиль через Таласский Алатау: 1 — Узунакматский блок, 2, 3 — Карагаинский блок: (2 — таласский тип разреза, 3 — кумыштагский тип разреза).

1, 2 — форма и ориентировка эллипсоида деформаций; 1 — плоскость XZ, 2 — плоскость XY; 3 — гравелиты узунакматской свиты; 4 — пятна оглеения кызылбельской свиты; 5 — тектонические покровы и Таласо-Ферганский разлом (ТФР); 6 — чешуйчатые надвиги (ЦТН — Центрально-Таласский надвиг); 7 — осевые плоскости складок.

Изучение процессов и механизмов на уровнях структур от нескольких складок до антиклинорий. Для структур, имеющих размеры большие, чем одна складка, методические проблемы, связанные с изучением процессов их формирования, только увеличиваются. Если отталкиваться от общеизвестных представлений, которые были распространены 10-20 лет назад, то следует прежде всего отметить определенную конкуренцию идей мобилизма и фиксизма. Исследователи, придерживавшиеся этих двух направлений, стремились объяснить образование крупных природных структур, применяя те механизмы, которые не противоречили бы используемой относительно простой идеологии. Соответственно, привлекаемые для объяснений механизмы имели, как правило, чисто качественный (не количественный) характер, и оценки деформаций на основе решения количественных прямых и обратных задач не проводились. Главный механизм, разработанный в рамках фиксистой концепции В.Н.Шолпо и М.А.Гончаровым, носит название адвективного [Шолпо, 1978; Гончаров, 1979, 1988; Шолпо и др., 1993]. Основной его смысл сводится к возникновению, вследствие процессов метаморфизма, обстановки инверсии плотностей в масштабе всего геосинклинального осадочного слоя с одновременным уменьшением вязкости всех пород. Возникающее движение конвективного типа ограничивается половиной единственного оборота: ставшие более легкими породы основания толщи меняются местами с породами кровли, имевшими неизменную плотность, но на короткий период оказавшимися более плотными. После того как они поменяются местами, процесс прекращается. Утверждается на качественном уровне, что возникающие при адвекции деформации (рис. 11, 12) достаточны для возникновения складчатости, аналогичной природной. Такой механизм позволяет, с точки зрения авторов, объяснить все развитие крупной области, не обращаясь к горизонтальному сокращению пространства, т.е. не прибегая к сближению плоскостей крупных глубинных разломов, контролировавших развитие всей области на протяжении тектонического цикла (для Кавказа – начиная с триаса). Заметим, что наши неоднократные количественные проверки этой модели (сделанные на ее же основе) показывают, что на Кавказе не существует структур, в которых отсутствует масштабное горизонтальное сокращение, хотя для ряда тектонических зон механизм адвекции может иметь место [Яковлев, 1987, 1997а, 1999]. Если сторонники фиксистских позиций отмечают наличие адвекции и не видят возможностей для общего горизонтального сокращения, то многие сторонники мобилизма,

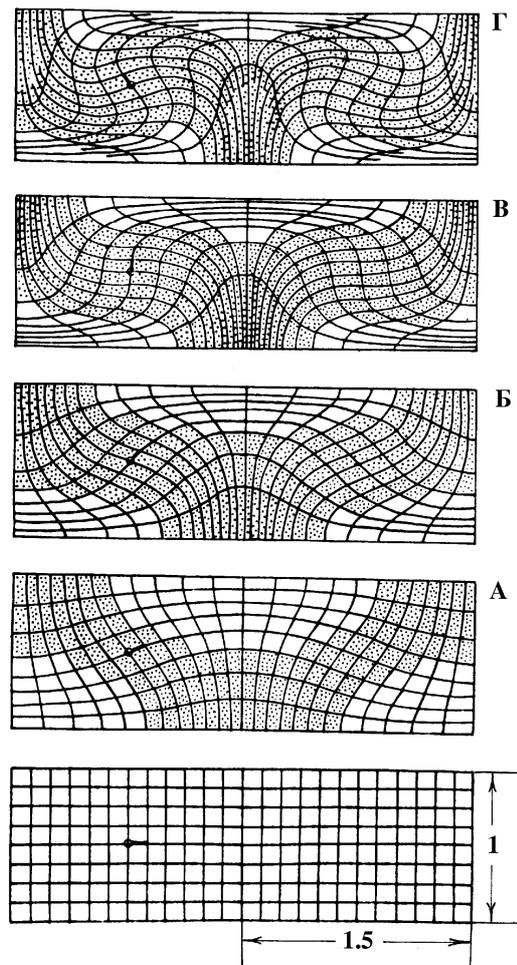


Рис. 11. Модель адвекции Гончарова (по [Гончаров, 1979], с изменениями) для ячеек с соотношением сторон 1:1.5. Показано исходное состояние для двух ячеек и стадии развития (А — Г); крапом показано пространство, в котором должны развиваться складки.

напротив, видят только сокращение пространства и не обращают никакого внимания на возможное действие адвекции.

В рамках мобилистических представлений первоначально очень важными считались наблюдения над вергентностью осевых поверхностей складок. Складкообразование, связанное с укорочением слоистой толщи и пододвиганием жестких плит, сопровождается наклоном осевых поверхностей (за счет трения на подошве) в ту сторону, откуда двигается плита, подстилающая осадки. Это может приводить даже к запрокидыванию всей структуры с образованием покровов. Разумеется, сокращение в простых случаях подсчитывалось методом распрямления складок, а для самых крупных структур как прежде, так и сейчас для подсчета сокращения используются палеомагнитные данные. В настоящее время, в основном в западной литературе, применяются несколько разновидностей вычислительных процедур, называемых балансированием разрезов. Материалом для них служат разрезы, точно по-

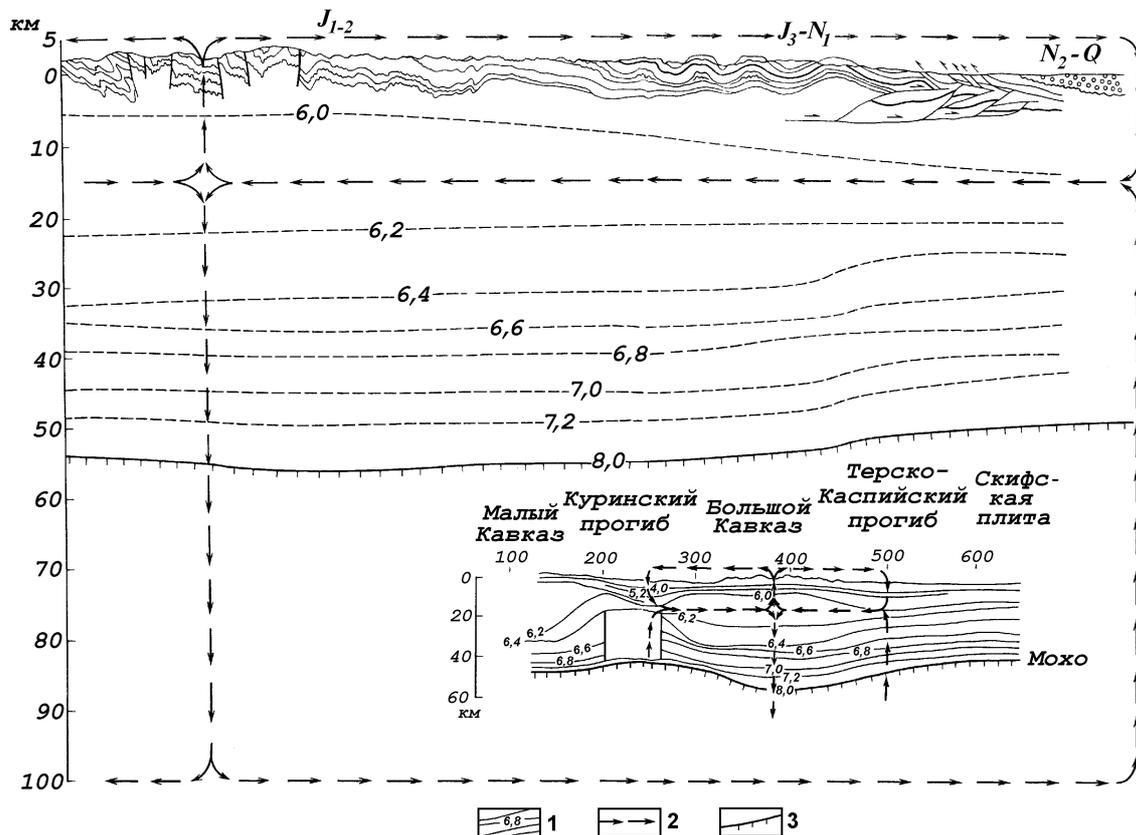


Рис. 12. Модель Дагестана (по [Шолто и др., 1993], с незначительными изменениями). Показан общий вид ячеек, соотношение их с геофизическими границами и положение детальной структуры по отношению к центральной части модели (врезка внизу).

1 – изолинии скоростей распространения сейсмических волн, 2 – основные направления движения, 3 – граница Мохоровичича.

строенные на основе бурения и геофизических методов (МОВ, КМПВ и др.). В результате удастся не только построить доскладчатый разрез и выбрать разумные варианты его строения в сложных для интерпретации случаях, но и показать поэтапное развитие деформаций. Конечно, при этом несложно получить все параметры деформации. Эти работы широко ведутся в относительно просто устроенных предгорных прогибах (рис. 13) и важны для нефтегазовых поисков, поскольку в этом случае существенно уточняется структура ловушек. Основное ограничение метода балансируемых разрезов – постулат о неизменной мощности слоя – в принципе разумно, поскольку соответствует типичным свойствам литологического разреза этих структур [Hossack, 1979; Прокопьев, 1989]. Однако эти методы не применимы для более сложных по устройству внутренних областей подвижных поясов. Для нас также существенно, что здесь исчезает элемент исследования самого механизма деформирования, поскольку принципиально используется только одна модель. Подробнее о построении балансируемых разрезов можно прочитать в обзоре [Гайдук, Прокопьев, 1999].

Здесь удобно упомянуть методики исследования складчатости, которые относятся скорее к районированию и сравнению природных структур по морфологии складчатости. Метод текто-

нофациального анализа Е.И.Паталахи [1985] опирается на эмпирически найденные сочетания ряда структурных параметров, включая наличие или отсутствие специфических структур типа мелких складок, кливажа и т.д. Метод морфологической сложности складчатости, активно используемый Е.А.Рогожиным [1987], включает оценки геометрии складчатости, а также наличие или отсутствие ряда других признаков. И тот, и другой методы являются достаточно мощным инструментом сравнения структур, но корректное (по всей совокупности параметров) сопоставление получаемых материалов с какой-либо моделью складчатости практически невозможно, поэтому, с нашей точки зрения, они как методы исследования механизма образования складчатости неперспективны.

Количественные исследования геометрии складчатых структур разного объема. Дальнейшее изложение будет базироваться главным образом на собственных многолетних разработках автора, ранее частично опубликованных [Яковлев, 1987, 1997а, б, 1999].

Основа развиваемого нами подхода, который позволяет формализованно описывать морфологию (геометрию) структур больших, чем отдельные складки, и механизмы их формирования, лежит в рассмотрении складчатой структуры как

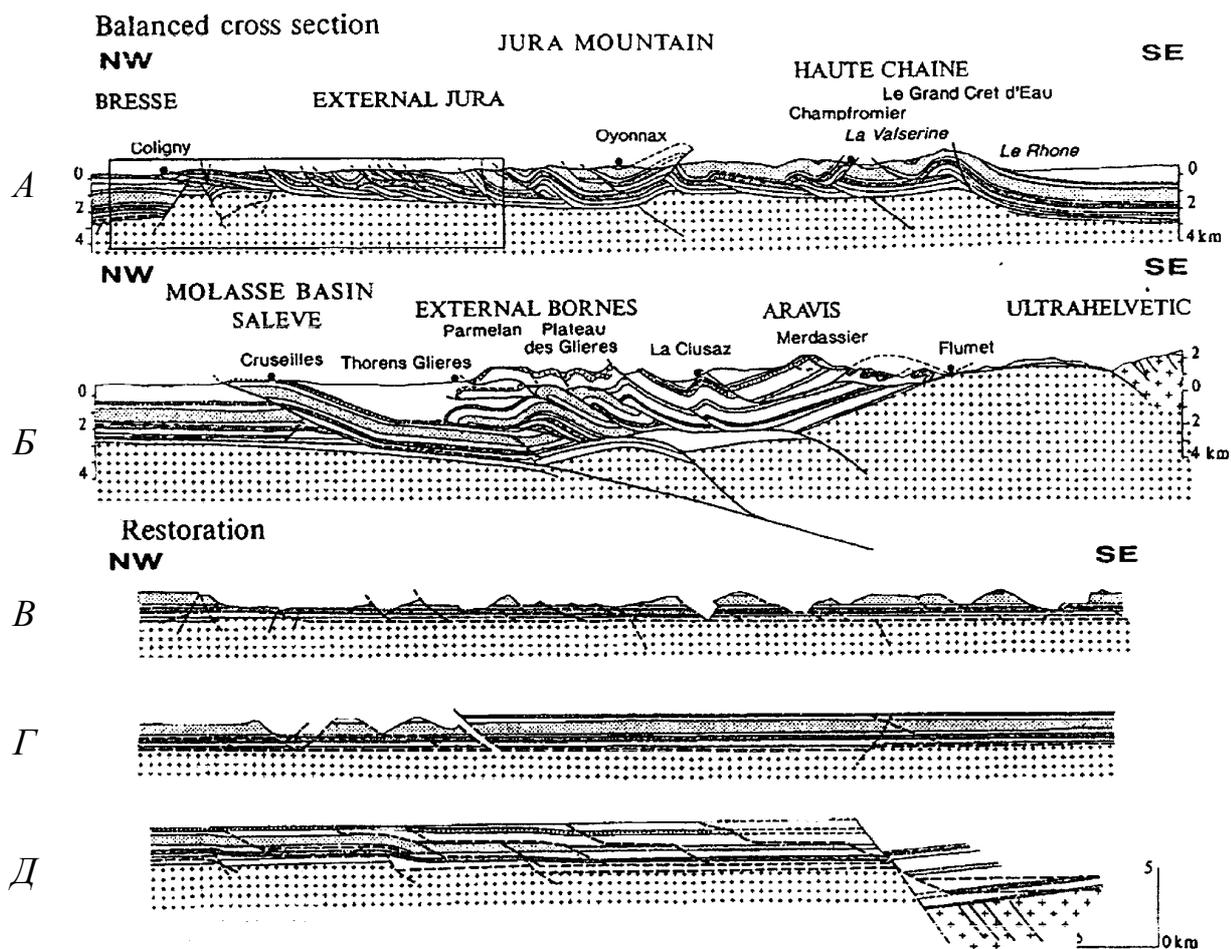


Рис. 13. Балансированный разрез через Западные Альпы (по [Guellec et al., 1990]). Показана современная структура (А и ее продолжение — В) и ее доскладчатое состояние с положениями плоскостей сместителей (В, Г, Д).

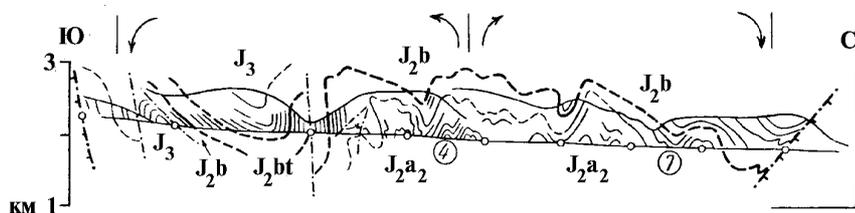


Рис. 14. Структурный разрез через Тфанскую тектоническую зону Большого Кавказа (по [Рогожин, Яковлев, 1983], с некоторыми добавлениями). Показаны две структурные ячейки (стрелки) и границы восьми доменов (кружки, указаны домены 4 и 7).

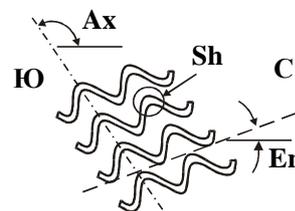


Рис. 15. Замеры геометрии домена (по [Яковлев, 1997а]), пояснения в тексте.

системы прежде всего иерархической. Кроме рассмотренных выше внутрислойных объектов (I уровень) и отдельных складок (II уровень), следует выделять как минимум складчатые домены (III уровень), структурные ячейки (IV уровень), тектонические зоны (V уровень), совокупности тектонических зон типа мегантиклинорий (VI уровень) и, наконец, подвижные пояса целиком (VII уровень) [Яковлев, 1997а].

Так, для исследования механизмов образования тектонических зон необходимо иметь несколько детальных пересечений, в каждом из которых выделяются структурные ячейки как части структур от ядра локального антиклинория до ядра локального синклинория (рис. 14). В каждой ячейке выделяется не менее трех складчатых доменов, каждый из которых является сово-

купностью складок примерно одного облика (по сжатости складок и по наклону осевых поверхностей). В каждом домене измеряются наклон осевых поверхностей складок Ax, наклон зеркала складок En, размер сокращения складок Sh ([Яковлев, 1997а], рис. 15).

Исследование в рамках складчатых доменов может опираться на разложение деформационного процесса на три простых механизма (рис. 16). На первом этапе домен поворачивается до горизонтального положения зеркала складок (механизм поворота), на втором осевые поверхности приводятся к вертикальному положению в результате простого сдвига (горизонтальное перекашивание). Последняя операция – растяжение (обратная сплющиванию). Ориентировка отрезка профиля l и его длина, а также размер сокраще-

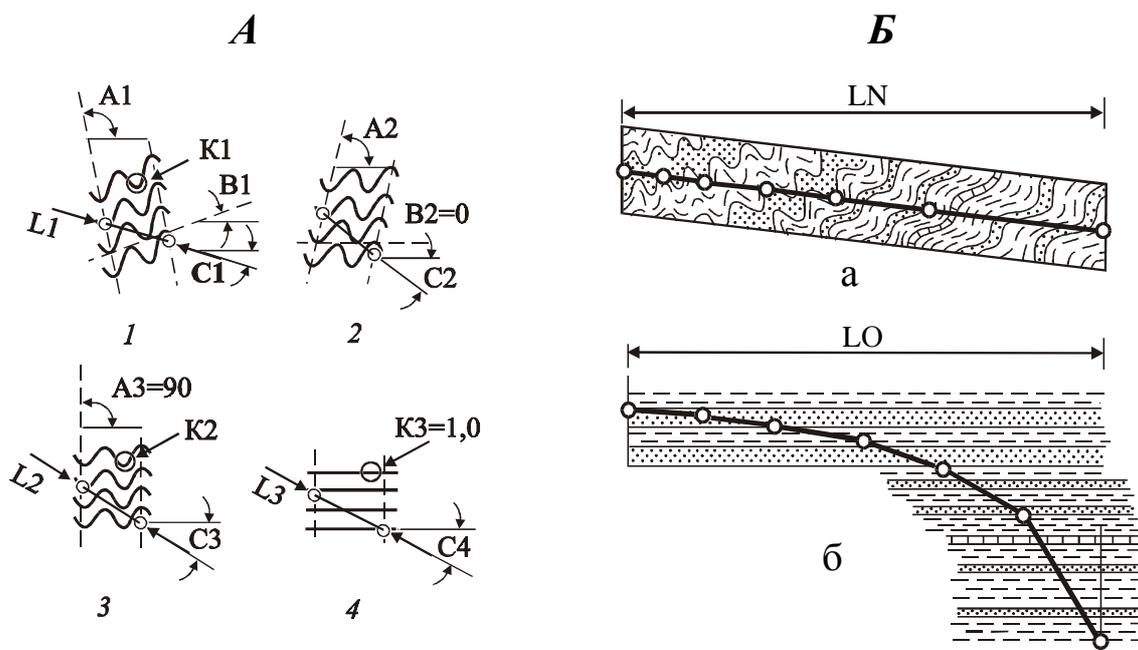


Рис. 16. Восстановление доскладчатого положения доменов [Яковлев, 1987]. *А* – Последовательность кинематических операций для доменов: 1 – исходное состояние, 2 – состояние после *поворота*, 3 – состояние после *горизонтального перекашивания*, 4 – состояние после *растяжения*. *Б* – результаты восстановления: *а* – современная структура, состоящая из нескольких доменов, *б* – та же структура после восстановления каждого домена и их объединения.

ния складок меняются в результате этих операций и легко могут быть вычислены. В результате получается доскладчатое положение отрезка профиля внутри слоистой толщи с начальным его наклоном и длиной. Подставляя такие восстановленные домены друг к другу, несложно получить доскладчатое положение всего профиля.

Однако, как показывает опыт исследования природных структур, при значительном наклоне осевых поверхностей складок может оказаться, что доскладчатое горизонтальное положение отрезка меньше, чем в складчатой структуре, что формально означает растяжение и свидетельствует о значительной деформационной неоднородности более крупной структуры. Реально это также означает, что первая в иерархической системе структура, относительно которой можно делать корректные выводы о размере сокращения в геотектоническом смысле, – это структурная ячейка, в рамках которой любые неоднородности деформаций (возникающие, например, при адвекции) компенсируют друг друга. Для восстановления доскладчатого положения реальных природных структур предлагается специальная компьютерная программа, которая, кроме доменов, восстанавливает и положение плоскостей разрывов (как сбросов, так и надвигов). Достигается это тем, что плоскостям разрывов приписываются деформационные свойства одного из соседних доменов (или некоторое среднее этих свойств), а затем восстанавливается их начальная ориентировка. Амплитуда вычисляется как разница в стратиграфическом положении концов

отрезков линии профиля, контактирующих по разрыву (рис. 17). Предлагаемая методика значительно более корректна, чем наиболее часто используемая процедура распрямления слоев (метод λ). Во-первых, по ней измеряют длину поверхности слоистости, достраиваемую только в пределах доменов, что можно сделать очень точно. Общепринятая методика распрямления слоев, наоборот, чаще использует линии слоистости на участках, значительно удаленных вверх или вниз от линии профиля, где они в силу неоднородности деформаций не могут быть проведены очень строго. Во-вторых, предлагаемая методика может включать данные о размере сокращения отдельных складок, в которых уже учитывается сокращение или удлинение слоев, имевшее место при деформировании.

Корректное восстановление доскладчатого положения линии структурного профиля, конечно, интересно, однако мало что дает относительно условий деформирования или собственно механизмов формирования складчатости. Первая задача на этом пути – создание метода качественной диагностики механизмов. Как показала практика, прежде всего важно выделять общие механизмы, которые проявляются в пределах структурных ячеек и тектонических зон анализируемого региона и определяют геодинамическую картину, дополнительные механизмы (например, горизонтальное перекашивание всего осадочного слоя, формирующее вергентность структуры Кавказа), а также локальные механизмы, осложняющие общую картину и охватывающие про-

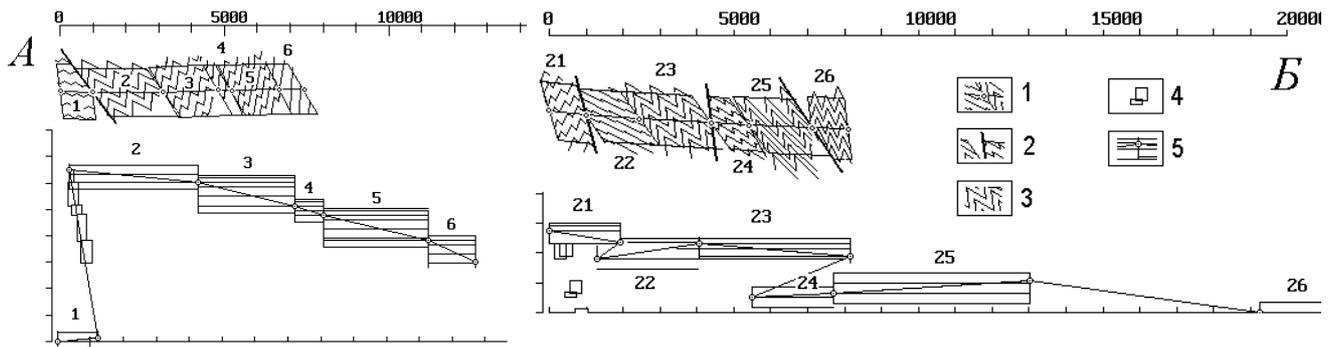


Рис. 17. Пример двух участков структурного профиля для Чиатурского синклиория, где есть сбросы и надвиги. На выборочной копии изображения с экрана компьютера показана складчатая структура для доменов по замерам их современной геометрии и та же структура в доскладчатом состоянии в том же масштабе. Цифрами (от 1 до 26) обозначены номера доменов. *А* – граница с Закавказским срединным массивом (Рача-Лечхумская шовная зона, домены 1 и 2 – сброс), *Б* – граница с зоной Главного Хребта (Главный Кавказский надвиг – домены 25 и 26, сбросы – домены 21 и 22, 23 и 24); домен 1 (J_2) – Закавказский срединный массив, домены от 2 (K_2) до 25 (J_3) – Чиатурский синклиорий, домен 26 (J_2) – зона Главного Хребта. Показаны горизонтальная и вертикальная масштабные линейки (отрезки по 1000 м). Укорочение профиля по складчатой структуре 0.46 (29154 м/63282 м), суммарное сокращение по надвигам и сбросам 3510 м, т.е. доскладчатая длина профиля 66792 м.

1 – складчатая структура (показаны линия профиля, граница домена – кружок и линия, параллельная осевым поверхностям); 2 – жирная линия – разрыв; 3 – складки, в которых угол схождения крыльев соответствует размеру сокращения складок; 4 – положение участка в стратиграфической колонке (слева, рядом с вертикальной масштабной линейкой); 5 – граница доменов в доскладчатой структуре.

пространственно от одного до трех-четырех соседних доменов. И только потом может быть решена вторая задача – использование методов количественного анализа механизмов (решение обратной задачи), опирающихся на такие численные модели процесса складкообразования, которые соответствуют выявленным комбинациям общих и локальных механизмов.

Для создания метода качественной диагностики общих и локальных механизмов формирования складчатости была реализована простая идея последовательного описания основных механизмов по материалам экспериментов с использованием количественных параметров геометрии соответствующей складчатой структуры. Для этого исследовались складчатости *гравитационная, бокового давления* (модели В.Г.Гутермана [1987] и др.), структуры *сокращения основания осадочного слоя* (модели В.Н.Ларина [1980]), *адвективные* модели (М.А.Гончарова [1988]) и модель типа "*адвекция с наложенным поперечным сокращением*" [Яковлев, 1997а]. Так, модель бокового давления Дж.Диксона и Р.Тиррела [Dixon, Tirrul, 1991] имела три пачки многослойного материала разной вязкости. Дли-

на модели уменьшалась при четырехэтапном центрифугировании, т.е. имелось четыре стадии одной и той же модели (рис. 18). Были выбраны две линии профиля (в верхней и нижней частях модели).

Результаты замеров вынесены на три двухмерные точечные диаграммы (рис. 19). По осям диаграмм откладывались наклоны осевых поверхностей складок (Ax), размер сокращения (Sh) и наклон зеркала складок (En). Точки замеров образовали достаточно компактные ареалы, показанные отдельно для каждого профиля и каждой стадии. На диаграммах существуют участки, в которых складчатость отсутствует ($90^\circ Ax$, $0^\circ En$, $1.0 Sh$). Именно из этих участков выдвигаются ареалы, и чем больше «интенсивность» складчатости, тем дальше от этого участка уходит положение наиболее развитых доменов. Верхний профиль (приведены стадии 1 и 4) показывает свойства складчатости горизонтального укорочения (сокращения), т.е. Ax и En меняются слабо при увеличении размера сокращения складок Sh . Модельная толща в своей нижней части испытывает прилипание (нижний профиль), здесь регистрируется механизм горизон-

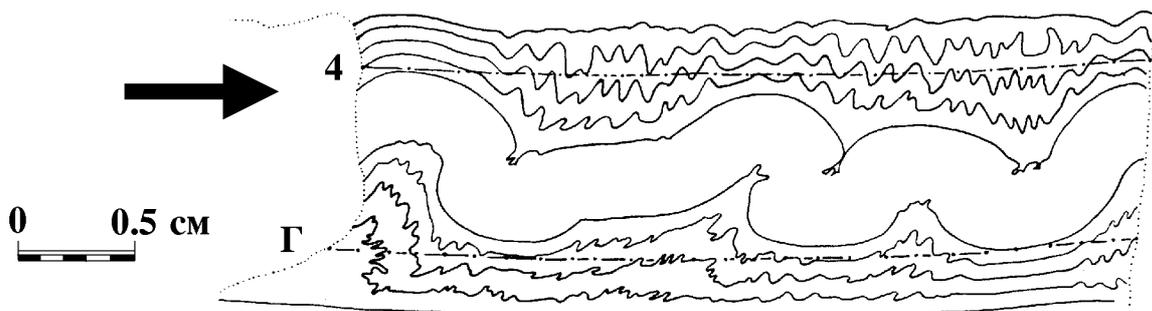


Рис. 18. Модель (F-14-VI), стадия 4 (Γ). Зарисовка по фотографии из [Dixon, Tirrul, 1991]. Показано положение перемещавшегося штампа (стрелка), положения двух замеренных профилей: верхнего (4), состоявшего из 25 доменов, и нижнего (Γ), состоявшего из 26 доменов.

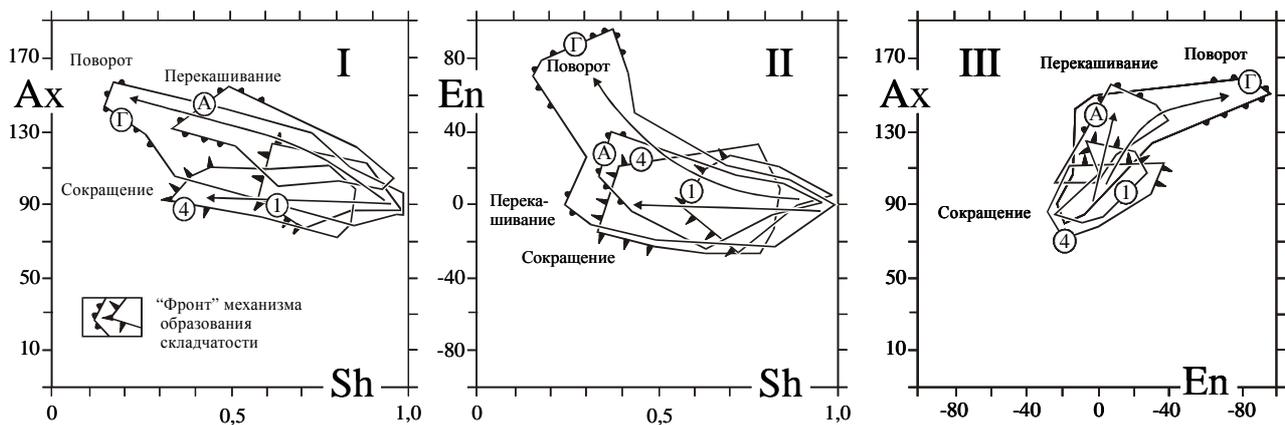


Рис. 19. Диаграммы рассеяния, на которых показано развитие механизмов *сокращения, перекашивания и поворота* на основе изучения моделей Диксона (по материалам [Яковлев, 1997а]). Пояснения в тексте.

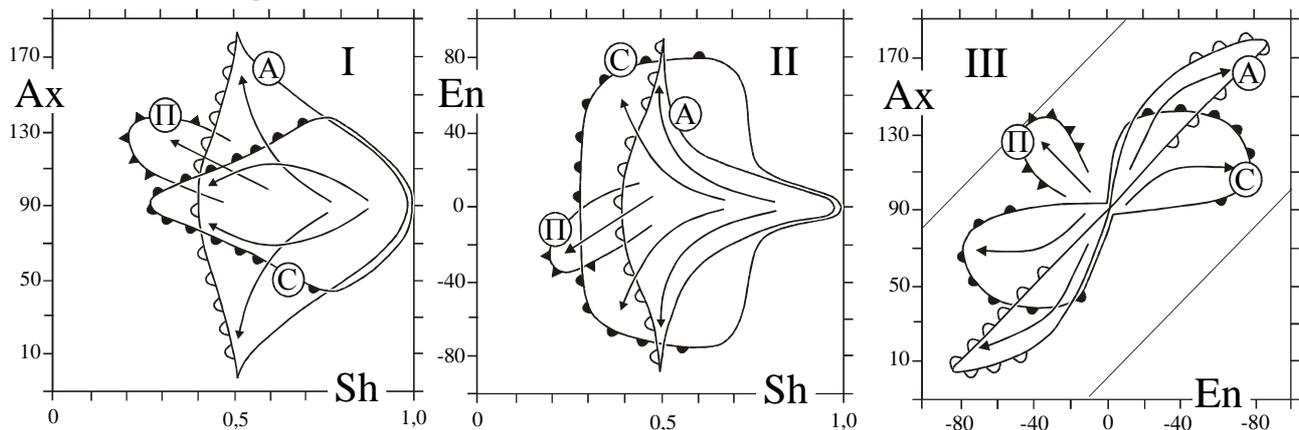


Рис. 20. Диаграммы рассеяния с механизмами *принадвиговой (II), адвективной (A) и синтетической* (адвекция с наложенным сокращением) складчатости (C). По материалам [Яковлев, 1997а].

тального сдвига (перекашивания), т.е. зеркало En остается субгоризонтальным, увеличиваются размер сокращения Sh и наклон осевых поверхностей Ax складок (показаны стадии A и Г).

Около штампа домены нижнего профиля показывают свойства локального механизма изгиба (поворота), при котором толща вращается с сохранением угла между осевыми поверхностями и зеркалом, близким к прямому. Направления развития этих механизмов показаны на диаграммах стрелками (рис. 19). В эксперименте бокового давления В.Г.Гутермана [1987] рядом с многочисленными локальными надвигами небольшой амплитуды были найдены домены, у которых увеличение сокращения складок сопровождается увеличением угла между осевыми поверхностями и зеркалом складок до близкого к $160-180^\circ$. Этот локальный механизм может быть назван *принадвиговым*, или *дуплексоподобным*. Адвективные модели [Гончаров, 1988] при своем развитии имеют значительные изменения наклонов зеркала складок и осевых поверхностей при относительно слабом сокращении складок. Модель комбинированная (адвекция с наложенным горизонтальным укорочением) может быть наиболее близка к природным структурам. Эти модели были сведены на тех же трех диаграммах (рис. 20). Как и на предыдущих диаграммах, здесь для механизма адвекции показаны контуры конкрет-

ной модели (A) и стрелками – тенденции изменения геометрии доменов при развитии процесса. Модель синтетическая (адвекция плюс сокращение) показана в виде контура совокупности нескольких моделей (C), подобранных для изученных структур Большого Кавказа. Модель локального механизма образования *принадвиговой (II)* складчатости нарисована как примерный тренд развития. Остальные изученные механизмы на данных диаграммах не показаны.

Предлагаемый подход опробован на материале 12 пересечений через три тектонические зоны Большого Кавказа (с юга на север): – Чиаурская, Тфанская, Шахдагская (рис. 21). Общее количество измеренных доменов составило 151 (39, 76 и 36, соответственно). Вынесенные на диаграммы точки оконтурены отдельно для каждой зоны. На диаграммах I и II хорошо видно, что в среднем интенсивность складчатости усиливается с севера на юг, причем максимально развитые домены в каждой зоне занимают на диаграммах примерно одинаковое положение. На этих же диаграммах крапом нанесено положение синтетической модели и локального механизма образования *принадвиговой* (дуплексоподобной) складчатости северной (сплошная штриховка) и южной (прерывистая) вергентности.

Как видно из диаграмм, комбинация регионально развитой адвекции с наложенным сокра-

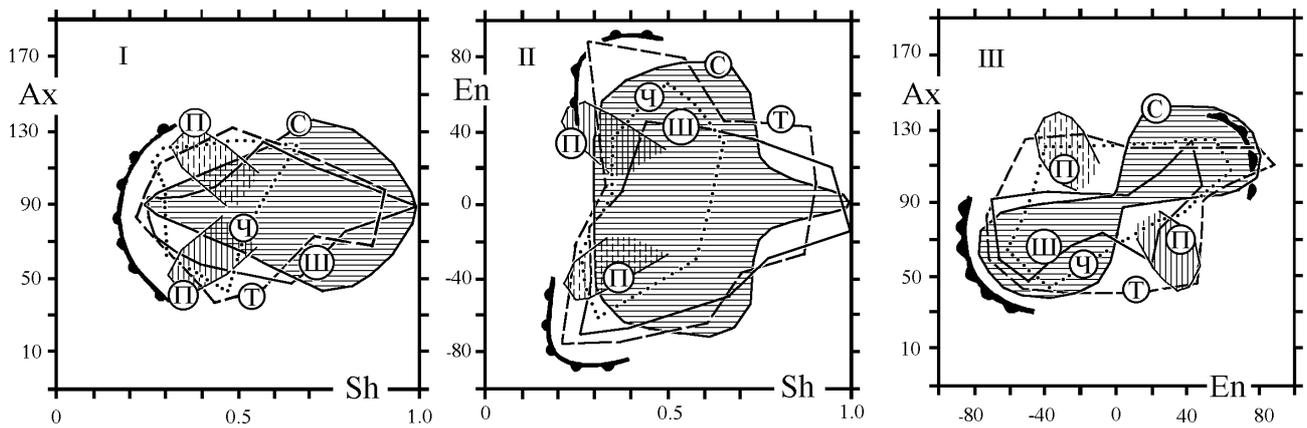


Рис. 21. Диаграммы рассеяния, на которых сравниваются природные структуры (Большой Кавказ) с моделями *синтетической* (С), показанной горизонтальной штриховкой, и *принадвиговой* (П) складчатости, показанной вертикальными штриховками двух типов. Три контура соответствуют трем тектоническим зонам: (Ш) — Шахдагская зона, непрерывная линия контура, (Т) — Тфанская зона, линия из штрихов, (Ч) — Чиаурская зона, линия из точек. По материалам [Яковлев, 1997а].

щением, а также локально развитая принадлежная складчатость в первом приближении объясняют особенности геометрии исследованных трех зон Большого Кавказа. Было отмечено [Яковлев, 1997а], что домены с локально развитым механизмом принадлежной складчатости в структуре зон, как правило, занимают позицию либо рядом с крупными разрывами на границах зон, либо рядом с крупнейшими разрывами внутри зон. При этом южная (Чиаурская) зона имеет южную вергентность, северная (Шахдагская) — северную. Таким образом, структура Большого Кавказа может считаться в целом дивергентной для исследованных зон.

Ранее нами был разработан метод [Яковлев, 1987], позволяющий количественно оценивать (для зон, где на качественном уровне выявлена комбинация механизмов адвекции и горизонтального сокращения) величину амплитуды ад-

векции (рис. 22). Метод состоит из двух этапов. На первом этапе исследуемая структура, как указывалось выше, разбивается на относительно однородные домены, в которых измеряются три структурных признака, а также два параметра — длина профиля вдоль линии профиля и наклон линии профиля. Далее каждый домен проходит процедуру восстановления доскладчатого состояния, в результате чего получаем доскладчатое положение всей линии профиля. Отношение величины горизонтального проложения исследуемого профиля к его доскладчатой длине (LN/LO, рис. 16, Б) дает размер внешнего сокращения всей структуры. Второй этап метода основан на сравнении исследуемой структуры с кинематической моделью типа "адвекция плюс сокращение". Эта модель была использована как общий механизм, обеспечивающий возможность возникновения и мелких складок, и общего по-

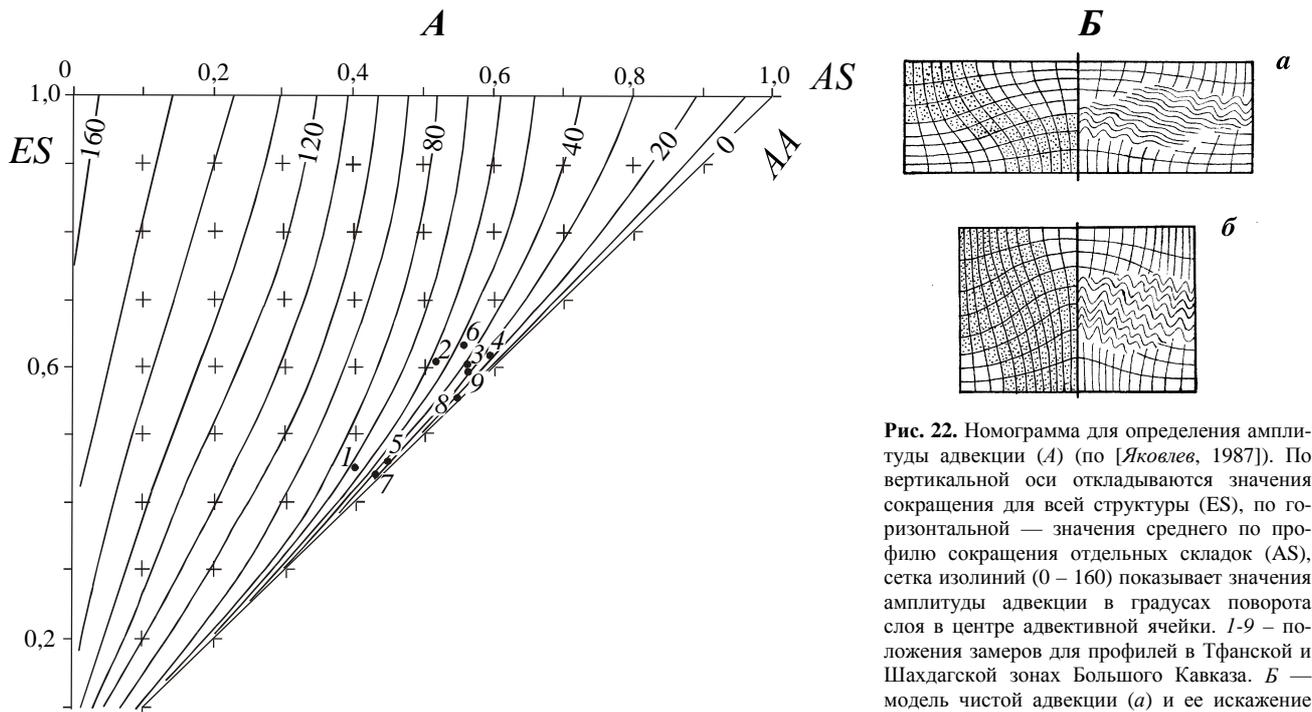


Рис. 22. Номограмма для определения амплитуды адвекции (А) (по [Яковлев, 1987]). По вертикальной оси откладываются значения сокращения для всей структуры (ES), по горизонтальной — значения среднего по профилю сокращения отдельных складок (AS), сетка изолиний (0 — 160) показывает значения амплитуды адвекции в градусах поворота слоя в центре адвективной ячейки. 1-9 — положения замеров для профилей в Тфанской и Шахдагской зонах Большого Кавказа. Б — модель чистой адвекции (а) и ее искажение после наложения сокращения (б).

ворота всей толщи на крыльях антиклинорий. Было выяснено, что для такой модели характерно среднее сокращение складок по профилю (почитанное по специальной формуле [Яковлев, 1987]), которое превышает внешнее сокращение всей структуры, причем превышение связано с величиной (амплитудой) адвекции. Для ее определения была построена номограмма, связывающая общее "внешнее" сокращение профиля и среднее сокращение складок по профилю с амплитудой адвекции (Рис. 22). Эта работа была выполнена раньше [Яковлев, 1987], чем показанный в предыдущей части качественный анализ возможных механизмов образования линейной складчатости по морфологии доменов [Яковлев, 1997а]. Таким образом, обоснование применимости метода определения амплитуды адвекции к конкретным структурам было получено позже. Теперь, правда, возникла необходимость внесения в эту методику поправки на действие механизма принадвиговой складчатости.

Локальные механизмы, искажающие общую структуру, могут быть эффективно использованы для уточнения этой общей структуры. Так, для флишевого синклиория, имеющего южную вергентность складчатости и, по наиболее распространенному мнению, возникшего вследствие пододвигания Закавказского массива под Большой Кавказ, было обнаружено, что принадвиговая складчатость развита отнюдь не во фронтальной части структуры, а в ее центре. Действительно, разлом, разделяющий среднеюрские вулканы Закавказского массива и верхнемеловые (и даже палеогеновые) флишеидные осадки Чиаурской зоны, в своей верхней части наклонен на север и является, строго говоря, сбросом (рис. 17, А). Нет сомнений в том, что в процессе деформирования здесь возникали локальные взбросы и надвиги, но общую структуру они не могут определять.

К северу от разлома среднеюрские породы должны находиться на глубине 10-15 км, поскольку толща верхнеюрских и меловых пород (мощностью 6-8 км) испытала примерно двукратное горизонтальное сокращение, что должно приводить к аналогичному увеличению ее мощности. Наблюдающиеся перекрытия кайнозойских отложений Закавказского массива меловыми породами Чиаурской зоны могут иметь корневую зону в средней части структуры (где и зафиксированы домены с принадвиговой морфологией). Во всяком случае, нигде в основании надвинутых пластин нет средне- и верхнеюрских пород, что должно было бы отмечаться в случае субдукции. Поэтому, с нашей точки зрения, структуру сочленения Закавказского массива с Большим Кавказом следует считать коллизион-

ной без проявлений А-субдукции. Наклон плоскости сместителя следует принимать крутым с падением на юг или субвертикальным, амплитуда смещения должна нарастать с удревнением разреза по двум причинам – мощность осадков изначально была больше в Чиаурской зоне и она же дополнительно была увеличена по вертикали в результате примерно двукратного горизонтального сокращения.

Соображения такого рода позволили предложить модель строения и развития Большого Кавказа (рис. 23), в которой реализуется горизонтальное сокращение, но отсутствует механизм субдукции [Яковлев, 1997а]. В самое последнее время появились данные по Северо-Западному Кавказу [Шемпелев и др., 2001], которые могут рассматриваться как возможное подтверждение модели строения и развития Большого Кавказа (рис. 24). Комплекс геофизических работ по пересечению Туапсе – Армавир показал, что в пределах Скифской плиты, а также Черноморской плиты (аналог Закавказского массива) наблюдается спокойная субгоризонтальная структура до глубин 100-120 км. Зоны сочленения этих структур со структурами Большого (Западного по [Шемпелев и др., 2001]) Кавказа регистрируются либо как крутонаклонные, либо как субвертикальные. При этом отчетливо наблюдается существенное понижение подошвы мезо-кайнозойского чехла к южной границе Западного Кавказа (рис. 24), весьма напоминающее положение границы чехол-фундамент в нашей модели (рис. 23, положение Г – после складчатости и перед горообразованием, для которого глубины меняются с юга на север – 34, 24, 23 и 7-9 км).

Против общепринятой сейчас субдукционной интерпретации структуры Большого Кавказа дополнительно свидетельствуют еще два рода фактов. Во-первых, существует большое число наблюдений за поведением границы чехол-фундамент [Сомин, 1994], в которых регистрируется их совместная деформация. Срывы вдоль этой поверхности, обязательные при субдукционном "сдирании" чехла с фундамента, либо отсутствуют, либо имеют незначительную амплитуду. Во-вторых, упомянутые выше шарьяжные перекрытия встречаются только во впадинах, а на поднятиях (например в междуречье р. Риони и р. Б. Лиахвы) нет никаких следов таких перекрытий, что говорит не в пользу субдукции. Собственно разломная граница Закавказского массива и Большого Кавказа (где есть сближение фаций) не имеет надвигового характера, поэтому нельзя говорить о больших горизонтальных перемещениях. Корневая же зона самих шарьяжных перекрытий расположена внутри одной фациальной зоны, где нет больших сокращений.

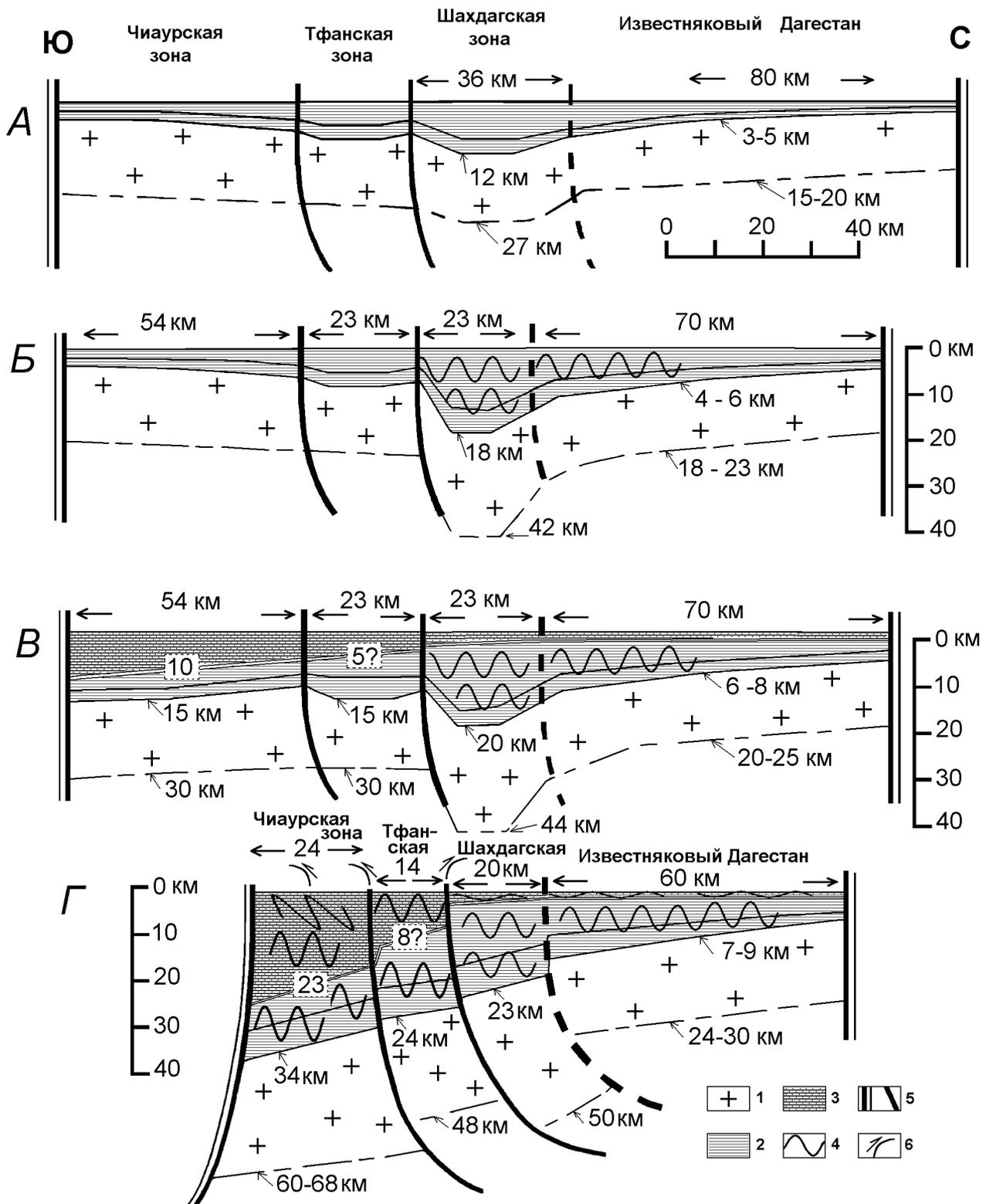


Рис. 23. Схема строения и развития Большого Кавказа, основанная на представлениях о механизмах формирования складчатости и величинах деформаций разного ранга (по [Яковлев, 1997а], с небольшими изменениями). *А* – ситуация на конец средней юры перед фазой складчатости. Цифрами показаны ширина зон и глубина границ – кровли фундамента и условной границы внутри фундамента (15 км от кровли); *Б* – ситуация после складчатости. Показана новая ширина зон и новое положение границ; *В* – ситуация после этапа накопления позднеюрских, меловых и палеогеновых отложений. Показаны положение границ: условной (внутри фундамента), кровли фундамента и подошвы поздней юры; *Г* – ситуация после основной складчатости (предолигоценовой) до горообразования. Показаны новая ширина зон и положение границ. Нами принимается, что горообразование имеет глыбовый характер и фиксируется сарматскими конгломератами (верхи нижнего неогена).

1 – гранито-гнейсовый фундамент, 2 – нижне-среднеюрские терригенные флишеидные отложения, 3 – терригенно-карбонатные отложения от верхнеюрских до среднепалеогеновых, 4 – символическое изображение складчатости, 5-6 – разломы: 5 – ограничивающее сооружение Большого Кавказа и разделяющие тектонические зоны, 6 – надвиги и домены с принадлежными складками.

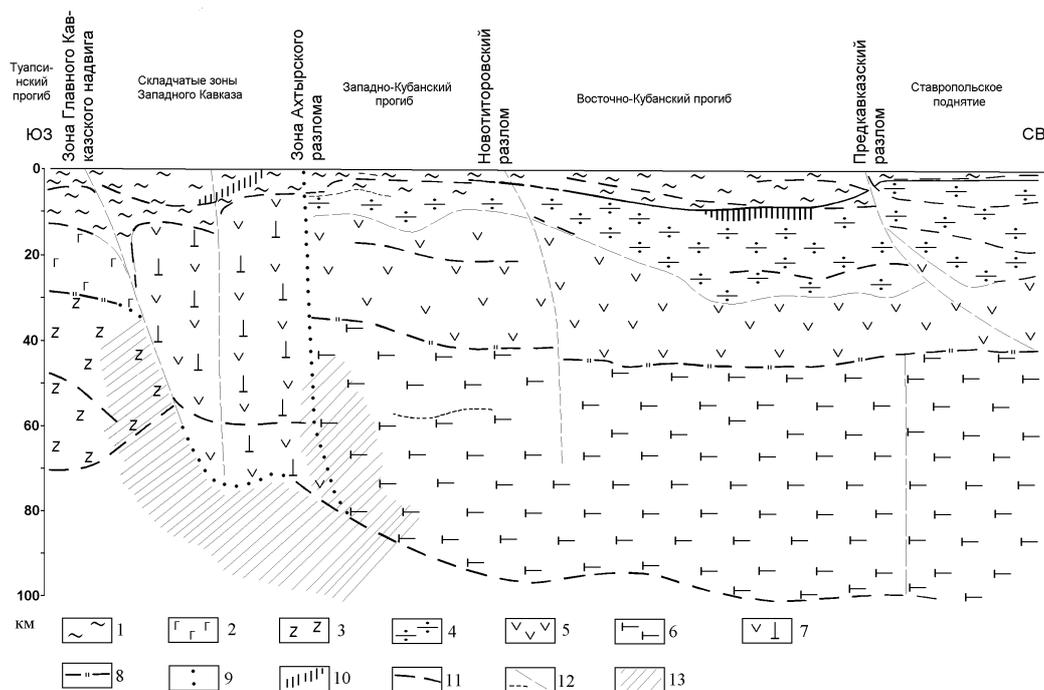


Рис. 24. Результаты первого глубинного пересечения Западного Кавказа методами магнитотеллурического зондирования (МТЗ) и обменных волн землетрясений (МОВЗ) [Шемпелев и др., 2001], с некоторыми упрощениями и без авторской интерпретации направлений движения крупных блоков.

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – Черноморская плита, верхний этаж, океаническая кора; 3 – Черноморская плита, нижний этаж, верхняя мантия; 4 – 6 – Евразийская плита: 4 – верхний этаж, Скифская эпигерцинская платформа, 5 – средний этаж, доэпигерцинский структурно-вещественных комплекс пород 6 – нижний этаж, верхняя мантия; 7 – коро-мантийная смесь, Западный Кавказ; 8 – предполагаемая, по данным МТЗ, граница Мохоровичича; 9 – интерполяционные границы разновозрастных образований; 10 – магнитные разности горных пород; 11 – оси зон повышенных градиентов поля электросопротивлений; 12 – предполагаемые разломы и границы разной природы; 13 – зоны глубинных разломов, уходящие в мантию.

ПОДХОД М.В.ГЗОВСКОГО К ИЗУЧЕНИЮ СКЛАДЧАТОСТИ И КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕХАНИЗМОВ ОБРАЗОВАНИЯ ПЛИКАТИВНЫХ СТРУКТУР

Значительный вклад в развитие исследований явления складчатости внес в свое время крупный ученый, основатель тектонофизики в СССР, профессор М.В.Гзовский. В результате комплексного (полевого и экспериментального) изучения линейных структур Байджансайского антиклинория [Гзовский, 1959, 1963] им была сформулирована задача нового направления изучения складок как "... выявление существующих типов механизма формирования складок и детальное физическое изучение и описание каждого типа" [Гзовский, 1962, с. 294].

Основой последовательного изучения типов механизмов формирования складок и складчатости является классификация. М.В.Гзовский в этом вопросе занимал особую позицию. Он считал, что должны существовать три независимые классификации складок: морфологическая, физико-генетическая и геолого-генетическая. Морфологическая считалась разработанной достаточно полно и поэтому не приводилась, но указывалось, что каждому морфологическому типу не обязательно соответствует только один механизм формирования. В физико-генетической

классификации выделялись семь механизмов разного масштаба, из которых первые три были детально изучены в структурах Байджансайского антиклинория, а остальные привлекались из описаний других районов. Это продольное сжатие с подтипами "продольный изгиб" и "продольное расплющивание", поперечный изгиб, шовные нарушения (сложные нарушения, которые могут объединять в себе продольное сжатие, поперечный изгиб и продольное растяжение), а также оползание, гравитационное всплывание, диапировое внедрение, геометрическое искривление. Геолого-генетическая классификация отражает причины появления сил, создающих складки, показывает место развития складок в разрезе земной коры и определяет круг геологических процессов, сопровождающих развитие складок. Основные типы складок в этой классификации: внутрикоровые складки (объединяющие складки нагнетания, приразрывные, дилатационные, аномально-плотностные), глубинные складки (для которых характерна знакопеременность движений; существуют обращенные и необращенные виды) и подпокровные виды складок

(связанные с метаморфизмом, гранитизацией и магмообразованием). Предполагалось, что полная характеристика каждой складки должна состоять из указания ее места в каждой из трех классификаций. Применение этих представлений к конкретной структуре Байджансайского антиклинория позволило не только детально описать ее деформационную историю, но и показать, какие механизмы и на каком этапе развития каждой структуры преобладали. Сопоставление этих сведений с информацией о том, на каких этапах в структуре района внедрялись рудные гидротермальные растворы, позволило М.В.Гзовскому дать прогноз оруденения (его наличие или отсутствие) по каждой структуре. Позднее все прогнозы подтвердились, и этот результат до сих пор практически не превзойден. Таким образом, можно считать, что для относительно простых структур (крупные линейные складки промежуточного типа, принадлежащие, с нашей точки зрения, к одному иерархическому уровню) проб-

лема механизма складкообразования М.В.Гзовским была успешно решена.

Как нам представляется, для более сложных, иерархически устроенных комплексов складчатости многокилометровых флишеидных толщ, испытавших значительное (в 1.5-4 раза) сокращение пространства, может быть применен тот же методологический подход. Основная проблема здесь – определение иерархических уровней, в рамках которых последовательное выявление и описание действующих механизмов может позволить дать однозначно интерпретируемую качественную, а затем и количественную модели деформирования как экспериментальных, так и природных структур. Предложенное нами описание методологических решений изучения относительно малых структур и предлагаемые методы описания механизмов для крупных структур могут служить примером реализации подобного подхода, опирающегося на общую методологию, разработанную еще М.В.Гзовским.

ЛИТЕРАТУРА

- Белюсов В.В.* Проблема происхождения складчатости (вступительные замечания) // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 3-8.
- Вихерт А.В.* Оценка величины деформации горных пород по зернам произвольной формы // Геотектоника. 1988. № 1. С. 59-68.
- Гайдук В.В., Прокопьев А.В.* Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Новосибирск: Наука, Сибирское предприятие РАН, 1999. 172 с.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. I, II. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 255 с.
- Гзовский М.В.* Новое направление изучения складок // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 289-305.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III, IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
- Гончаров М.А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Гончаров М.А.* Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Григорьев А.С., Ионкин В.П.* Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела (обзор) // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1972. № 1. С. 3-34.
- Григорьев А.С., Ионкин В.П.* Об образовании и напряженном состоянии складок продольного изгиба большой амплитуды // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1975. № 12. С. 26-34.
- Гутерман В.Г.* Механизмы тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования). Киев: Наук. думка, 1987. 172 с.
- Ларин В.Н.* Гипотеза изначально гидридной Земли. 2-е изд. М.: Недра, 1980. 216 с.
- Леонтьев А.Н.* Гранитоидный магматизм и вопросы геодинамики. М.: Наука, 1982. 200 с.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105-146.
- Лукьянов А.В.* Стрейн-анализ — метод количественного изучения тектонических деформаций // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. С. 126-131.
- Николя А.* Основы деформации горных пород: Пер. с англ. М.: Мир, 1992. 167 с.
- Паталаха Е.И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985. 169 с.
- Перчук Л.Л.* Геотермобарометрия и перемещение кристаллических пород в коре и верхней мантии Земли // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 7. С. 64-72.
- Прокопьев А.В.* Кинематика мезозойской складчатости западной части южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.
- Рогожин Е.А.* Морфологическая неоднородность полной складчатости как показатель механизма складкообразования // Строение и эволю-

- ция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 107-133.
- Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л.* Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа. // Геотектоника, 1983. № 3. С. 87-98.
- Сомин М.Л.* Деформация фундамента как индикатор генезиса складчатости в подвижных поясах // Докл.РАН, 1994. Т. 336, № 3. С. 376-379.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 61-70.
- Шемпелев А.Г., Пруцкий Н.И., Фельдман И.С., Кухмазов С.У.* Геолого-геофизическая модель по профилю Туапсе–Армавир // Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. М. ГЕОС, 2001. Т.2. С. 316-320.
- Шолло В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
- Шолло В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А.* Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Хаин В.Е.* О главных факторах складкообразования (в связи со статьей Ф.Л.Яковлева "Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа)") // Геотектоника. 1987. № 4. С. 122-124.
- Худoley А.К., Семилеткин С.А.* Морфология и эволюция складчатых и разрывных структур Таласского Алатау (Северный Тянь-Шань) // Геотектоника. 1992. № 1. С. 84-93.
- Яковлев Ф.Л.* Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т.53, (вып.5.). С. 43-52.
- Яковлев Ф.Л.* Две методики определения размера горизонтального сокращения по морфологии складок // Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука, 1981. С. 70-76.
- Яковлев Ф.Л.* Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С. 31-48.
- Яковлев Ф.Л.* Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: ОИФЗ РАН, 1997а. 76 с.
- Яковлев Ф.Л.* Иерархичность линейной складчатости и комплекс морфологических и кинематических методов изучения механизмов ее образования // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997б. С. 208-209.
- Яковлев Ф.Л.* Использование замеров геометрии складчатых доменов для анализа механизмов образования линейной складчатости // Структурный анализ в геологических исследованиях. Томск: ЦНТИ, 1999. С. 22-25.
- Biot M.A.* Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis // Bull. Geol. Soc. Amer. 1961. Vol. 72. P. 1595-1620.
- Cloos E.* Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland // Geol. Soc. Amer. Bull. 1947. Vol.58, № 9. P. 843-918.
- De Paor D.J.* R_f/ϕ_f strain analysis using an orientation net // J. Str. Geol. 1988. № 10. P. 323-333.
- Dixon J.M., Tirrul R.* Centrifuge modelling of fold-thrust structures in a tripartite stratigraphic succession // J. Str. Geol. 1991. Vol. 13, N 1. P. 3-20.
- Guellec S., Lajat D., Mascle F., Roure F., Tardy M.* Deep seismic profiling and petroleum potencialin in Western Alps: Constrains from ECORS data, balanced cross-section and Hydrocarbon maturation modeling // The potential of deep seismic profiling for hydrocarbon exploration. / Ed. Technic, Paris, 1990. P. 425-437.
- Fry N.* Random points distributions and strain measurements in rocks // Tectonophysics. 1979. Vol. 60. P. 89-105.
- Hossack J.R.* The use of balanced sections in the calculation of orogenic contraction — a review // J. Geol. Soc. London, 1979. Vol. 136. P. 705-711.
- Hudleston P.J., Lan L.* Rheological control on the shapes of single-layer folds // J. Str. Geol. 1994. Vol. 16, № 7. P. 1007-1021.
- Hudleston P.J., Stephansson O.* Layer shortening and foldshape development in the buckling of single layers // Tectonophysics. 1973. Vol. 17, № 4. P. 299-321.
- Lisle R.J.* Geological Strain Analysis: A manual for the R_f/ϕ_f Technique. Oxford: Pergamon Press. 1985. 99 p.
- Ramberg H.* Strain distribution and geometry of folds // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1963. № 42. P. 1-20.
- Ramsay J.G.* Folding and fracturing of rocks. N.Y.: McGraw Hill ed., 1967. 568 p.
- Ramsay J.G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain Analysis. London: Acad. Press, 1983. 307 p.
- Ramsay J. G., Huber M.I.* The techniques of modern structural geology. Vol. 2. Fold and fractures. London: Acad. Press, 1987. P. 308-700.

О НЕКОТОРЫХ АКТУАЛЬНЫХ ПРОБЛЕМАХ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ТЕКТОНОФИЗИКИ

Л.М. Расцветаев

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

ВВЕДЕНИЕ

В фундаментальных работах М.В.Гзовского, соединившего достижения структурной геологии середины XX века с положениями механики твердых тел, были заложены основы новой научной дисциплины – тектонофизики, без которой сегодня невозможно представить развитие геодинамики, экспериментальной тектоники, сеймотектоники и многих других отраслей современной геологии. Дальнейшие успехи структурной геологии, тектонофизики и смежных областей механики и геофизики поставили ряд новых фундаментальных проблем, имеющих существенное значение для общей геотектоники и региональной геологии. Актуальнейшими из них представляются:

– изучение различных геологических, физико-механических и физико-химических типов структурной неоднородности геологической среды, выявление соотношений между структурными неоднородностями различного типа и масштабного уровня, установление их роли в развитии хрупкой, пластической и квазипластической составляющих тектонической деформации;

– изучение разных типов реологического поведения горных масс в процессе тектонической деформации неоднородной и сложноструктурированной геологической среды;

– изучение тектодинамических, геокинематических и палеореологических обстановок формирования типовых структурных парагенезов и ансамблей, их связи с различными геотектоническими режимами и глобальной геодинамикой;

– исследование содвигов (дизъюнктивов сжатия, нормальных к направлению действующего стресса): их морфологии, условий формирования и роли в структуре различных регионов;

– изучение парагенетических связей содвиговых, сдвиговых, взбросо-надвиговых и покровных дизъюнктивов в общем, структурном ансамбле складчатых областей;

– исследование тектоно-седиментационного баланса горных масс, перемещающихся из областей повышенного давления в осевых частях складчатых сооружений к зонам разгрузки на их периферии;

– исследование особой роли флюидов как важнейшего структурно-геологического фактора, во многом определяющего реологический тип деформационного поведения горных масс и, в частности, экстренное падение прочности горных пород на определенных стадиях тектонического процесса.

Предлагаемая статья посвящена рассмотрению некоторых из этих проблем.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ДИЗЬЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Тектоническая деформация и свойства деформируемой геологической среды. Тектоническая деформация – изменение структуры и условий залегания горных пород под воздействием тектонических сил. В общем случае она сочетает в себе изменение формы геологических тел (дисторсия s.str., или стрейн), их трансляцию (параллельный перенос) и вращение [Лукьянов, 1980]. В некоторых случаях она сопровождается также изменением объема. Тектоническая деформация протекает в широчайшем диапазоне скоростей (от сверхзвуковых сейсмических до сверхмедленных геологических) и времён (от реального физического времени в доли секунды и до геологического времени в сотни миллионов и милли-

арды лет); она имеет дело с крупными (до глобальных) объёмами горных масс и, одновременно, с отдельными зёрнами горной породы и элементами кристаллических решеток. Деформируемая геологическая среда сложно и многопорядково структурирована, причем тектоническая деформация протекает обычно на всех структурных уровнях сразу, так что одна и та же материальная точка может одновременно быть участником различных деформационных процессов, протекающих на различных масштабных уровнях геологических структур. Напомним еще, что в общем случае тектоническая деформация (в отличие от аналогичного термина в физике твердого тела) включает не только упругую и пла-

стическую деформацию горных пород, но также и их разрушение. Все перечисленные обстоятельства сильно затрудняют применение к геологическим объектам общепринятых положений физики твердого тела. При исследовании процессов деформации, течения и разрушения вязких и пластичных материалов (неньютоновских жидкостей, дисперсных систем и др.), давно уже отмечено, что «не только такие понятия как «хрупкий», «пластичный», «деформация», «течение» являются относительными, но даже фундаментальное разделение веществ на твердые тела и на жидкости не является абсолютным» [Рейнер, 1947, с.133]. Применительно к геологическим объектам эту мысль развивает А.В.Лукиянов [1980], предлагающий разделять «твердообразную» и «жидкообразную» геологическую среду. Физико-химический подход к строению деформируемых горных масс приводит исследователей к представлениям о деформируемой геологической среде как тонкодисперсной коллоидной структурной системе (с выделением здесь кристаллизационных, конденсационных и коагуляционных структур плотного или рыхлого сложения – [Рибиндер, 1960]), а постоянное наличие в земной коре жидкой фазы (свободной, пленочной и кристаллизационной воды, сменяемой на глубине закритическим паром и, далее, расплавами горных пород) делает эту систему многокомпонентной и подвижной, да к тому же обладающей широким диапазоном изменений уровня поверхностной энергии и, соответственно, реологических свойств деформируемых горных масс [Перцов и др., 1982; Сальников, Траскин, 1987].

В последние десятилетия в геологической литературе широко используется термин **тектоническое течение горных масс** [Пейве, 1967; Лукьянов, 1980, 1991; Гончаров, 1993], под которым понимается «суммарная картина перемещения вещества литосферы в процессе ее тектонического развития» [Лукьянов, 1991, с. 26]. Обычно различается пластическое, хрупко-катакластическое («квазипластическое») и разрывно-глыбовое тектоническое течение горных масс. С позиций механики сплошной среды тектоническое течение включает в себя поступательное движение, вращение и деформацию (s.str.) элементарных тектонических объемов, т.е. вполне тождественно вышеприведенному пониманию тектонической деформации (s.lato). Упомянутые выше авторы подчеркивают компенсационный характер пространственной организации тектонического течения и многообразие структурных эффектов неоднородной деформации, совмещающихся друг с другом в процессе тектонического течения и образующих в итоге

сплошной, непротиворечивый структурный рисунок, находящийся в постоянном движении и развитии. По выражению А.В.Лукиянова, «литосфера, гидросфера и атмосфера Земли наполнены предпосылками для неоднородного течения и самоорганизации.» Самоорганизация тектонической среды основана на фундаментальных свойствах геологической среды; важнейшие из них – 1) «закон предельных состояний»: наличие критических точек, при переходе, через которые тектонический процесс становится нелинейным и в которых качественно меняются свойства среды; 2) «закон запредельного терпения» – способность геологической среды к существованию в метастабильных условиях; 3) способность деформируемой геологической среды «к движению не только в форме механического перемещения, но и в форме рождения – умирания». Тектоническое течение – «разномасштабный многофакторный процесс, сопровождающийся множеством нелинейных эффектов и включающий все формы пластических и хрупких деформаций, миграцию жидкой фазы и подчиняющийся принципу совместности деформаций» [Лукьянов, 1999, с.284–285].

Одним из важнейших свойств деформируемой геологической среды является ее деформационная неоднородность [Лукьянов, 1980, 1999; Талицкий, Галкин, 1989; Талицкий, 1992; Галкин, 1997]. Различают внутреннюю неоднородность, вытекающую из разнообразия вещественного состава геологической среды и ее сложной иерархически построенной (многоуровневой) структурированности, и внешнюю деформационную неоднородность, связанную с огромным разнообразием действующих в тектонической геологической среде сил и взаимодействий [Пономарев, 1987; Талицкий, 1992]. Структурные неоднородности, возникающие вследствие тектонической деформации, неравномерно распределены в геологическом пространстве. В наиболее общем виде для каждого масштаба исследований могут быть выделены два типа тектонических структур: 1) **зоны концентрации деформаций** [Ажгирей, 1967] – зоны, в пределах которых наиболее резко и контрастно проявились тектонические движения определенного типа и возраста, и 2) **области ослабленной деформированности** – участки, где тектонические движения данного типа и возраста проявились менее резко и контрастно. Первые часто именуют тектоническими нарушениями, вторые – тектоническими блоками. Поскольку сосредоточенность, локализованность разрушения – общий закон механики твердых тел [Фридман, 1960], первые, как правило, уплощены (в плане линейны), тогда как вторые часто (но далеко не всегда!) более изометричны.

Как те, так и другие при более детальном рассмотрении могут быть расчленены на тектонические нарушения и блоки более высокого порядка.

По абсолютным размерам могут быть выделены неоднородности нескольких порядков величины. Положив за основу линейный размер неоднородности и исходя из максимального размера глобальных неоднородностей порядка 10^9 см (первый порядок), можно условно разбить все множество геологических структурных форм на 15 последовательных порядков; для общего анализа бывает достаточно выделять менее дробные градации – масштабные ранги, например: глобальный ($>10^8$ см), межрегиональный (10^{7-8} см), региональный (10^{6-7} см), локальный (10^{4-6} см), детальный (10^{0-4} см), микроскопический (10^{-3-0} см) и ультрамикроскопический ($<10^{-3}$ см) масштабные ранги структурных форм (и, соответственно, уровни структурно-геологического исследования).

В практической деятельности геологам чаще всего приходится иметь дело с пятью основными масштабными рангами тектонических структур: 1) микроструктуры (характерные размеры – от сотых долей миллиметров до первых сантиметров) – кристаллиты, зерна, мельчайшие тектонические блоки (часто линзовидного строения: микролитоны, чешуйки, ламеллы) и разделяющие их миниатюрные зоны тектонических нарушений, располагающиеся вдоль контактов отдельных кристаллов, зерен или микроблоков; 2) «малые» структурные формы (характерные размеры – от первых сантиметров до первых сотен метров) – трещины, мелкие разрывы или более сложно построенные зоны концентрации деформаций, а также блоки, линзы, пластины или иной формы куски менее деформированных (или совсем недеформированных) горных пород, которые могут быть изучены непосредственно при полевом анализе обнажений; 3) локальные и субрегиональные блоки и зоны тектонических нарушений – разрывы и зоны концентрации деформаций протяженностью от нескольких сотен метров до многих десятков километров, выявляемые при разномасштабном геологическом картировании значительных объемов горных пород и разделяющие их на блоки разного масштаба и конфигурации или же на целые тектонические зоны или единицы; 4) региональные и межрегиональные разломы, шовные зоны или зоны концентрации деформаций, представляющие собой крупные тектонические нарушения в сотни и тысячи километров длиной и до нескольких десятков километров шириной, разделяющие литосферу на крупные тектонические «куски» – гео-

блоки и «микроплиты», складчатые сооружения и срединные массивы; 5) планетарные дизъюнктивные системы или «зоны диастрофизма» (глобальные разломные зоны и зоны концентрации деформаций), разделяющие литосферу Земли на крупнейшие тектонические единицы – кратоны и складчатые пояса, океаны и континенты, литосферные плиты и субплиты с характерными размерами в тысячи километров.

Важную роль в тектонофизическом анализе структурных неоднородностей играет относительный размер неоднородностей в сравнении с общим размером всей исследуемой структурной системы [Фридман, 1960; Рац, 1968; Расцветаев, 1980]. На диаграмме структурной неоднородности (рис. 1) выделяется три области с разными соотношениями масштабов структурных систем и их элементов. Если размер исследуемых элементарных неоднородностей (уровень разбиения) отличается от размера всей рассматриваемой структурной системы (уровень описания) не более чем на один – два порядка величины, такие неоднородности могут рассматриваться как макроскопически значимые структурные элементы данной системы, образующие ее эффективную неоднородность в данном масштабе исследования. Именно к этим макроскопически значимым структурным неоднородностям прежде всего применимы принципы механики среды со структурой, активно внедряемые в методику структурного анализа и тектонофизического эксперимента [Талицкий, 1994 и др]. Неоднородности более мелкого размера могут рассматриваться как самостоятельные структурные элементы лишь при более детальных масштабах исследований; по отношению же к данной структурной системе они макроскопически не значимы, составляют элементы ее *эндоструктуры* и индивидуально не исследуются. Статистически осредняясь, они определяют общие деформационные свойства среды (эффективную прочность, анизотропию, способность к определенному реологическому типу тектонической деформации и др.); здесь могут быть применены положения механики сплошной среды, что с успехом продемонстрировали многочисленные геолого-геофизические исследования второй половины ушедшего века [Артюшков, 1993; Лобковский, 1988; Тёркот и Шуберт, 1985 и др]. Более крупные структурные неоднородности, по отношению к которым изучаемые системы сами должны рассматриваться как квазиоднородные структурные элементы, слагают *экзоструктуру* исследуемых структурных форм; они определяют их общую геотектоническую принадлежность и характер

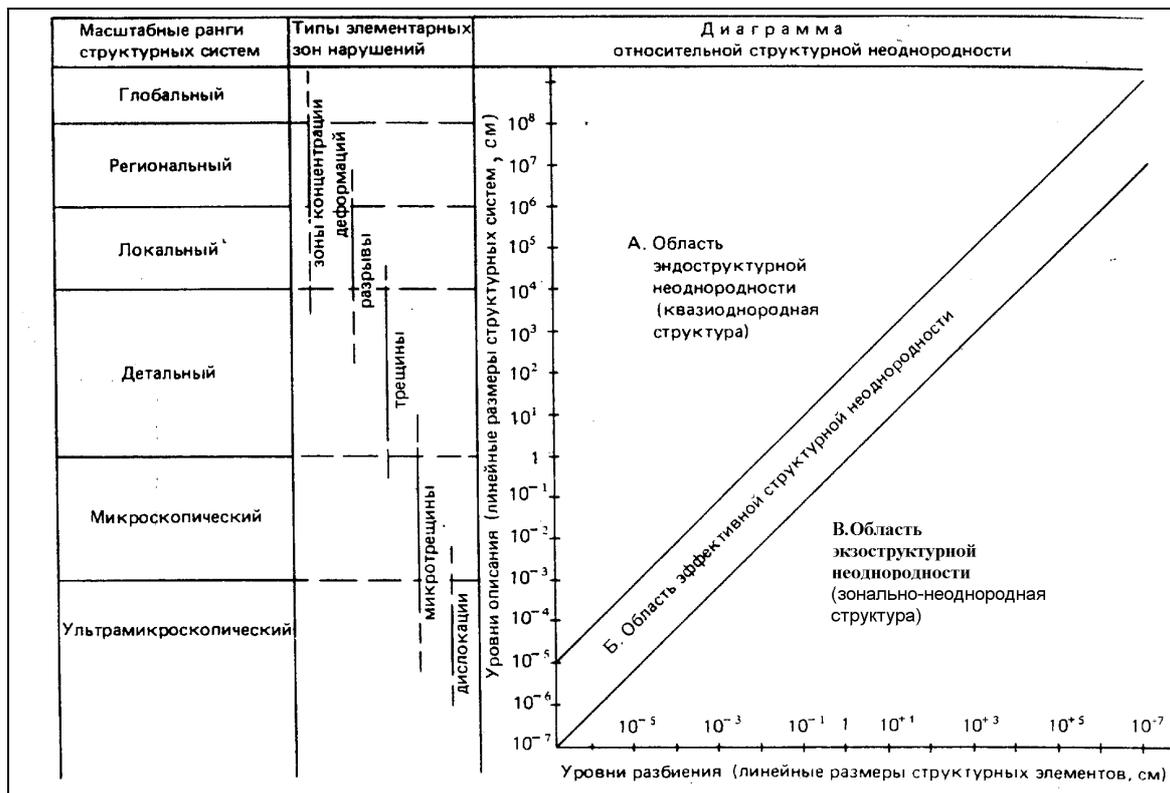


Рис. 1. Диаграмма относительной структурной неоднородности.

внешних (по отношению к данной системе) тектонических сил и геологических перемещений. Принятие той или иной реологической модели деформируемого массива горных пород зависит, как видим, от масштаба его рассмотрения. Об этом очень образно писал более полувека назад один из основателей реологии М.Рейнер: «Все реологические свойства есть результат ситуации, элементами которой являются: вещество, условия, в которых находится вещество, прибор, при помощи которого наблюдения производятся» [Рейнер, 1947, с. 134].

Из диаграммы структурной неоднородности следует, что любой объем деформируемой геологической среды является одновременно: 1) конечным геологическим телом, подвергаемым некоторому внешнему воздействию (сжатию, растяжению, сдвигу, кручению, вращению или перемещению); 2) частью более крупного тектонического ансамбля, по отношению к которому наш объем может рассматриваться как макроскопически различимый («соизмеримо более мелкий») элемент его внутренней структуры; 3) частью значительно более крупного тектонического объема, по отношению к которому наш объем может рассматриваться как несоизмеримо более мелкий и макроскопически неразличимый элемент его внутренней структуры, характеризующий лишь структурно-деформационные свойства квазиоднородной сплошной среды этого более крупного объема; в то же время, наш объем сам по себе тоже представляет совокуп-

ность более мелких структурных элементов, среди которых практически всегда найдутся: 4) более мелкие, но соизмеримые с ним структурные неоднородности, определяющие его эффективную внутреннюю структуру и 5) несоизмеримо более мелкие структурные элементы, характеризующие общие континуальные свойства нашего объема. Таким образом, один и тот же тектодинамический объем одновременно выступает в пяти различных ипостасях, и в зависимости от масштаба и цели тектонофизического исследования к нему можно одновременно применять положения физики твердого тела, механики сплошной среды и механики «среды со структурой». Такая неоднозначность тектонофизического статуса горных массивов давно уже замечена исследователями, и именно с нею связаны действующие в тектоносфере остаточные (структурные) напряжения разного ранга и различные масштабные типы тектодинамического уравнивания [Поспелов, 1957; Пономарев, 1987].

Типы дизъюнктивной деформации. Тектоническая деформация называется *дизъюнктивной* (лат. «*disjunctio*» – *разобщение*), если она осуществляется с разделением деформируемого объема на макроскопически видимые (в принятом масштабе исследования) структурно обособленные части. Это разделение может происходить с разрывом сплошности ранее монолитной геологической среды (*разрывная s.str.* деформация) или путем относительного перемещения

отдельных частей деформируемого объема, структурно обособленных уже до начала деформации (*кусовая* деформация). Наиболее существенная черта дизъюнктивной деформации – резкая неравномерность распределения деформации внутри объема и ее сосредоточенность вдоль границ наименее деформированных его частей (при разных масштабах исследования литосферы это могут быть зерна, отдельные блоки или литосферные плиты). Дизъюнктивные тектонические нарушения – деформационные неоднородности земной коры, возникающие в массивах горных пород как структуры разрушения или как зоны резко локализованной концентрации деформаций и смещений.

Наличие макроскопически различимых (в масштабе проводимого исследования, как правило, связанном с размерами исследуемого объема) взаимно перемещаемых и по-разному деформируемых резко обособленных частей («кусков») и разделяющих их зон тектонических нарушений («дизъюнктивов») – обязательный элемент дизъюнктивной деформации, в отличие от *связной* деформации, когда объем деформируется монотонно, без резкого обособления отдельных частей и без участия макроскопически видимых разрывов. 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).

Тектонические дизъюнктивы (разрывы *s.lato*) – как правило, узкие ослабленные зоны (или зоны нарушения сплошности) деформируемой геологической среды, вдоль которых происходят те или иные относительные смещения менее деформированных («целиковых») блоков горных пород. Большое разнообразие типов разрывов в литосфере связано с широкими вариациями геомеханических условий нагружения деформируемых объемов и физико-механических свойств горных масс. Соотношение этих свойств и условий определяет характер поведения деформируемой среды и, в частности, позволяет различать упруго-хрупкий, упруго-вязкий и упруго-пластический (а также смешанные) реологические типы деформации, описываемые соответствующими моделями и уравнениями. Этим реологическим типам деформации соответствуют и различные типы дизъюнктивных процессов: хрупкой деформации – отрыв и скалывание, вязкой – дифференцированное течение, или скольжение («срезание»), пластической – сплющивание. Структурно-геологические проявления

дизъюнктивной деформации весьма разнообразны и зависят от масштаба явления, от интенсивности, времени, скорости и вида нагружения деформируемого объема, от конкретных структурно-геологических и физико-механических особенностей деформируемой среды, а также от физико-химических условий деформации.

Изучение множеств («популяций») дизъюнктивов, слагающих в совокупности общую структуру разрушения исследуемого объема, позволяет широко применять к дизъюнктивам парагенетический метод структурного анализа [Разломы..., 1963; Лукьянов, 1965], 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 [Расцветаев, 1985]. Важнейший результат парагенетического анализа дизъюнктивных структур – выявление тектодинамических обстановок формирования тектонических структур.

Тектонические поля напряжений и тектодинамические обстановки. Тектоническое поле напряжений является центральным понятием тектонофизического учения М.В.Гзовского и определяется им как «совокупность напряжений, возникающих и действующих в земной коре в связи с развитием определенного элемента ее структуры» [Гзовский, 1975, с.111]. Изучение тектонических полей напряжений, проводимое методами структурной геологии и экспериментальной тектоники, сейсмологии и шахтной тензометрии, составляет содержание *тектодинамики* – особого раздела тектонофизики, бурно развивающегося в последние годы. Главным инструментом реконструкции тектонических полей напряжений, по М.В.Гзовскому, являются две системы сопряженных сколов и биссекторный к ним отрыв (рис. 2 – см. строку № 2). Вместе с тем, при парагенетическом анализе всего множества структурных форм, возникающих в процессе тектонической деформации, нередко устанавливаются значительно более сложные и разнообразные структурные рисунки, чем традиционная триада или простое их сочетание. Эти структурные рисунки весьма разнообразны и отражают суммарный итог деформации как общий результат сложной совокупности закономерно сменяющих друг друга тектонических полей напряжений, связанных общей направленностью еди-

геомеханический вид разрушения	ТИПОВЫЕ СЕМЕЙСТВА ДИЗЬОНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ		ВИДЫ КИНЕМАТИЧЕСКИХ СТЕРЕОГРАММ при различных геологических типах полей деформации		
			надвиговый тип σ_1	сдвиговый тип σ_2	обросовый тип σ_3
ОТРЫВ	СИСТЕМА РАЗДВИЖЕНИЯ				
	ПАРНЫЕ СКОЛЫ				
	ПИРАМИДА СЖАТИЯ				
	ПИРАМИДА РАСТЯЖЕНИЯ				
	КОНУС СЖАТИЯ				
	КОНУС РАСТЯЖЕНИЯ				
	ПРОИЗВОЛЬНЫЕ СКОЛЫ				
	ПОЯС ВРАЩЕНИЯ				
	ПОЯС ТЕЧЕНИЯ				
	СИСТЕМА СКОЛЬЖЕНИЯ				
СПЛЮЩИВАНИЕ	СИСТЕМА СОДВИЖЕНИЯ				

Рис. 2. Стереографические рисунки и геомеханические модели некоторых парагенезов дизъюнктивных структур. Стрелки указывают направление относительного смещения висячего крыла, точки – полюса трещин отрыва; t – ось течения, r – ось вращения.

ного тектодинамического процесса. Великолепные примеры закономерной смены напряженного состояния дают данные инструментальной сейсмологии, которые позволяют установить перераспределение осей σ_1 и σ_2 в ходе единого сейсмического акта, иногда с интервалом в несколько минут или секунд. Известно, например, что тектоническое поле напряжений в очаговой зоне Спитакского землетрясения резко изменилось всего за 4 мин 20 с, отделявшие первую серию разрушительных толчков от второго сильного толчка. За это геологически ничтожное мгновение поле напряжений надвигового типа сменилось на сдвиговое, при сохранении субмеридиональной ориентировки вектора максимального бокового сжатия [Караханян, 1989; Phillip et al., 1992]. По-видимому, подобные же быстрые перестройки имели место и при некоторых других катастрофических землетрясениях [Расцветаев, 1998].

Обобщенная тектонофизическая характеристика деформационного процесса, выявляемая посредством изучения структурных парагенезисов и интерпретации структурных рисунков – **тектодинамическая обстановка** – представляет собой интегральное отражение серии закономерно сменяющих друг друга в пространстве и во времени полей напряжений, фиксирующих различные стадии единого тектодинамического (или геокинематического) процесса. Тектодинамическая обстановка характеризуется устойчивостью ориентировки хотя бы одной тектодинамической (сжатие, растяжение) или кинематической (вращение, течение) оси, но, как правило, значительным разнообразием других тектонофизических параметров и вытекающим из этого морфологическим, кинематическим и реологическим многообразием возникающих структурных форм. В пределах единой тектодинамической обстановки могут сосуществовать не только разные поля напряжений, но также и различные типы реологического поведения горных масс. Определенные тектодинамические обстановки, в свою очередь, характеризуют различные стадии общего геодинамического процесса и представляют собой устойчивую (повторяющуюся) совокупность закономерно сменяющих друг друга во времени и в пространстве частных полей напряжений (их парагенезис). Комплексный структурно-геологический анализ общих тектодинамических обстановок и частных полей напряжений путем выявления как общих структурных парагенезисов, так и конкретных сопряженных пар сколовых разрывов может дать наиболее полную тектонофизическую картину механизма формирования тектонической структуры, которая отражает общую направленность деформа-

ционного процесса и отдельные его стадии. На рис. 2 и 3 изображены некоторые наиболее распространенные типы дизъюнктивных структурных парагенезисов, отвечающие различным тектодинамическим обстановкам. Их выявление – важнейший результат регионального тектодинамического исследования и одновременно необходимый элемент более общего геодинамического анализа.

Геолого-кинематический анализ разрывно-трещинных структур. Ввиду чрезвычайной сложности и изменчивости физико-механической обстановки дизъюнктивной тектонической деформации реальных геологических объемов разработка обобщенных геомеханических моделей такой деформации неизбежно будет весьма приближенной; она должна основываться на сопоставлении результатов натурных структурно-геологических наблюдений (естественные, или природные модели), тектонофизического эксперимента (экспериментальные, или физические модели) и общих положений механики геологической среды (теоретические, или механико-математические модели). Составленные в итоге общие геомеханические модели дизъюнктивной деформации будут отражать закономерности распределения тех или иных параметров этой деформации и могут служить основой для физико-механической интерпретации реально наблюдаемых дизъюнктивных структур.

Традиционные объекты натурных геолого-кинематических исследований дизъюнктивов – современные и древние разрывные нарушения с фиксированным характером геологического перемещения крыльев [Anderson, 1942; Lensen, 1958; Разломы..., 1963; Лукьянов, 1965; и др.], а в последнее время также глубинные дислокации в очагах землетрясений, устанавливаемые сейсмологически по методу первых вступлений [Гуценко, 1979б; Гуценко, 2000]. Трещинные структуры издавна рассматривались как следствие воздействия касательных (сколы) или нормальных (отрывы) тектонических напряжений, что послужило основой первых схем геомеханической интерпретации дизъюнктивной деформации, предложенных Г.Беккером в конце позапрошлого века и получивших дальнейшее развитие в работах Б.Зандера, Г.Клооса, А.В.Пэка, М.В.Гзовского и других исследователей. Однако широко распространенный взгляд на трещины как на "разрывы без смещения" долгое время препятствовал использованию их в качестве объекта специального геолого-кинематического анализа подобно более крупным геологическим разрывам. Лишь массовые замеры трещин с бороздами скольжения (а впоследствии и других ки-

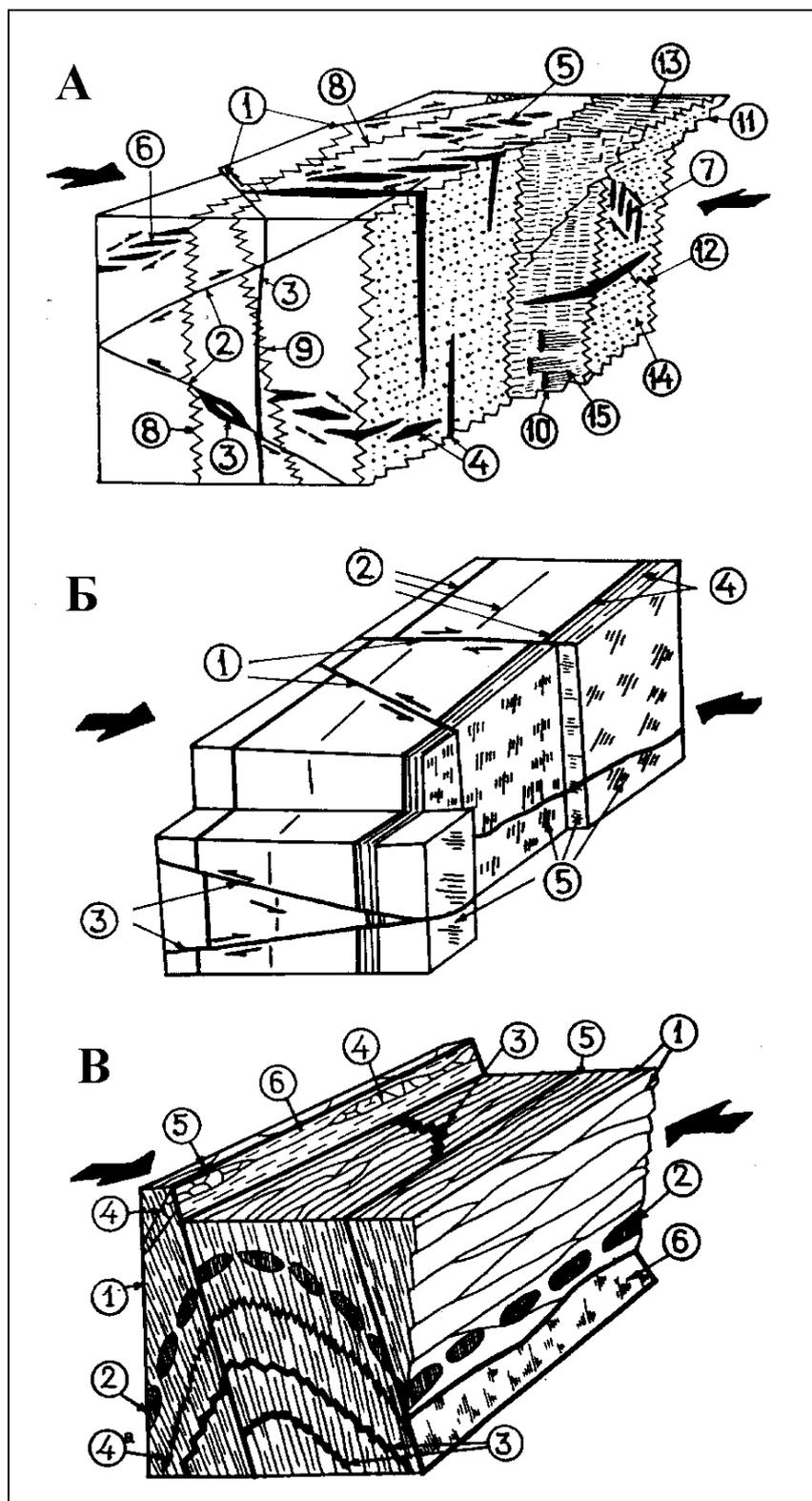


Рис. 3. Идеализированные блок-диаграммы типовых парагенезисов трещиноватости в слабо дислоцированных (А) и сильно дислоцированных (Б, В) массивах горных пород.

А. Структурно-динамический парагенезис отрывов, стилолитов и диагональных сколов сдвигового, взбросо-надвигового и сбросо-сдвигового типов: 1 – сдвиги; 2 – надвиги; 3 – жилы; 4 – отрывы; 5-7 – зоны сдвиговых деформаций (5 – сдвигового, 6 – надвигового, 7 – сбросового типа); 8-14 – стресс-стилолитовые структуры: 8, 9 – стилолитовые швы (8 – прямые, 9 – косые); 10-12 – стилолитовые крылья (10 – сдвиговые, 11 – надвиговые, 12 – сбросовые); 13 – «обойма» стилолитовых игл; 14 – стилолитовые поверхности; 15 – фрагмент зеркала скольжения на поверхности стилолитового крыла;

Б. Парагенезис трещин скалывания (1, 3) и сплющивания (2, 4); 5 – борозды скольжения;

В. Кливажно-сдвиговой парагенезис (динамометаморфический структурный парагенезис по Е.И.Паталахе [1970], с некоторыми изменениями): 1 – кливаж; 2 – будинаж; 3 – пигматитовые складки; 4 – псевдостилолиты (а) и псевдоконгломераты – структуры пересечения; 5 – разрывы; 6 – борозды скольжения

нематических разновидностей трещинных структур), проводимые систематически с середины 60-х годов автором статьи и другими исследователями [Расцветаев, 1969, 1973, 1982, 1987а,б; Гущенко, 1973, 1979а, 1999; Сим, 1978; Парфенов, Парфенова, 1980; и др.], позволили включить в геолого-кинематический анализ принципиально новый структурно-геологический материал (так называемую **кинематическую трещиноватость**) со специальным аппаратом его геомеханической интерпретации и статистической обработки. Именно этот материал послужил главным структурно-геологическим фондом для выявления и характеристики некоторых природных моделей дизъюнктивной деформации, выделение которых по более крупным структурам не казалось столь очевидным и необходимым [Расцветаев, 1985, 1987а].

Геолого-кинематическое исследование трещиноватости потребовало внесения ряда дополнений в стандартную методику ее анализа. Наиболее существенное из них – специальное **морфокинематическое исследование разрывно-трещинных структур** с разделением их на **структуры раздвижения** (отрывы, жилы, дайки), **сдвижения** (зеркала скольжения, зоны сдвиговых деформаций, а также мелкие разрывы со смещением в плоскости сместителя) и **содвижения** (стилолиты, кливаж, трещины сплющивания и др.). Изученный таким образом трещинный массив дает иногда ценный и статистически представительный структурно-геологический материал для суждения о форме сочетания дизъюнктивных структур разных геолого-кинематических и геологических типов, а также о характере и геомеханической обстановке дизъюнктивной деформации объема в целом. Использование статистических методов (в частности, построение общих и частных кинематических структурных стереограмм для подсчета плотностей распределения трещин разного типа и генезиса) позволяет выявлять преобладающие ориентировки различных пространственно-кинематических трещинных систем, что облегчает применение к этим дизъюнктивам парагенетического принципа структурного анализа, давно уже разработанного для более крупных дизъюнктивных структур [Разломы..., 1963; Лукьянов, 1965; Структурные парагенезисы..., 1997; и др.].

Некоторые итоги парагенетического анализа разрывно-трещинных структур. Парагенетический структурный анализ десятков тысяч тектонических трещин с фиксированным направлением геологического смещения крыльев, замеренных в разных частях Альпийской зоны Евразии, послужил основой для выявления некоторых

устойчиво повторяющихся, упорядоченных в геолого-геометрическом отношении естественных ассоциаций дизъюнктивных структур – **типových структурных парагенезисов**, характеризующихся определенной взаимосвязью между морфокинематическим габитусом и пространственной ориентировкой отдельных составляющих их дизъюнктивных систем. Образующие этими системами **структурные рисунки трещиноватости** (т.е. закономерные геометрические сочетания разных пространственно-кинематических систем трещин) особенно наглядно выявляются на стереографических диаграммах при изображении полюсов трещин разных типов различными символами.

Парагенетические ассоциации дизъюнктивов состоят из одной, нескольких или множества пространственно-кинематических систем. Устойчивое проявление в изученном объеме одной системы трещин раздвижения (отрывы, жилы), или скольжения (сдвиги, надвиги, сбросы), или содвижения (кливаж, стилолиты, трещины сплющивания) свидетельствует о воздействии на этот объем определенным образом ориентированных анизотропных напряжений. Более распространены парагенетические сочетания из нескольких систем трещин разного кинематического типа, в том числе: 1) две сопряженные системы трещин скалывания (разноименные сдвиги, надвиги или сбросы); 2) две взаимно перпендикулярные системы трещин раздвижения и 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 служит и осью вращения этих фигур. Большие пояса трещиноватости, как правило, сложены сколами и (или) отрывами;

линии скольжения на плоскостях сколовых трещин могут быть перпендикулярны (*пояс вращения*) или параллельны (*пояс течения*) оси пояса. Малые пояса трещиноватости характеризуются, как правило, исключительным развитием сколовых элементов, причем линия скольжения каждого скола лежит в одной плоскости с осью пояса (высотой конуса скалывания).

В реальной дизъюнктивной структуре определенных тектонических объемов нередко отмечаются и более сложные сочетания систем трещин. Так, элементы пояса течения часто сочетаются с поперечными поясу системами сплющивания или отрыва; возможны и другие усложнения, связанные с неравномерным характером нагружения реальных тектонических объемов в процессе деформации, а также с возможностью геологически одновременного воздействия на объем различных 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 смещений по ним.

На основании экспериментального исследования условий разрушений образцов горных пород и модельных материалов, геометрического моделирования различных геомеханических схем и сравнения этих данных с результатами структурно-геологического изучения природных дизъюнктивных структур выделены разные геомеханические типы дизъюнктивной деформации, характеризующиеся различными «структурными рисунками» – геометрическими фигурами пространственного сочетания разнотипных дизъюнктивов внутри деформируемого объема. В статье характеризуются некоторые широко распространенные геомеханические типовые модели дизъюнктивной деформации и соответствующие им структурные рисунки дизъюнктивов, отвечающие определенным соотношениям осей эллипсоида напряжений и механическим видам нагружения при разных реологических и геолого-кинематических типах деформации (различные геомеханические модели скалывания, течения, вращения, отрыва и сплющивания). Если эти структурные рисунки проявляются в квазиизотропной среде, они характеризуются правильным геометрическим расположением и полным развитием всех членов дизъюнктивного семейства; такая деформация называется нами директивной, так как ориентировка образующихся на-

рушений целиком диктуется здесь ориентировкой главных касательных или нормальных напряжений. В резко неоднородной среде дизъюнктивные нарушения, как правило, развиваются вдоль ослабленных зон, уже существующих к началу деформации, и геометрическая правильность ориентировки формирующихся дизъюнктивов обычно не выдерживается; однако и здесь соблюдается строгая зависимость между ориентировкой нарушения и его геолого-кинематическим типом. Такая деформация именуется нами адаптивной, поскольку ее дизъюнктивный каркас приспособливается к уже существовавшей структурной неоднородности деформируемого объема. Все эти обстоятельства определяют большую сложность и разнообразие геологического проявления дизъюнктивной деформации литосферы.

Сопоставление выявленных по натурным измерениям дизъюнктивных структурных рисунков с фигурами разрушения, образующимися в образцах при тектонофизическом эксперименте, позволяет в ряде случаев непосредственно увязать отмеченные выше структурные направления с ориентировкой основных тектодинамических (сжатие, растяжение) или кинематических (вращение, перемещение) осей деформации. Широко известны эксперименты с моделированием одной или двух систем скола в условиях простого или чистого сдвига, конусов скалывания при сжатии или растяжении, трещин отрыва и сплющивания и др. Семейства трещин, образующихся при разных условиях нагружения и деформирования образцов различных материалов, иногда достаточно точно имитируют наблюдаемые в природе парагенезы тектонических нарушений [Надаи, 1954, 1969; Белоусов, Гзовский, 1964; Гептнер, 1970; Гзовский, 1975; Бондаренко, 1976; Лучицкий и др., 1977; Стоянов, 1977; Михайлова, 1979; Осокина, 1987, 1997, 2000; и др.].

При теоретической интерпретации результатов структурно-геологических наблюдений и тектонофизического эксперимента в качестве основных геомеханических параметров, определяющих тип и конфигурацию модели разрушения, учитываются: эффективная реологическая характеристика среды в момент разрушения (хрупкая, вязкая, пластичная или более сложная модель); общий характер нагружения объема внешними силами (сжатие, растяжение, сдвиг, кручение или их сочетание); тип напряженного состояния однородно-нагруженного объема (двухосно-анизотропное в условиях активного сжатия или растяжения; трехосно-анизотропное, осесимметричное, при стационарном положении осей σ_1 или σ_3 ; трехосно-анизотропное, с вращением вокруг оси σ_2 ; возможны и более тонкие

различия вида напряженного состояния по величине коэффициента Лодэ–Надаи); тип деформированного состояния (скалывание, отрыв или сплющивание; плоское или струйное течение; вращение); геологический тип поля напряжений (надвиговой, сдвиговой или сбросовой при вертикальном положении осей σ_1 , σ_2 и σ_3 , соответственно).

Упорядоченность геолого-геометрических соотношений между различными элементами каждого дизъюнктивного парагенеза позволяет на основе сравнения их структурных рисунков со структурными рисунками типовых геомеханических моделей дизъюнктивной деформации проводить механико-генетическую интерпретацию реально наблюдаемых парагенетических ассоциаций, что составляет одну из главнейших задач **геомеханического анализа**. 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 типом его внешнего нагружения и характером 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. Идеализированные стереографические структурные рисунки типовых дизъюнктивных семейств, соответствующие разным геомеханическим моделям тектонической деформации элементарных объемов при некоторых стандартных ориентировках и соотношениях главных тектодинамических и кинематических осей, изображены в таблице на рис. 2 (стрелки на стереограммах изображают направление смещения висячего крыла дизъюнктива). Эта таблица, ранее опубликованная нами в другой системе условных знаков [Расцветаев, 1982, 1985], используется для интерпретации кинематических стереограмм трещиноватости [Расцветаев и др., 1987; Тверитинова, 1994, 1996; и др.]

О геомеханических условиях формирования разрывно-трещинных парагенезов. Физическая теория образования разрывов М.В.Гзовского является общепринятой методической основой для самых различных геомеханических построений и интерпретаций. С ее по-

мощью установлены важные особенности формирования разрывно-трещинных структур многочисленных рудных полей, тектонических зон и целых регионов. Вместе с тем, эта тектонофизическая концепция требует сегодня некоторых дополнений. Перечислим их вкратце.

1. Физическая теория образования разрывов с успехом применима в тех случаях, когда деформируемая геологическая среда в достаточной мере изотропна и однородна. Эти условия, однако, часто не соблюдаются. Все больше данных свидетельствует об изначальной анизотропии и неоднородности сложно структурированной геологической среды, что заставляет исследователей применять к ней не столько положения физики твердого тела или механики сплошной среды, сколько принципы механики «среды со структурой» [Панин и др., 1985; Талицкий, 1994].

2. Классическая тектонофизическая теория исходит из предположения о том, что геологическая среда обладает преимущественно упруго-хрупкими свойствами. Между тем, в различных тектодинамических обстановках разные участки литосферы могут вести себя как упруго-хрупкие, упруго-пластические, вязко-пластические, вязкотекучие или упруго-вязкие тела, причем один и тот же объем одновременно деформируется по-разному на разных структурных уровнях. Существует два резко различных типа реологического поведения горных масс в процессе тектонической деформации: упруго-хрупкий тип (**сколовая тектоника**, отвечающая за формирование регматических сеток литосферы) и вязко-пластический тип (**рейдная тектоника**, лежащая в основе тектонического течения и расплющивания горных масс). Взаимодействие этих двух реологически противоположных, но геологически дополняющих друг друга типов тектонических процессов определяет сложность и «полифоничность» реального развития тектоносферы. Ниже на примере содвиговых дизъюнктивов будет показано, что в отдельных тектонических зонах и на определенных стадиях геотектонического процесса вязко-пластические структуры играют ведущую роль в общем структурном ансамбле.

3. При реконструировании тектонических полей напряжений по сопряженным трещинам скола тектоническое разрушение (разрыв сплошности) горной породы и геологическое смещение по разрыву принимались обычно за результат единого, практически мгновенного геомеханического акта. В реальной же геологической обстановке время смещений по некоторым разрывам и трещинам может отстоять от момента зарождения самих структур разрушения на многие миллионы лет, а нередко и на целые геотектонические эпохи. Ясно, что напряженное состояние

массива в момент формирования разрыва сплошности 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 практике тектонофизических исследований, однако, дело обстоит как раз наоборот, что нередко приводит к игнорированию основного кинематического условия сопряженности сколовых структур, сформулированного М.В.Гзовским.

Трещины осадочных пород, как правило, тектонизированы вторично; их первичная механико-генетическая природа в большинстве случаев не может быть однозначно установлена на основе анализа современной морфологии поверхности сместителя. Между тем в структурной геологии существует весьма распространенное заблуждение о возможности четкого разделения трещин на сколы и отрывы непосредственно в поле, при осмотре обнажений. Многолетний опыт проведения такого рода исследований в различных тектонических зонах привел автора статьи к выводу, что подавляющее число поперечных к слоистости трещин в осадочных породах имеет литогенетическую (эндокинетическую, в понимании Г.А.Иванова [1939] и С.С.Шульца [1973]) природу и отражает первичную делимость горных пород, а не динамику их последующего разрушения под воздействием тектонических стрессов. При определении первичного генезиса трещин важную роль играет исследование их ориентировки друг к другу и к плоскости слоя. Делаются попытки установить различные морфологические типы первичных отдельностей горных пород (рис.4, Б) и их генезис. В.П.Мирошниченко [1973] связывает первичные трещины отдельности с воздействием планетарных ротационных сил в момент литификации осадка. Т.П.Белоусов и Ш.А.Мухамедиев [1990] связывают первичную трещиноватость осадочных пород с образованием в них «слоев локализационной неустойчивости» – ослабленных зон сколовой природы, возникающих в процессе литификации осадка под воздействием сингенетических палеострессов. Как видим, в обоих случаях речь идет о конседиментационных полях напряжений, а не об орогенических напряжениях, формирующих главные складчато-разрывные структуры складчатых областей. Многие типы первичной отдельности (например, такырные многогранники – рис. 4, В) могли формироваться при общем уплотнении («усыхании») осадка вообще без всякого участия девиаторных напряжений, а

предпочтительные ориентировки первичных трещин могут отражать палеогеографические условия седиментации (конфигурацию бассейна, особенности его гидродинамики, фаціальную изменчивость осадков и др.).

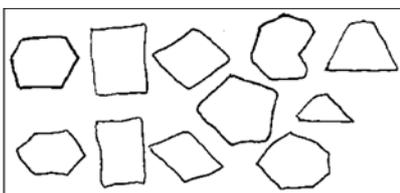
В процессе вторичных тектонических смещений происходит тектонизация поверхностей первичных литогенетических трещин, что сильно затрудняет выявление первичных отрывов и делает в общем случае неоднозначным подразделение трещин по их механико-генетической природе. Перед полевой тектонофизикой стоит, таким образом, фундаментальная проблема разделения суммарной трещиноватости осадочных пород на две составляющие – первую, связанную с формированием экзокинетической трещинной делимости горных пород как изначально присущего им текстурного признака (первичная, или литогенетическая, трещиноватость, представленная преимущественно трещинами отрыва, иногда с подчиненными элементами скола), и вторую, связанную с воздействием тектонических напряжений на трещиноватые горные породы и формированием вторичных деформационных структур разного ранга и типа. При незначительной степени тектонизации в трещиноватом массиве горных пород возникают малоамплитудные раздвиги, сдвиги и содвиги, развивающиеся вдоль первичных трещин отдельности (рис. 4, Г); при более значительной тектонизации здесь могут возникнуть также и новообразованные сколы, отрывы и трещины сплющивания; в совокупности с тектонизированными первичными трещинами, они составляют общую тектоническую трещиноватость деформированного массива (рис. 4, А).

Для реконструирования орогенических палеострессов пригодна именно вторая составляющая, и вычленение ее из суммарного трещинного ансамбля – дело специальных структурно-геологических исследований. Представляется, что наиболее действенным методом разделения трещиноватости на первичные (литогенетические) и вторичные (тектонические) ее элементы является комплексный парагенетический анализ структурных рисунков как самих исследуемых трещин, так и следов смещения на них. Среди этих исследований важное место занимают: 1) реконструкция первичной сетки трещин отдельности по их ориентировке к слоистости и друг к другу; 2) выявление следов скольжения и знаков смещения на поверхностях трещин как несомненных элементов вторичной тектонизации; 3) парагенетический структурно-кинематический анализ всего множества трещин со следами смещения.

А

	Системная	Полигональная	Хаотическая
Непрерывная			
Прерывистая			
Разорванная			

Б



В



Г

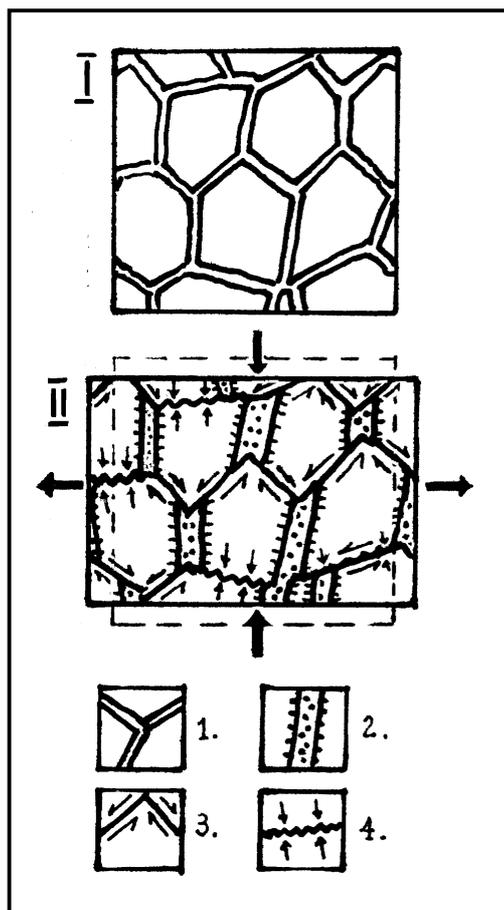


Рис. 4. Типы трещинных сетей и отдельностей горных пород: А. Основные типы сетей трещин (по С.Н.Чернышеву [1984]); Б. Типы планетарных отдельностей (по В.П.Мирошниченко [1973]); В. Полигональная отдельность в современном глинистом осадке («трещины усыхания»). Фото В.В.Семкина; Г. Схема, иллюстрирующая преобразование полигональной сети первичных трещин отдельности (I) в парагенезис тектонических структур раздвижения, сдвижения и содвижения (II): 1 – первичные (литогенетические) трещины растяжения; 2 – вторичные (тектонические) трещины растяжения – раздвиги, часто заполненные жильным веществом; 3 – трещины скольжения, или сдвиги в механическом смысле слова (иногда с бороздами скольжения на поверхности трещины); 4 – трещины содвижения (часто стилолитизированы)

О квазипластической деформации. Общая тектоническая деформация массива горных пород складывается из пластической (связной) деформации слагающих этот массив горных пород и из дизъюнктивной (разрывно-глыбовой, катаклатической) деформации всего массива, осуществляемой за счет дифференцированных смещений вдоль плоскостей нарушающих его разрывов и трещин. Внутри этой последней можно различать собственно разрывную деформацию, происходящую с помощью крупных разрывов (смещения по которым значимы в масштабе всего исследуемого массива), и квазипластическую дизъюнктивную деформацию, которая происходит за счет большого числа незначительных (по

сравнению с размерами исследуемого массива) смещений по многочисленным трещинам и малым тектоническим разрывам. В областях слабой тектонизации и отсутствия метаморфизма горных пород эта квазипластическая деформация массивов составляет существенную, а иногда и основную часть общей тектонической деформации горных масс и должна приниматься в расчет при структурно-геологических исследованиях. При этом блоки, глыбы или обломки, на которые распадается рассеченный разрывами и трещинами массив горных пород, условно принимаются за пластически не деформируемые элементарные его частицы, перемещаемые друг относительно друга по плоскостям тектонических нарушений.

Определение общих параметров квазипластической составляющей дизъюнктивной тектонической деформации массива требует данных об ориентировке и густоте рассекающих его дизъюнктивных систем, а также о направлении и удельной амплитуде перемещения по каждой выделяемой системе. Такие данные могут быть получены при массовых измерениях трещин и малых разрывов со следами смещений, проводимых при статистическом геолого-кинематическом структурно-парагенетическом анализе сети тектонических дизъюнктивов. При этом исследовании нами применяется морфокинематическая методика структурного анализа малых дизъюнктивов, заключающаяся в выделении и исследовании пространственно-кинематических систем трещиноватости [Расцветаев, 1982, 1987а]. Согласно стандартной методике полевой документации «малых» дизъюнктивов, для каждого нарушения со следами смещения (отрыв или отрывная зона сдвиговых деформаций, скол со смещением или зеркало скольжения, стилолит) непосредственно в обнажении фиксируются его размеры, ориентировка в пространстве, морфологический и геолого-кинематический тип, а также морфология, ориентировка и величина следов смещения на плоскостях скольжения или мощность и состав заполнителя жил и отрывов. Для каждого исследуемого объема производится выделение основных и второстепенных пространственно-кинематических систем нарушений, устанавливается их относительная значимость (плотность максимума на стереограмме полюсов) и густота (количество трещин в системе на единицу длины). Средний размер смещений устанавливается непосредственно (зияние, перемещение) или предположительно (средняя длина борозд скольжения, длина стилолитовых игл). Эти системы дизъюнктивов объединяются в парагенезисы; исследование структурного рисунка каждого такого парагенезиса, как правило, позволяет выявить ориентировку и соотношение главных динамических и кинематических осей деформации, что в свою очередь позволяет наметить наиболее вероятные направления главных осей удлинения и укорочения. Анализ ориентировки и удельных мощностей отрывов и секущих стилолитов позволяет непосредственно установить составляющие удлинения и укорочения массива, связанные с данными типами структур. Тангенс угла сдвига по каждой системе скольжения определяется из произведения средней амплитуды смещения на густоту данной системы. Для определения ориентировки и величины основных осей эллипсоида деформации, связанного с каждой отдельной системой

скольжения, можно использовать методики В.В.Степанова [1979] и В.Д.Парфенова [1986]. Результаты определения частных параметров деформаций по каждой системе необходимо просуммировать в единой для всего парагенезиса системе координат, которая будет совпадать в случае малых деформаций с главными осями эллипсоида напряжений, а при значительной квазипластической деформации – с главными структурными координатами деформированных толщ. В последние годы появились специальные работы, посвященные методике исследования и оценке конкретных параметров квазипластических деформаций по данным полевого анализа трещиноватости [Парфенов, 1986; Расцветаев, Тверитинова, 1991; Расцветаев и др., 1991; Ребецкий, 1997, 2000; Тверитинова, 1997].

Угол разрушения как интегральный палеореологический параметр. Угол разрушения – это угол между направлением стресса и связанной с ним структурой разрушения. Он отражает эффективные реологические свойства деформируемой среды и зависит от физико-механических и физико-химических параметров деформируемой среды, скорости и времени деформации, характера приложения сил и распределения нагрузки. В зависимости от сочетания этих параметров деформируемая геологическая среда может реагировать на нагрузку как квазихрупкая, квазипластичная или квазивязкая. Для возникновения разрывного нарушения необходимо также некоторое ненулевое сопротивление сдвигу, позволяющее сохранять форму тела до определенного порога накопления в нем упругой энергии. Таким образом, дизъюнктивная тектоническая деформация может происходить в трех различных реологических обстановках: упруго-хрупкой, пластической и вязко-текучей. В первом случае формируются сколовые структуры, ориентированные под углом скалывания к действующей силе; угол разрушения в идеальном случае приближается к 45° , а в реальной обстановке сильно колеблется, свидетельствуя о разной способности среды к хрупкому, вязкому или пластическому типу деформирования. Во втором случае образуются структуры сплющивания с субвертикальным (взрезы) или субгоризонтальным (сдвиги) оттоком тектонических масс. Г.Д.Ажгирей [1966] уподобляет эту деформацию скалыванию упруго-пластического тела с углом разрушения, приближающимся к 90° . В вязко-текучей среде, когда угол разрушения приближается к нулю, формируются структуры скольжения [Расцветаев, 1980], или «срезы» по терминологии С.И.Шермана [1981].

Все три отмеченные выше геомеханические разновидности структур разрушения широко представлены среди реальных геологических разрывов сдвигового типа. Сопряженные сдвиговые сколы, диагональные сдвиги складчатых областей и X-образные регматические пары сдвиговых дизъюнктивов целых континентов представляют собой примеры разрывов скалывания, отвечающих упруго-хрупкому типу дизъюнктивной деформации. Тектодинамическая интерпретация этих структур проводится по методике М.В.Гзовского – как следов воздействия максимальных касательных (скалывающих) напряжений, ориентированных косо к активно действующей силе. Тектонические разрывы упруго-пластического типа всегда ориентированы поперек вектора максимального стресса (продольные сдвиги складчатых областей, трещины сплющивания сдвигового типа, кливаж осевой плоскости). На наш взгляд, некоторые разновидности трансформных сдвигов (такие, как разломы Вима и Атлант в Центральной Атлантике, трансформная зона Тамайо в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия) могут рассматриваться как зоны расплющивания, поперечные к отрывно-раздвиговым швам срединно-океанических хребтов. Эта особенность – тесная парагенетическая связь с ортогональными к ним отрывно-раздвиговыми структурами – вообще очень характерна для сдвиговых разрывов или структур расплющивания. Отрывы в этом случае фиксируют хрупкую составляющую поперечного к сжатию удлинения, которое обычно реализуется здесь путем квазипластического латерального сдвигового тектонического течения горных масс в направлении от области большего давления (зона тектонической денудации) к меньшему (зона тектонической аккумуляции). Дизъюнктивные структуры третьего типа (структуры упруго-вязкого разрушения) часто образуются на флангах тектонических потоков или отдельных выдвинутых блоков, где при резком падении скорости смещения или изменении его знака возникают геомеханические условия простого сдвига. В складчатых зонах такие разрывы часто сопряжены с поперечными им структурами сжатия и, в частности, с дизъюнктивами покровно-надвигового типа. Другой пример вязких сдвиговых разрывов – трансформные сдвиги океанского дна, поперечные к зонам субдукции. В обоих случаях вязкие сдвиги фиксируют траекторию тектонического перемещения горных масс.

В процессе многолетних структурно-парагенетических исследований разрывных нарушений и трещин, проводимых автором совместно с сотрудниками тектодинамической группы МГУ, выявлены существенные вариации значений угла

сопряжения (удвоенного угла разрушения) для разных парагенезисов сколовых (сдвиговых в механическом смысле) тектонических нарушений, выявленных в различных участках Альпийской складчатой области. В некоторых случаях этот угол выдержан на больших площадях (так, в неокомских известняках Копетдага для ранне-складчатых сколовых парагенезисов он составляет $35\text{--}45^\circ$); в других случаях он подвержен значительным флюктуациям. Иногда углы сопряжения существенно различаются в наложенных друг на друга структурных парагенезисах, выявляемых в одних и тех же породах. Например, в мальм-неокомских известняках Северо-Восточного Кавказа ранне-складчатые послонные надвиги характеризуются углами сопряжения 40° , а наложенные на них поздне-складчатые сдвиги – углами 70° . Как правило, в разных структурных этапах складчатого сооружения углы разрушения значительно различаются. Так, породы альпийского чехла Лабино-Малкинской зоны Северного Кавказа характеризуются довольно умеренными и выдержанными углами сопряжения ($60\text{--}70^\circ$), а в породах палеозойского фундамента этой же зоны их величина и разнообразие резко возрастают. Существенные различия в значениях углов разрушения отмечаются при переходе от периферических зон складчатого сооружения к осевым. Средние величины углов разрушения в гранитно-метаморфических породах зоны Главного хребта на Центральном Кавказе составляют $50\text{--}70^\circ$ и резко отличаются от углов скалывания в зоне Северного склона. Возможно, увеличенные значения углов сопряжения между системами комплиментарных трещин в породах доальпийского цоколя связаны с большей глубиной и длительностью процессов тектонического деформирования, определившими более пластический характер процессов разрушения.

Большой интерес представляют тектонические нарушения, угол разрушения которых приближается к 90° (а угол сопряжения, соответственно, к 180°). В этом случае возникают дизъюнктивные структуры расплющивания (кливаж осевой поверхности, трещины сплющивания, дизъюнктивы сжатия и тектонические сутуры разного типа и ранга). При этом происходит сближение крыльев зоны разрушения, сопровождаемое либо растворением и выносом материала (секущие стилолиты), либо сплющиванием маловязких включений с образованием секущего кливажа [Паталаха, 1970; Лебедева, 1976], либо латеральным дифференцированным скольжением материала в направлении от большего давления (область тектонической денудации) к меньшему (область тектонической аккумуляции). Подобные парагенезисы структур скольжения, фик-

сирующие сдвиговое истечение материала в направлениях, поперечных к действующей силе, наблюдались нами вдоль содвиговых зон Центрального Кавказа (Тырныаузская, Гвилетская зоны) и некоторых других разломных зон, сопровождающихся поперечным к ним расплющиванием материала. В определенных частях складчатых сооружений именно этот тип деформации и структур резко преобладает над упруго-хрупкими сколами; так, в структурном рисунке приосевых зон Большого Кавказа, Альп, Урала и ряда других альпинотипных складчатых сооружений решающая роль принадлежит структурам расплющивания и тесно связанным с ними структурам тектонического течения. Домини-

рующей структурной формой этих парагенезов являются **содвиги** – дизъюнктивные структуры со сближающимися крыльями. Содвиговые дизъюнктивы разного ранга во множестве выявляются при конкретных геологических исследованиях, но не всегда могут быть объяснены с позиций классической тектонофизики – в отличие от сколов и отрывов, морфология и генезис которых исследованы весьма обстоятельно. На наш взгляд, именно содвиговые структуры, незаслуженно обойденные до сих пор вниманием геологов-съемщиков и тектонистов, требуют сегодня особенно внимательного структурно-геологического, тектонофизического и геотектонического исследования.

СОДВИГИ КАК ОБЪЕКТ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ, ТЕКТОНОФИЗИКИ И ГЕОТЕКТОНИКИ

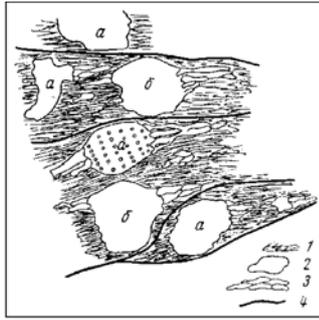
Содвиги – особый класс дизъюнктивных структур сжатия. Термин «содвиг» введен в литературу автором [Расцветаев, 1973, 1991] для обозначения дизъюнктивных структур, противоположащие крылья которых смещаются поперек сместителя навстречу друг другу. Наряду с надвигами, сбросами, сдвигами и раздвигами – содвиги являются широко распространенным типом тектонических дизъюнктивов, характеризующимся вполне определенными структурно-геологическими особенностями, кинематическими и тектодинамическими условиями формирования. В зависимости от ранга, морфологии сместителя, особенностей внутреннего строения зоны сдвижения могут быть выделены различные типы содвиговых структур (рис. 5): **1) элементарный содвиг** – зияющая трещина, уменьшающая в процессе деформации геологического массива амплитуду своего зияния; **2) стилолитовый шов** – неровная, резко зазубренная поверхность, возникающая при активном взаимодействии краев содвигающихся блоков, сопровождающемся интенсивным растворением пород и выносом растворенного вещества из зоны сдвига; **3) трещины сплющивания** [Ажгирей, 1966; Расцветаев, 19876] – отполированная поверхность, вдоль которой происходит взаимное скольжение крыльев, часто в различных направлениях (рис. 6). Характерно неодинаковое расплющивание разделенных сместителем блоков, иногда сопровождающееся образованием ориентированных текстур и дополнительных структур; **4) кливаж сплющивания** – вторичная тектоническая текстура, возникающая в условиях длительно действующего общего сжатия при активном участии флюидов [Галкин, 1993] и выражающаяся в разделении тонкодисперсных гор-

ных пород разной степени метаморфизации и расплющивания на бесчисленное количество тонких и очень тонких пластинок (литонов и микролитонов), отделенных друг от друга густой системой субпараллельных поверхностей расплющивания и скольжения; **5) содвиговая зона** – зона концентрации стилолитов, содвигов, трещин сплющивания, кливажа, а также складок общего сжатия или продольного расплющивания в разнообразных сочетаниях друг с другом; иногда они сопровождаются системами сопряженных сколов (сдвигов или надвигов), подчеркивающих деформацию чистого сдвига, в целом характерную для зон этого типа.

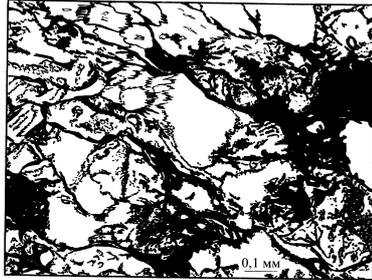
Сближающиеся крылья любой зоны сжатия также могут рассматриваться как структура сдвига; амплитуда сдвижения компенсируется здесь комбинацией внутренних структурных (иногда структурно-вещественных) перестроек и перемещением тектонических масс, слагающих саму зону сжатия. Перемещающиеся массы могут подвергаться эрозионной или тектонической денудации (в основном при перемещении их вверх) или (при их латеральном перемещении) истечению в зоны «геодинамических убежищ» [Копп, 1979]; **6)** при полном удалении вытесняемых тектонических масс из зоны сдвига возникают «**структуры тектонического шивания**», или TS-структуры [Лукьянов, 1982]. Одна из разновидностей таких структур шивания, или тектонических швов – коллизионные швы и офиолитовые сутуры, интерпретируемые обычно как следы захлопнувшихся палеоокеанов и являющиеся, таким образом, гигантскими содвигами с амплитудой сдвижения в десятки, сотни или тысячи километров.

Содвиговые дизъюнктивы широко развиты в

A

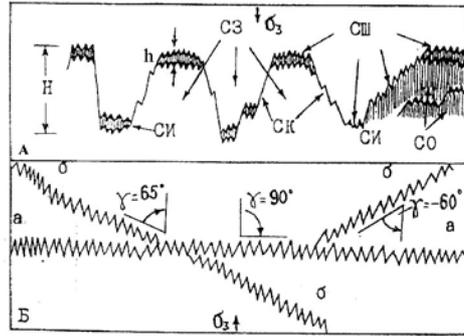


Б

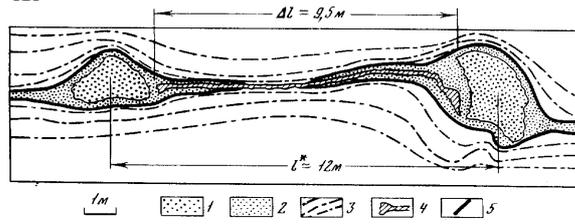


В

Е



Ж



РОЛЬ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ В МЕХАНИЗМАХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

В. Г. Талицкий

Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова

При изучении тектонических деформаций, помимо собственных, геологических методов исследований, основанных на данных стратиграфии, геохронологии, фациального и формационного анализов и др., широко используются методы тектонофизики – научного направления, рассматривающего физическую природу тектонических процессов и структур. Становление и развитие этого научного направления неразрывно связано с именем выдающегося советского геофизика Михаила Владимировича Гзовского.

Основными методами тектонофизики являются методы физического и математического моделирования, базирующиеся на привлечении к интерпретации тектонических структур физических и математических моделей деформационного процесса. Однако приложение таких моделей к столь необычному объекту, как геологическая среда, требует определенных корректировок. Если в механике многие задачи деформирования твердых тел могут быть успешно решены в рамках моделей сплошной среды, то в тектонике при решении задач, связанных со структурообразо-

ванием в геологической среде, такие модели, как правило, оказываются малоэффективными. Это обусловлено особенностями тектонических деформаций, определяемыми как характерными чертами объекта, подвергающегося деформированию, и условий развития деформаций, так и спецификой задач, решаемых при их изучении.

В этой связи одним из основных направлений тектонофизических исследований М.В.Гзовский считал развитие собственно физических основ тектонофизики, т.е. совершенствование физических моделей геологической среды и протекающих в ней динамических процессов.

Для анализа механизмов структурообразования, являющихся физическим результатом тектонических деформаций, предлагается модель, в рамках которой геологическая среда представляется неоднородной иерархически построенной системой разномасштабных структурных элементов, испытывающих структурные перестройки в ответ на внешние воздействия. Такая модель, с нашей точки зрения, более адекватно отражает действительность.

ВВЕДЕНИЕ

Тектоническими деформациями обычно называют процессы, протекающие в литосфере под действием тектонических сил и ведущие к изменению формы и пространственного положения геологических тел, образованию складчатых и разрывных нарушений, смещениям по разрывам и т.п., т.е. к нарушению первичности залегания горных пород и выработке вторичных “тектогенных” структур и их сочетаний. В подавляющем большинстве случаев тектонические деформации развиваются крайне медленно, в течение геологических периодов, вследствие чего к познанию их механизмов нельзя привлечь современные процессы. Если в физике все наши знания о деформациях основаны на данных прямых экспериментов, в геологии дело обстоит иначе. Отличительная особенность тектонических деформаций заключается в том, что геологи, как правило, имеют дело с различными структурами, являющимися результатом процессов, которые уже прошли и никогда не повторяются. Поэтому при изучении тектонических дефор-

маций постоянно приходится решать обратную задачу: восстанавливать процесс по конечному результату, т.е. *реконструировать условия и события, связанные с деформациями природных объектов из анализа структур, сохранившихся в породах.*

Тектонические структуры, возникшие в результате деформаций, разнообразны по форме и размерам, а также по степени сложности их внутреннего устройства. Они фиксируются как в отдельных образцах горных пород и в отдельных обнажениях, так и в объемах, измеряемых десятками и сотнями километров. Это и относительно простые “элементарные” структуры малых форм (структурные элементы): деформационные текстуры, складки, разрывные нарушения и т.п., наблюдаемые непосредственно в шлифах, штуфах, отдельных обнажениях на поверхности или в горных выработках, и сложно построенные “региональные тектогенные тела”, выявляемые в процессе геологического картирования, и глобальные тектонические зоны и пояса общеплане-

тарного масштаба, определяемые посредством синтеза региональной геолого-геофизической информации. Очевидно, что столь широкий спектр масштабов тектонических структур, с одной стороны, свидетельствует о глобальности проявления тектонических деформаций, а с другой – указывает на объемный характер распределения деформирующих усилий. В огромных объемах литосферы, испытавших тектонические деформации, деформированными оказываются геологические тела разных размеров, вплоть до отдельных минеральных зерен. Этот факт является еще одной особенностью тектонических деформаций.

Геологические тела, слагающие литосферу, деформируются на разной глубине, т.е. при разных условиях (температура, давление и др.). Кроме того, следует иметь в виду, что на некоторой глубине любое геологическое тело со всех сторон окружено другими телами, и оно деформируется согласованно с деформацией окружающих тел. Поэтому при изучении механизмов формирования тектонических структур любых размеров мы не можем рассматривать деформацию геологических тел как тел изолированных, так как на их механическое поведение оказывает влияние окружающая среда. По существу при изучении тектонических деформаций приходится иметь дело не с отдельными деформируемыми телами горных пород, а с геологической средой, состоящей из разнообразных, совместно деформирующихся геологических тел. Различные горные породы, слагающие геологические тела, обладают разными механическими свойствами, поэтому деформация геологической среды существенно неоднородна. В такой среде наряду с собственно деформацией геологических тел могут наблюдаться относительные перемещения и повороты некоторых структурных элементов как целого, но такие перемещения и повороты происходят в деформирующейся среде. Фиксируемые в природе относительные перемещения и повороты некоторых объемов вещества во многих случаях могут рассматриваться как результаты деформаций включающих их объемов больших масштабов. Исходя из сказанного, важной особенностью тектонических деформаций явля-

ется их неоднородность, связанная с неоднородностью условий, при которых деформируются геологические тела, и с неоднородностью строения и состава самих тел, слагающих геологическую среду.

Таким образом, в отличие от деформаций твердых тел, изучаемых физикой и механикой, тектонические деформации обладают рядом особенностей, которыми обусловлены и особенности подходов к их изучению.

Поскольку в основе тектонических деформаций лежат образовавшиеся структуры, их исследование всегда начинается с морфологического структурного анализа, в процессе которого выявляются геометрические характеристики природных объектов: фиксируются форма геологических тел, их пространственное положение, соотношения друг с другом, т.е. изучается их структура. Результаты структурных исследований служат материалом для различного рода генетических реконструкций, проведение которых, с одной стороны, способствует познанию общих закономерностей эволюции Земли, а с другой – помогает при решении различных частных практических задач структурного прогноза. Для решения различных генетических задач в тектонике используются разные подходы. Так, изучая распределение в пространстве и формирование во времени различных тектонических структур, характеризующихся разными чертами строения, геология, используя собственные методы анализа, базирующиеся на данных кристаллографии, петрографии, седиментологии, стратиграфии, геохронологии и т.д., устанавливает свои, геологические закономерности проявления тектонических деформаций и их связь с другими геологическими явлениями и процессами.

С другой стороны, являясь процессом физическим, тектонические деформации подчиняются общим законам природы, управляющим всеми процессами деформирования, разрушения и взаимного перемещения физических тел. В этой связи, к изучению тектонических деформаций могут быть применены методы моделирования, заключающиеся в исследовании тектонических процессов и структур с помощью физических и математических моделей.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И СТРУКТУР

Методы моделирования применительно к природным тектоническим объектам позволяют с той или иной степенью приближенности исследовать ход тектонических деформаций и восстанавливать их структурный результат с помо-

щью моделей изучаемых объектов. Модели тектонических объектов строятся и испытываются исходя из наших представлений о процессах, установивших геометрию и пространственные соотношения деформационных структурных форм,

наблюдаемых в природе. Эти представления вырабатываются в результате детального полевого исследования природных структур методами структурной геологии и полевой тектонофизики. На основе таких исследований строятся теоретические модели процессов, включающие начальное структурное состояние объектов и схему силового воздействия, в соответствии с которыми ставятся эксперименты. Таким образом, моделирование тектонических процессов включает натурные исследования объектов и эксперименты с их моделями.

При изучении механизмов структурообразования в тектонофизике используется два вида моделирования: физическое и математическое и, соответственно, два вида экспериментов: физический и численный (вычислительный) эксперимент.

Физический эксперимент как метод исследования в тектонике имеет длительную историю, однако истинно научным он стал лишь в 50-60-е годы XX столетия. Особая заслуга в становлении этого метода на строго научной основе принадлежит М.В.Гзовскому. Именно после выхода в свет ряда его основополагающих работ [Гзовский, 1954а, 1954б, 1954в, 1963, 1975; Белоусов, Гзовский, 1964; и др.] стало ясно, что физический эксперимент должен рассматриваться как один из эффективных методов тектонических исследований. Определяя основные принципы физического моделирования, М.В.Гзовский отмечал, что эксперимент в тектонике должен использоваться не как иллюстрация представлений, выработанных в результате натурных наблюдений, а как особый метод исследования, позволяющий проверять физическую возможность развития тех процессов, которые предполагаются при формировании тектонических структур. Он необходим для выработки и уточнения общих физических представлений о механизмах структурообразования в геологической среде [Гзовский, 1975].

Метод физического моделирования предполагает исследование механизмов структурообразования на физических моделях, приготовленных из “эквивалентных” материалов. В основе этого метода лежит теория физического подобия, утверждающая, что два явления или процесса могут считаться подобными, если они описываются одинаковыми уравнениями, т.е. если все соотношения между одноименными параметрами, определяющими процесс в модели и в природе, пропорциональны. Коэффициенты пропорциональности между одноименными параметрами называют коэффициентами (критериями, множителями) подобия. Кроме того, при моделировании должны быть соблюдены геометрическое

подобие объектов и схема силового воздействия. Если отношения между всеми этими параметрами в природе и модели одинаковы, процесс деформации в модели может считаться подобным природному.

Эксперименты с физическими моделями применяются при решении различных тектонических задач: определении напряженного состояния тех или иных объемов геологической среды в связи с развитием соответствующих структурных элементов; изучении механизмов формирования элементарных тектонических структур, связанных с пластической деформацией либо разрушением; выявлении пространственных и временных соотношений различных структурных элементов; исследовании процессов развития сложно построенных тектонических структур, в строении которых принимают участие различные сочетания (парагенезы) разномасштабных структурных форм и т.п. В зависимости от конкретных задач подбираются соответствующие материалы, из которых составляются модели, и соответствующие условия, при которых эти модели испытываются. Физические модели изучаемых природных объектов могут быть простыми, но могут быть и весьма сложными, составленными из материалов с разными механическими свойствами. При составлении моделей “модельные” материалы подбираются таким образом, чтобы их основные механические свойства были эквивалентны механическим свойствам пород в условиях, эквивалентных природным. К испытываемым моделям могут быть приложены силы разного направления и величины. Нагружение моделей может осуществляться как действием внешних усилий, так и с использованием силы тяжести.

Хотя физические экспериментальные исследования тектонических процессов обладают широкими возможностями, положительные результаты экспериментов не могут служить доказательством того, что в природе процессы проходят именно так, как в лаборатории, что связано с рядом обстоятельств. Во-первых, при составлении моделей мы исходим из наших представлений об объектах, а они могут быть ошибочными. Во-вторых, очевидно, что полностью удовлетворить требованиям теории подобия при физическом моделировании тектонических процессов практически невозможно из-за ограниченности наших знаний о механических свойствах горных пород и их толщ в природной обстановке, характере действующих в литосфере сил, скоростях и продолжительности тектонических деформаций и т.п. Результаты лабораторных механических испытаний полностью на эти вопросы ответить

не могут, так как испытаниям подвергаются небольшие объемы горных пород и их деформация осуществляется в искусственных условиях. В этой связи остаются открытыми вопросы об основных факторах, влияющих на природный деформационный процесс, уравнениях, которыми этот процесс может быть описан, а так же о численных значениях параметров, которые должны фигурировать в уравнениях и т.д. Тем не менее сказанным не умаляется значение экспериментальных тектонических исследований, если при постановке экспериментов руководствоваться не стремлением получить точную копию природных объектов, а довольствоваться воспроизведением общих закономерностей их формирования.

В лаборатории весь ход деформирования моделей с начала до конца происходит на глазах исследователя, и наблюдения могут производиться в любое время над любой точкой деформируемых объектов. С помощью физических экспериментов имеется возможность наблюдать ход развития структур во времени: выделять последовательные стадии процесса деформирования, фиксировать структурные формы, соответствующие этим стадиям и т.п., и результаты наблюдений экстраполировать на объемы и времена геологического масштаба, т.е. переносить на геологические объекты. Иначе говоря, физическое моделирование тектонических процессов ориентировано на изучение *структур, образованных в результате произошедших тектонических деформаций*, в чем и заключается основная ценность этого метода тектонофизических исследований.

В отличие от физического, при математическом моделировании строятся не вещественные, а абстрактные, математические модели объектов, которые исследуются с помощью аппарата математической физики, как правило, в рамках механики сплошных сред. Такой тип моделирования широко используется в технике и строительстве при расчете деформационных и прочностных свойств различных сооружений и конструкций. Тектонические структуры также являются сооружениями и конструкциями, которые создаются природой, поэтому при их исследовании представляется логичным воспользоваться опытом, накопленным физикой и механикой.

Вместе с тем тектонические структуры – это конструкции весьма специфические. С одной стороны, они не имеют четких пространственных ограничений, поэтому при постановке задачи постоянно возникает вопрос: как выделить рассматриваемый объект из деформированного объема, т.е. что считать его границами? С другой стороны, – это конструкции “исторические”,

формировавшиеся длительное время, поэтому каждый раз необходимо определиться с выбором отсчета времени начала их формирования и интервалом времени рассмотрения.

Наконец, тектонические структуры формировались при деформациях резко неоднородной среды, что сопровождалось неоднократным ее структурным и вещественным перерождением (нарушением сплошности, изменениями структуры и состава пород в результате химических реакций и воздействия активных физических полей и т.п.). В этой связи приложение принципов физики деформационного процесса к математическому моделированию тектонических структур сталкивается с определенными трудностями, которые возникают уже в самом начале – на стадии построения модели. Часто бывает непонятно, какими принципами следует руководствоваться при назначении в моделях начальных и граничных условий, и, пожалуй, главное – какую модель материала следует принять к рассмотрению. Последнее представляет наибольшие трудности при математическом моделировании тектонических процессов и структур.

Очевидно, что чем сложнее модель материала, чем более адекватно она отражает действительность, тем более широкий круг явлений и процессов может быть объяснен с ее помощью. Вместе с тем при математическом моделировании тектонических деформаций естественно стремиться к использованию возможно более простых моделей среды, иначе решение задач может оказаться практически нереализуемым. Однако речь может идти лишь о таких моделях, которые содержали бы те из основных физико-механических характеристик, учет которых необходим при описании именно данного изучаемого процесса. Иначе говоря, при выборе механических моделей среды важно помнить о гипотезах, положенных в основу разработки этих моделей, и, как следствие, о пределах их применимости к анализу тех или иных явлений и процессов, связанных с деформациями горных пород в природе.

При описании процессов структурообразования одной из основных физико-механических характеристик является неоднородность геологической среды, ее исходная структурированность, которая не может быть учтена в моделях сплошной среды. С этим обстоятельством связано появление множества работ, в которых высказывается явная неудовлетворенность применением моделей механики деформируемого твердого тела (механики сплошных сред) к изучению различных сторон тектогенеза [Пономарев, 1987; Родионов и др., 1989; Садовский, 1989; Садов-

ский и др., 1989; Талицкий, Галкин, 1989; Садовский, Писаренко, 1991; Талицкий, 1994]. В подтверждение сказанного можно привести цитату из работы [Родионов и др., 1989], в которой четко сформулированы противоречия в подходах к моделированию деформаций в механике и геологии: "... в механике деформируемого твердого тела, которая до сих пор является фундаментом геомеханики, усилия исследователей были направлены главным образом на поиск однозначных связей между деформациями и напряжениями. Успех в решении задач о напряженно-деформированном состоянии твердой среды достигался ценой обезличивания природных объектов, пренебрежения их структурой и историей. Выделение природного объекта из окружающей среды приводило к его омертвлению, и прогноз отдаленных последствий становился невозможным и бессмысленным.

Назначение исследователем начальных и граничных условий фактически навязывало твердо-

му телу детерминированное поведение. Однако природный объект благодаря приобретенной структуре обладает собственной приспособительной реакцией. Структурные изменения имеют определенную направленность, которая обусловлена, вероятно, стремлением ослабить действие внешних сил, увеличив, например, подвижность слагающих природные тела блоков" [Родионов и др., 1989].

В цитируемой работе В.Н.Родионова и др. обосновывается мысль, что главная цель моделирования в геомеханике заключается в исследовании приспособительных реакций детальной структуры геологической среды (т.е. структуры, учитывающей весь набор разномасштабных структурных форм) на внешнее воздействие и условий их реализации. Для достижения этой цели предлагаются новые подходы к моделированию геологической среды и протекающих в ней динамических процессов.

НОВЫЕ ПОДХОДЫ К МОДЕЛИРОВАНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Накопление фактического материала, интерпретация которого не укладывается в рамки традиционных представлений механики сплошных сред, предопределило создание новых подходов к моделированию геологической среды. Так, полученные многочисленные экспериментальные и натурные наблюдения свидетельствуют, что тектонические деформации реализуются путем разнообразных динамических перестроек исходной структуры геологической среды и, более того, такие перестройки зависят в большей мере не от осредненных полей напряжений, как это предполагают модели сплошной среды, а от их максимумов, т.е. концентраторов напряжений, распределение и перестройка которых, в свою очередь, определяются неоднородностями детальной структуры среды, а не ее осредненными свойствами [Садовский, Писаренко, 1991]. В этой связи возникла необходимость специального исследования роли неоднородностей геологической среды в механизмах тектогенеза.

Неоднородность геологической среды проявляется в структурах разных масштабов и связана с неоднородностями состава различных структурных элементов, степенью их упорядоченности, наличием включений различной "жесткости" и масштаба (поровые жидкости, интрузивные тела и т.п.), присутствием "нарушений сплошности" в виде различных трещин и зон трещиноватости и т.п. Кроме того, в геологической среде присутствуют неоднород-

ности различных геофизических полей (температурного, гравитационного и т.п.). Все эти неоднородности так или иначе влияют на деформационные свойства геологической среды и, как следствие, на механизмы протекания тектонических деформаций. Так, М.В.Гзовским и его учениками и последователями было показано, что различные структурные неоднородности, присутствующие в геологической среде, в значительной мере влияют на ее напряженное состояние [Гзовский, 1954в, 1975; Осокина, 1989а, 1989б; Бондаренко, 1990], что необходимо учитывать при анализе тектонических деформаций, а специальные эксперименты на средах с исходными макроструктурами выявили значительное влияние последних не только на ход и результат деформаций, но и на механические свойства деформируемой среды [Талицкий, Галкин, 1997].

Для специального исследования роли неоднородностей в тектонических процессах различными исследователями предложен ряд принципиально новых моделей, значительно отличающихся от традиционных моделей механики сплошных сред [Садовский и др., 1983; Пономарев, 1987; Родионов и др., 1989; Садовский, 1989; Талицкий, Галкин, 1989; Садовский, Писаренко, 1991; Талицкий, 1994]. Все эти модели, несмотря на некоторые различия, объединяет одно общее свойство. В их рамках геологическая среда представляется неоднородной, иерархически построенной системой разномасштабных структурных

элементов, и по этому признаку подобные модели могут быть объединены под общим названием: модели среды со структурой.

По образному выражению В.С.Пономарева [1987, с.133] модели геологической среды со структурой призваны "...способствовать освещению таких явлений, происходящих в горных породах, какие остаются вне поля зрения, сформированного в луче сложившихся традиционных представлений".

Иными словами, не являясь альтернативой

ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

Конкретные механизмы протекания остаточных деформаций геологической среды, приводящих к формированию различных закономерных сочетаний структурных форм (структурных парагенезов), невозможно понять, изучая лишь диаграммы механических испытаний горных пород, так же, как, основываясь лишь на феноменологических моделях, невозможно понять физическую природу пластичности. Выявить физические механизмы пластических деформаций удалось лишь исследовав атомно-молекулярную структуру вещества и дефекты (неоднородности), нарушающие эту структуру. В последнее время в физике твердого тела дефекты, нарушающие кристаллическую структуру материалов, были представлены как самостоятельные структуры различных уровней организации вещества, что привело к рождению принципиально новой физической модели – модели механики среды со структурой (мезомеханики) [Панин и др., 1995], в рамках которой предпринимаются попытки привести в соответствие феноменологические модели с физикой микроскопических процессов, определяющих механическое (реологическое) поведение материалов. Собственно, такая же цель преследуется геологами при изучении тектонических деформаций, и, более того, для достижения этой цели предлагаются одни и те же средства: модели среды со структурой. Разница состоит лишь в том, что физиков в большей мере интересуют микроскопические механизмы пластических деформаций и разрушения твердых тел, а специалистов геологических направлений – макроскопические механизмы остаточных деформаций геологической среды.

Для изучения физических механизмов тектонических деформаций, проявляющихся в виде различных структурных форм и их сочетаний, представляется естественной замена абстрактной модели "сплошной среды", состоящей из точек, являющихся по совместительству материальными частицами среды, на модель, в которой

моделям механики сплошных сред, новые модели нацелены на исследование процессов тектогенеза, выходящих за пределы применимости последних. К числу таких процессов относятся процессы структурообразования, происходящие в геологической среде при ее прогрессирующей деформации. Именно эти процессы в конечном счете привели к выработке тех структурных сочетаний (структурных парагенезов), которые в настоящее время определяют тектоническое строение различных регионов Земли.

среда образована совокупностью геометрических структурных элементов, объединенных в систему. По определению, система – это множество элементов, находящихся в отношениях и связях друг с другом, образующих определенную целостность, единство. Иначе говоря, система – это ряд особым образом организованных элементов, а организация элементов в системе является ее структурой. Таким образом, в отличие от континуальной модели, предлагаемая модель – модель среды со структурой. В этой модели среда представляется сплошной в том смысле, что она практически непрерывно заполняет геологическое пространство, но в то же время она дискретна, так как состоит из элементов определенной геометрии и размеров, связанных в единое целое. Такая модель может быть исследована на предмет динамических перестроек структуры системы в ответ на какие-либо внешние воздействия.

Структурное состояние реальной геологической среды определяется совокупностью разномасштабных структурных элементов, являющихся структурными уровнями ее организации. На разных структурных уровнях такими элементами могут быть отдельные минеральные зерна, агрегаты зерен, слои, пачки слоев, блоки и т.д., а структура среды в целом представляет собой суперпозицию структур разных уровней. Следовательно, модель исходной структуры реальной геологической среды может быть представлена иерархической системой элементов, содержащей разные уровни их структурной организации. В простейшем виде такая иерархия содержит внутризерновые уровни (атомы, дислокационные структуры, блоки мозаики и др.), уровни зерен, агрегатов зерен, слоев, пачек слоев, блоков, ансамблей блоков. Все эти уровни структурной организации системы можно назвать уровнями низшего порядка. Уровни высшего порядка – уровень литосферных плит и уровень геосфер. К

особенностям такой системы относится то, что каждый из последующих структурных уровней включает в себя предыдущие. Нетрудно заметить, что такая модель синтезирует масштабные уровни, выделяемые многими исследователями, но ее преимущество заключается в том, что, помимо деформаций, происходящих на каждом из масштабных уровней, в ее рамках появляется возможность анализировать процессы взаимодействия деформаций, происходящих на разных масштабных уровнях, и изучать механизмы формирования парагенезов разномасштабных структурных форм.

Поскольку для анализа тектонических процессов привлекается модель среды со структурой, прежде всего имеет смысл определить функции этой структуры в механизмах тектогенеза. Основная функция иерархической структуры заключается в том, что при нагружении геологической среды или ином внешнем воздействии возникающие в ней напряжения распределяются неравномерно, концентрируясь на неоднородностях разных структурных уровней. Иначе говоря, иерархия структурных уровней геологической среды порождает весьма неоднородное поле напряжений с концентраторами разных размеров и интенсивности. Неоднородность поля напряжений, связанная с разными уровнями структурной организации среды, четко фиксируется в физических экспериментах на оптически активных средах. В связи с неоднородностью поля напряжений деформация также неоднородна и развивается локализовано в концентраторах, так как в этих областях раньше, чем в других частях системы, напряжения достигают предельных значений. Такие представления о тектонических деформациях позволяют использовать при их описании релаксационный подход, развиваемый в мезомеханике, и рассматривать деформируемую геологическую среду как далекую от равновесия диссипативную систему. При этом предполагается диссипация упругой энергии, поэтому деформационный процесс напрямую связан с релаксацией поля напряжений.

Релаксационный подход к описанию остаточных деформаций основан на предположении, высказанном еще в прошлом веке Дж. Максвеллом. Суть его состоит в том, что вызываемое нагрузкой упругое изменение формы тела с течением времени преобразуется в необратимое (остаточное). В этом случае общая деформация тела ($\varepsilon_{\text{общ}}$) в любой момент времени характеризуется упругой ($\varepsilon_{\text{упр}}$) и остаточной ($\varepsilon_{\text{ост}}$) составляющими:

$$\varepsilon_{\text{общ}} = \varepsilon_{\text{упр}} + \varepsilon_{\text{ост}}.$$

Если в процессе деформирования напряжения остаются неизменными, не изменяется и упругая составляющая, но общая деформация с течением времени постоянно увеличивается, так как возрастает остаточная составляющая. При нагружении тела (в момент приложения нагрузки) практически вся деформация будет упругой. Однако если оставить нагруженное тело в этих условиях на неопределенно долгий срок, вся упругая деформация перейдет в остаточную. Скорость такого перехода характеризуют временем (периодом) релаксации напряжений (T) – таким временем, за которое напряжение при постоянной деформации уменьшается в e раз ($e = 2.72$ – основание натуральных логарифмов).

Проведем простой эксперимент: растянем металлический стержень внешними силами и закрепив концы оставим его в таком положении на некоторое время. Общая деформация ($\varepsilon_{\text{общ}}$) стержня, остающаяся постоянной, в начальный момент времени t_0 будет характеризоваться лишь упругой составляющей ($\varepsilon_{\text{упр}}$), которая легко вычисляется по закону Гука: $\varepsilon_{\text{упр}} = \sigma_0 / E$ (σ_0 – напряжение, E – модуль Юнга). Однако через какой-то промежуток времени (Δt), часть упругой деформации перейдет в остаточную. Будем полагать, что при постоянной общей деформации материал стержня характеризуется временем релаксации (T). Это значит, что за отрезок времени T напряжения уменьшатся в e раз: ($\sigma |_{t=t_0+T} = \sigma_0 / e$), а за промежуток времени Δt – в $e^{\Delta t/T}$ раз, так что

$$\sigma |_{t_0+\Delta t} = \sigma_0 e^{-\Delta t/T}.$$

В этот момент времени упругая составляющая деформации

$$\varepsilon_{\text{упр}} |_{t_0+\Delta t} = \frac{\sigma |_{t_0+\Delta t}}{E} = \frac{\sigma_0}{E} e^{-\Delta t/T}.$$

На основании выше приведенных выражений остаточная деформация определится следующим выражением

$$\varepsilon_{\text{ост}} = \varepsilon_{\text{общ}} - \varepsilon_{\text{упр}} = \frac{\sigma_0}{E} (1 - e^{-\Delta t/T}).$$

Дифференцируя это выражение по t при условии $\varepsilon_{\text{общ}} = \text{const}$, находим выражение для ско-

рости нарастания остаточной составляющей деформации в любой момент времени:

$$\varepsilon_{\text{ост}} = \frac{d\varepsilon_{\text{ост}}}{dt} = \frac{\sigma_0}{ET} e^{-\Delta t/T}$$

или

$$\varepsilon_{\text{ост}} = \frac{d\varepsilon_{\text{ост}}}{dt} = \frac{\sigma |_{t_0}}{ET}.$$

Отсюда в начальный момент времени, т.е. при $t = t_0$ скорость нарастания остаточной деформации

$$\varepsilon_{\text{ост}} = \sigma_0/ET.$$

Из модели Максвелла следует, что если при деформировании стержня выдерживать постоянным напряжением $\sigma = \sigma_0$, то скорость нарастания остаточной деформации все время будет постоянной и равной ε_0 и, следовательно, через промежуток времени Δt величина остаточной деформации будет равна: $\varepsilon_{\text{ост}} = \Delta t \sigma / ET$, а полная деформация, происшедшая за время Δt от начала деформирования при постоянном напряжении σ составит величину

$$\varepsilon_{\text{общ}} = \varepsilon_{\text{упр}} + \varepsilon_{\text{ост}} = \sigma/E + \Delta t \sigma / ET.$$

Приведенное выражение является уравнением Максвелла для рассмотренных условий деформирования стержня. Соответственно для сдвига, осуществляемого в тех же условиях деформирования, уравнение Максвелла может быть записано следующим образом:

$$\gamma_{\text{общ}} = \gamma_{\text{упр}} + \gamma_{\text{ост}} = \tau/G + \Delta t \tau / GT,$$

где γ – деформация сдвига, τ – касательные напряжения, G – модуль сдвига.

Феноменологическая модель упруго-вязкой среды, предложенная Дж. Максвеллом, относится к однородным однофазным средам, т.е. к “идеальным” материалам. Из модели следует, что скорость нарастания остаточной деформации сдвига при постоянном напряжении ($\dot{\gamma} = \tau/GT$) постоянна и прямо пропорциональна величине сдвигового напряжения τ . Это обстоятельство сближает рассмотренный тип остаточной деформации с течением жидкости, при котором скорость относительного сдвига ($\dot{\gamma} = \tau/\eta$) также прямо пропорциональна касательным напряжениям (течение жидкости также осуществляется механизмом диффузии). Поэтому множитель GT часто отождествляют с вязкостью η и уравнение Максвелла записывают в виде

$$\gamma = \tau/G + \Delta t \tau / \eta, \text{ где } \eta = GT.$$

Отсюда, зная вязкость материала и его модуль сдвига, можно оценить характерное время релаксации напряжений: $T = \eta/G$.

Именно так обычно трактуется модель Максвелла в геологии. Механическим эквивалентом такой модели является “тело Максвелла” – система, состоящая из последовательно соединенных упругого и вязкого элементов. Как следует из записанного выше уравнения, в рассматриваемой модели нет ограничений для величины деформации. Однако в отличие от “идеальных”, в реальных кристаллических материалах, а тем более в реальной геологической среде, в которой, помимо микронеоднородностей, присутствуют различные макронеоднородности, релаксация напряжений может осуществляться не только механизмом диффузии, но и многими иными механизмами, что придает некоторое своеобразие приложению релаксационной модели Максвелла к анализу тектонических деформаций.

Выше уже отмечалось, что при нагружении неоднородной иерархически построенной геологической среды возникающие в ней напряжения распределяются неравномерно, концентрируясь на неоднородностях структур разных структурных уровней. Поскольку распределение напряжений контролируется структурой среды, то и их релаксация должна быть связана со структурой, а точнее, с ее перестройкой. Разнообразие структурных уровней среды создает некоторый запас релаксационных механизмов, взаимодействием которых и определяется деформация системы. Релаксация напряжений может осуществляться внутризерновыми механизмами (диффузионными, трансляционными и др.); механизмами уровней зерен и агрегатов зерен (перестройкой и миграцией границ зерен, растворением – перетолжением, рекристаллизацией, перекристаллизацией, фазовыми превращениями и др.); механизмами уровней слоев и пачек слоев (перемещениями слоев по границам, их будинированием, изгибом и др.); наконец, разрушением материала в концентраторах, т.е. образованием трещин, разрывов и разрывных зон и перемещениями блоков по этим нарушениям.

Включение конкретных механизмов в релаксационную работу существенно зависит от внешних условий деформирования (температуры, давления, скорости нагружения и др.). При определенных внешних условиях концентраторы каждого из уровней структурной организации системы обладают собственными механизмами и, что особенно важно, *собственными временами релаксации напряжений*, поэтому деформа-

ционный процесс в геологической среде осуществляется не хаотически, а вполне закономерно и упорядоченно, последовательно переходя с уровня на уровень. В качестве механического эквивалента такой системы можно рассматривать серию соединенных параллельно “тел Максвелла”, каждое из которых характеризуется своим временем релаксации напряжений.

Деформация геологической среды всегда начинается с того из уровней структурной организации, концентраторы которого, при данных внешних условиях, оказываются наиболее подготовленными к процессу релаксации. В процессе деформации “работающий” уровень структур (уровень, релаксации напряжений) постепенно утрачивается, так как в связи с релаксацией концентраторов этого уровня перестраивается структура среды. С перестройкой структуры перестраивается и поле напряжений, и в процесс релаксации включаются другие концентраторы, связанные с другим структурным уровнем, наиболее подготовленным к этому. Таким образом, переход деформации с одного структурного уровня на другой не случаен. Он подготавливается деформационной предысторией.

В процессе релаксации напряжений в деформируемой геологической среде принимают участие как уровни структур, имеющиеся в системе изначально (уровни зерен и слоев), так и приобретенные в процессе деформации (уровни микролитонов, тектонических блоков и т.п.). Новообразованные уровни структурной организации среды могут формироваться как посредством пластической деформации (микролитоны при формировании кливажа), так и путем локальных разрушений концентраторов (будины, ограниченные разрывами блоки).

Анализируя правую часть приведенного выше уравнения Максвелла, можно заметить, что результат остаточной деформации в значительной степени зависит от скорости деформирования (скорости нагружения среды), а точнее, от соотношения скорости нагружения системы ($v_n = \varepsilon/\Delta t$) и скорости релаксации напряжений ($v_p = \sigma/ET$). Очевидно, что при слишком большой скорости нагружения, превышающей скорость релаксации напряжений, происходит бы-

строе их накопление и, как следствие, разрушение среды. Однако локальные разрушения концентраторов могут происходить и при медленной скорости нагружения, когда в результате структурных перестроек исчерпывается возможность релаксации напряжений имеющимися в системе средствами. Иначе говоря, в процессе деформации структура среды может перестроиться таким образом, что при данных внешних условиях ни один из уровней структурной организации не может эффективно снижать напряжения. В этом случае напряжения быстро растут, и при достижении ими предельных значений формируются трещины и разрывы.

При формировании разрывов система приобретает новый структурный уровень – уровень блоков, способный эффективно осуществлять релаксацию напряжений путем перемещений и поворотов этих новообразованных структурных элементов. При перемещениях и поворотах блоков в системе могут возникать локальные очаги новообразованных механических обстановок, не связанные напрямую с генеральной механической обстановкой. Например, в условиях глобальной обстановки сжатия могут формироваться локальные структуры растяжения, сдвига и т.п., образующие единый структурный парагенез.

Таким образом, релаксируя возникающие концентраторы напряжений, последовательно переходя с уровня на уровень, структурно перестраиваясь, система постепенно накапливает большие остаточные деформации, запечатленные в ее современной детальной структуре. Суммируя сказанное, можно отметить, что между детальной структурой геологической среды и релаксацией полей напряжений существует обратная связь. Структура обуславливает распределение напряжений, релаксация напряжений ведет к перестройке структуры.

С перестройкой структуры перестраивается поле напряжений, а следовательно, изменяются и релаксационные механизмы. Существование такой связи определяет состояние динамического развития иерархической структуры среды, по отношению к различным элементам которой внешние силы оказываются не заданными изначально, а являются функцией состояния этих элементов и их деформационной предыстории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение следует подчеркнуть, что предлагаемая модель ориентирована на изучение формирования в геологической среде закономерных сочетаний разномасштабных структур-

ных форм, т.е. структурных парагенезов. Основной смысл этой модели заключается в рассмотрении деформации неоднородной, иерархически построенной системы, каковой является геоло-

гическая среда. При любом внешнем воздействии, оказываемом на такую систему, в ней начнутся процессы, стремящиеся ослабить это воздействие. К числу таких процессов относятся и преобразования ее исходной иерархической структуры, заключающиеся в переупаковке структурных элементов, изменении их формы, пространственного положения, соотношения друг с другом, а также в формировании новых структурных элементов и вовлечении их в деформационный процесс. Конкретные механизмы структурных преобразований зависят от внешних условий деформирования (температуры, давления и др.), а также от деформационной предыстории, в связи с чем при решении генетических вопросов структурообразования недостаточно ограничиваться рассмотрением лишь какого-то одного уровня структуры, так как формирование структур всех уров-

ней находится в тесной взаимосвязи.

Учет эволюции внутренней структуры деформируемой геологической среды позволяет рассматривать тектонические деформации как процесс, развивающийся во времени, а формирование структурных парагенезов – как процесс исторический, связанный с последовательным преобразованием разномасштабных первичных структурных форм во вторичные. В результате таких преобразований в деформируемых объемах геологической среды может формироваться тот спектр разномасштабных структурных форм, который мы наблюдаем в природе, причем в каждом конкретном случае соотношение этих форм между собой как в пространстве, так и во времени вполне закономерно и отображает ту механическую обстановку, в которой формировался данный структурный парагенез.

ЛИТЕРАТУРА

- Белюсов В.В., Гзовский М.В.* Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 119 с.
- Бондаренко П.М.* Тектонофизическое моделирование деформационных структур и полей напряжений сдвиговых зон земной коры: Автореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1990. 40 с.
- Гзовский М.В.* О задачах и содержании тектонофизики // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954а. № 3. С. 244-263.
- Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954б. № 5. С. 390-410.
- Гзовский М.В.* Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1954в. № 6. С. 527-545.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III, IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Осокина Д.Н.* Моделирование тектонических полей напряжений, обусловленных разрывами и неоднородностями в земной коре // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989а. С. 163-197.
- Осокина Д.Н.* Иерархические свойства тектонического поля напряжений // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989б. С. 197-208.
- Панин В.Е., Егорушкин В.Е., Макаров П.В. и др.* Физическая мезомеханика и компьютерное конструирование материалов. Т.1. Новосибирск: Наука, 1995. 298 с.
- Пономарев В.С.* Структуры самопроизвольного разрушения в горных породах // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 117-136.
- Родионов В.Н., Сизов И.А., Кочарян Г.Г.* О моделировании природных объектов в геомеханике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 14-19.
- Садовский М.А.* О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 5-14.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Родионов В.Н.* От сейсмологии к геомеханике: о модели геофизической среды // Вестн. АН СССР. 1983. № 1. С. 82-88.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 95 с.
- Талицкий В.Г.* Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78-84.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. С. 61-70.
- Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза // Геотектоника. 1997. № 1. С. 82-89.

СДВИГИ И СДВИГОВЫЕ ЗОНЫ ДОНЕЦКО-МАКЕЕВСКОГО РАЙОНА

В.А.Корчемагин, В.В.Шамаев, И.А.Павлов

Донецкий государственный технический университет, Украина

В статье рассмотрены тектонофизические аспекты геологической структуры и связанные с ними горно-геологические условия центральной части Донецко-Макеевского района.

В геолого-структурном отношении этот район представляет собой погружающуюся в северном направлении моноклинал с выдержанным северо-западным простиранием пород угленосной толщи, представляющую собой склон Кальмиус-Торецкой котловины. Моноклинал осложняется пологими пликативными структурами (преимущественно синклинальными) высоких порядков и крупными региональными разрывами: поперечными (Французский, Калининский, Первомайский, Итальянский, Смоляниновский надвиги) и продольными (Мушкетовский надвиг и сбросо-надвиговая система "Провиданс").

Традиционно, все тектонические разрывы (в зависимости от видимого смещения пластов и наклона плоскостей нарушений) в этом районе классифицировались как надвиги, взбросы и сбросы. Классификация распространялась как на региональные разрывы, так и на мелкоамплитудную тектонику. Реальная кинематика разрывов не анализировалась. В результате, на одних и тех же площадях сочетались надвиги, взбросы и сбросы, часто имеющие одинаковую ориентировку. Хотя первые традиционно отождествляются с тангенциальным сжатием, а вторые характерны для участков с субвертикальным сжатием. Формирование подобного пестрого набора морфологически и генетически разнородных структур вызвано весьма сложным механизмом образования.

В течение ряда лет авторами выполнялись структурно-тектонофизические исследования на шахтах Донецко-Макеевского района. Изучались трещинно-разрывные структуры, их кинематика и другие деформационные элементы горного массива всех рангов. Реконструировались параметры полей деформаций и напряжений локального и мезорегионального уровней.

При наблюдениях в горных выработках были задокументированы многочисленные разрывы со сдвиговой кинематикой. Впоследствии при изучении планов горных работ были выделены целые сдвиговые зоны, являющиеся уже структурами мезорегионального уровня.

Для этих зон характерны свои специфические

черты и набор определенных структурных элементов (структурный парагенезис), что позволяет однозначно их идентифицировать и выделять среди других типов нарушений.

В крыльях сдвиговых зон часто фиксируются системы пологих надвигов или сбросов, сгруппированных в разрезе в крутопадающие зоны, нормальные к напластованию. Можно предположить, что они являются вторичными структурами и образовались вследствие межслоевых подвижек при компенсации сдвиговых смещений блоков пород по основному разрыву (т.е. в условиях сплошного массива горных пород происходит трансформация горизонтальных подвижек в вертикальные). Таким образом, основная масса выделенных еще В.С.Поповым [1963] "текто-нополос" является сдвиговыми зонами, либо структурами тесно связанными с ними.

Для рассматриваемого района установлены сдвиговые зоны двух довольно выдержанных ориентировок – северо-западные – субширотные (азимут простирания 280° - 290°) и субмеридиональные (азимут простирания 340° - 350°), которые на региональном уровне составляют сопряженную пару. Ориентировка борозд и штрихов скольжения на плоскостях сместителей, а также смещение пластов в их крыльях указывают на правые сдвиги (в плане) по северо-западным и левые сдвиги по субмеридиональным нарушениям.

Среди структур этого класса, отображенных на геологических картах можно назвать Калининский взброс и Кировский сброс (Макеевский район), сбросы № 7,8,9, Менчуговский и Западный (Диагональный) взбросы, систему "Провиданс" (в Донецком районе). Здесь же нами выделяется наиболее крупная субмеридиональная структура, трассируемая более чем на 15 км от поля шахты № 6 "Капитальная" на юге до полей шахт "Глубокая" и "Донбасс" на севере.

Эта структура сформирована фактически непрерывными в плане эшелонированными рядами разрывов и включает следующие элементы: Софиевский надвиг, сброс № 1, меридиональный фрагмент Итальянского надвига, сброс "В" и "Восточный надвиг". Параллельно этой основной структуре на полях шахт № 6, "Красная Звезда", "Глубокая" и "Донбасс" выделено еще несколько аналогичных структур меньшего масштаба и большое количество сопряженных с

ними зон северо-западной ориентировки.

Значительные затруднения связаны, как правило, с определением амплитуды сдвиговых смещений. Можно предположить, что она значительно превышает видимое вертикальное разобщение пластов. Для выделенной по косвенным признакам (смещению осевой линии куполообразной складки) субмеридиональной зоны на поле шахты "Глубокой" амплитуда горизонтального смещения достигает 500-600 м при вертикальной 50-60 м, т.е. на порядок выше. Таким образом, речь идет о крупнейшей региональной сдвиговой зоне, соизмеримой по протяженности и амплитуде смещения с основными надвигами Донецко-Макеевского района (рис. 1).

Характерной особенностью этого района является большое количество геодинамических (в частности, газодинамических) явлений протекающих при ведении горных работ. Основная масса происшедших выбросов (порядка 75%) зарегистрирована на полях шахт им. 60-летия Украины, "Глубокая", "Донбасс", непосредственно прилегающих к выделенной сдвиговой зоне (см. рис. 2).

В пределах полей этих шахт, происшедшие газодинамические явления связаны с мелкоамплитудными разрывами и зонами дислоцированного угля, формирующими сдвиговые зоны высоких порядков, либо с компенсационными структурами в их крыльях.

Такая связь, на наш взгляд, вполне закономерна, поскольку природа и механизм развития газодинамических явлений обусловлены наряду с другими факторами и действующими в настоящее время в массиве горных пород тектоническими деформациями и напряжениями. А из всех структурно-деформационных элементов Донецко-Макеевского района сдвиги и сдвиговые зоны являются самыми молодыми образованиями, сформированными самым молодым полем напряжений. Процесс их становления не завершен, и в этих зонах тектонические напряжения еще не полностью реализовались в деформации. Таким образом, газодинамические явления связаны не просто с мелкоамплитудной тектоникой, а с самой молодой тектоникой района – сдвигами, сдвиговыми зонами и компенсационными структурами в их крыльях.

Ранее авторами были выполнены исследования деформационных полей в массиве горных пород для участка центрального района Донбасса – поля шахты им. Ю.Гагарина (характеризующегося высокой степенью опасности по газодинамическим явлениям), где были получены аналогичные данные [Шамаев, 1988].

Еще в 1988 году, Кушель К.-Х. показал, что если породный массив под действием тектонических сил перемещается, то основной компонент сдвижения слоев имеет горизонтальное направление, и в одной части поля образуются сдвиговые нарушения, к которым приурочены зоны, наиболее опасные по газодинамическим явлениям [Кушель, 1988]. Распознавание сдвиговых нарушений достаточно сложно, так как при горизонтальном залегании слоев не всегда удается определить амплитуду. Сдвиги с вертикальной амплитудой 0,5 м могут сопровождаться горизонтальными смещениями в несколько метров.

В работе [Шамаев, Рязанцев, 1986] мы показали возможные пути формирования активных деформационных структур, опасных по гео- и газодинамическим явлениям вблизи глубинных разломов и приуроченных к сдвиговым тектоническим нарушениям.

Необходимо учитывать и тот факт, что область между Азовским морем и линией Курск – Воронеж относится к областям повышенной сейсмичности, где в последнее время неоднократно наблюдались сейсмические явления техногенного происхождения [Шамаев, 1992].

В работах [Шамаев, Шестопалов, 1990, 1994] нами предложен возможный единый "начальный этап" развития аномальных геодинамических (сейсмические явления, тектонические удары) и газодинамических явлений (выбросы), протекающих в зонах приуроченных к сдвиговым деформационным структурам.

Выделенные сдвиговые зоны и надвиги составляют взаимодополняющую динамопару, так как оба типа структур образуются при субгоризонтальном сжатии, отражая разные этапы формирования массива горных пород, разобщенные во времени.

Выделение сдвигов и сдвиговых деформационных структур со всеми присущими им специфическими особенностями позволяет более полно представить сложную геологическую картину Донецко-Макеевского района, историю и механизмы ее формирования.

Заметим, что реконструкция разновозрастных полей напряжений и деформаций позволяет создать тектонофизическую информационную базу для:

- Разработки новых способов прогноза и предотвращения негативных проявлений гео- и газодинамических явлений;
- Оптимального плана развития горных работ;
- Безопасной выемки полезных ископаемых под природными и искусственными охраняемыми объектами;

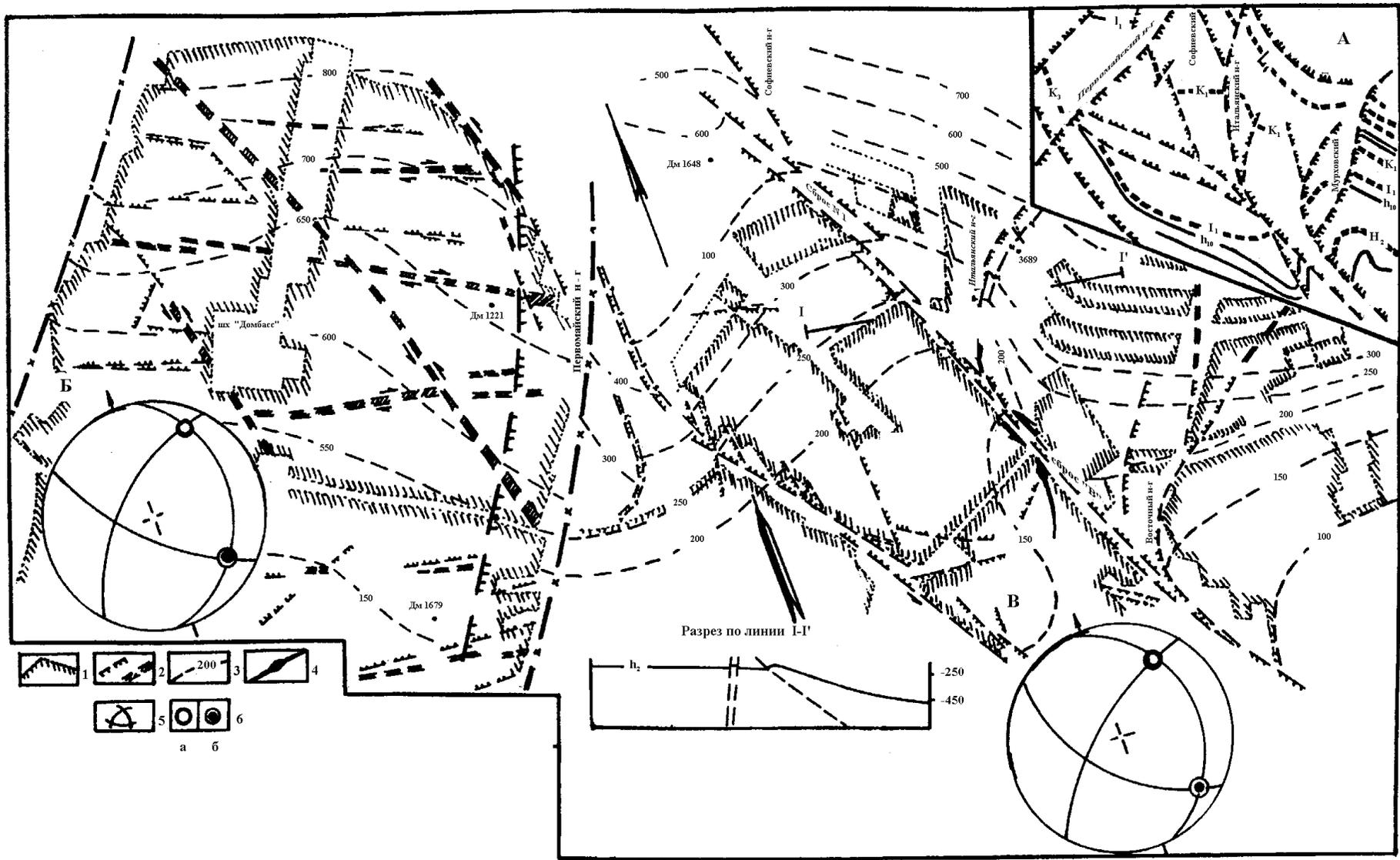


Рис. 1. Структурно-гипсометрический план рассматриваемой сдвиговой зоны Донецко-Макеевского района: Врезка А, центральная часть Донецко-Макеевского района с выделенным участком (масштаб 1:200 000); Стереогаммы реконструкции осей напряжений мезорегионального уровня для полей шахт: Б – «Донбасс», В – №6 «Капитальная».

1 – горные работы; 2 – тектонические разрывы, зоны мелкамплитудной нарушенности и дислоцированного угля; 3 – изогипсы пласта; 4 – ось купольной структуры; 5 – плоскости действия главных нормальных напряжений (на стереограмме); 6 – оси напряжений σ_1 – ба, σ_3 – бб (на стереограмме).

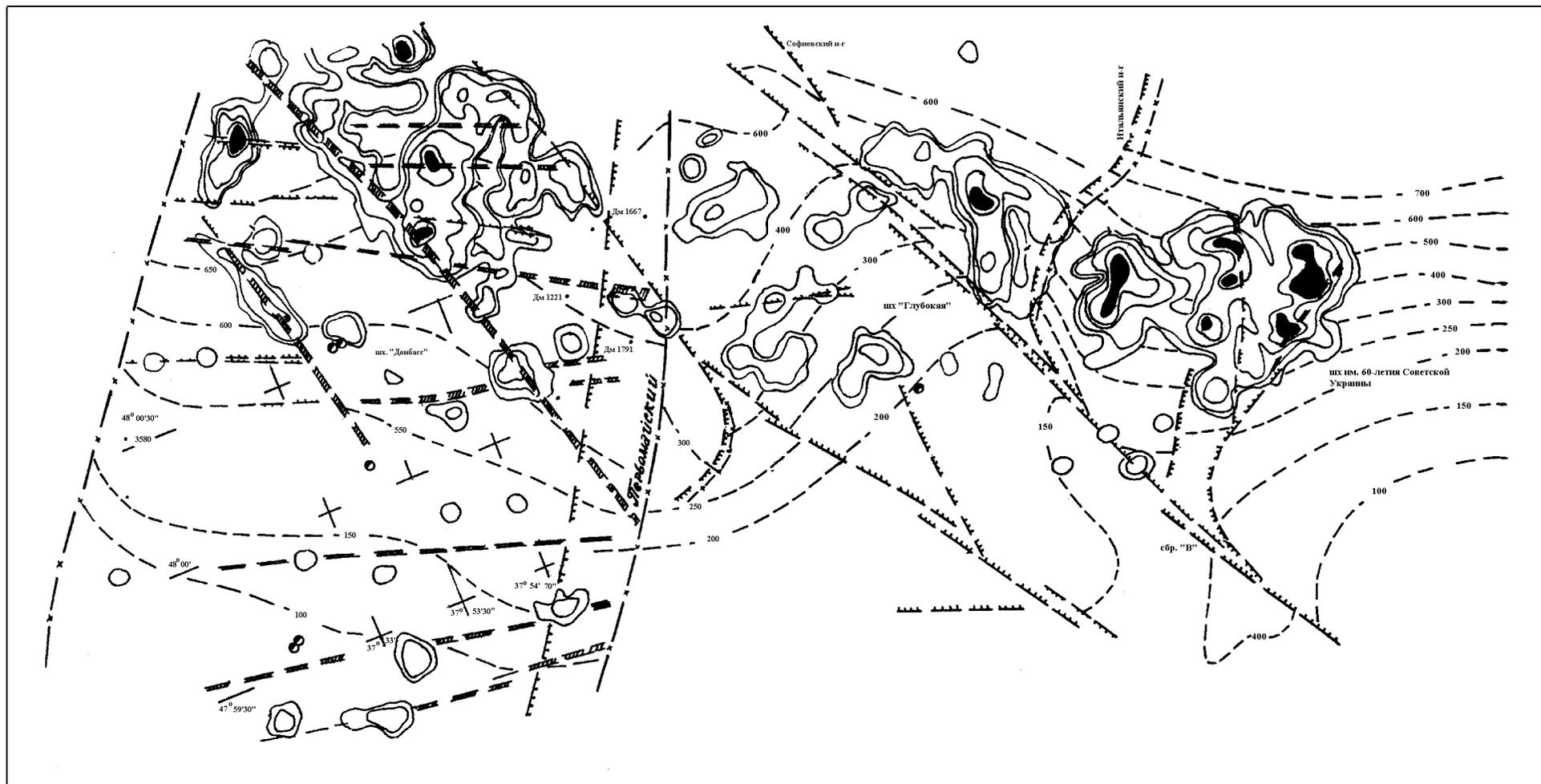


Рис. 2. Изолинии плотности концентрации выбросов на исследуемом участке (количество на 40000м^2): 1, 2, 5, 10, 12 (сплошная заливка >12)

- Строительства и поддержания подземных объектов различного назначения;
- Решения экологических задач в регионе и т.п.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

В Донецко-Макеевском районе наиболее распространены сдвиги, чаще всего сгруппированные в сдвиговые зоны. Они являются самыми молодыми структурно-деформационными элементами. Для района присущи сдвиговые зоны двух основных ориентировок: субширотные – северо-западные (правые) и субмеридиональные – левые.

Среди сдвиговых зон можно выделить структуры сопоставимые по масштабам с известными региональными надвигами Донецко-Макеевского района. Основная масса зарегистрированных газодинамических явлений связана именно с этими молодыми образованиями и концентрируется в сдвиговых зонах, либо в компенсационных структурах в их крыльях.

ЛИТЕРАТУРА

- Кушель К.-Х.* Текущее прогнозирование выбросоопасности и борьба с внезапными выбросами угля и газа // Глюкауф. 1988. № 14/15. С. 7-12.
- Попов В.С.* Тектоника Донбасса // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 103-151.
- Шамаев В.В.* Исследования деформационных полей в массиве горных пород при отработке месторождений полезных ископаемых в сложных геотехнических условиях центрального района Донбасса. М.: ИПКОН АН СССР. 1988. 44 с.
- Шамаев В.В., Рязанцев Н.А.* О природе формирования деформационных структур в массиве горных пород и их связи с аномальными геодинамическими явлениями // ФТВД. 1986. Вып. 34. С. 46–55.
- Шамаев В.В.* Развитие концепции деформационных структур в проблеме контроля и прогноза состояния массива горных пород // ФТВД. 1992. Т.2, № 1. С. 58-69.
- Шамаев В.В., Шестопалов А.В.* Использование метода аналогий для развития теории газодинамических явлений // Прогноз и предотвращение опасных газопроявлений при разработке угольных месторождений. М.: ИПКОН АН СССР, 1990. С. 46-59.
- Шамаев В.В., Шестопалов А.В.* Некоторые особенности динамики формирования геометрических параметров полости выброса газа и горной массы // Актуальные вопросы безопасности горных работ. М.: ИПКОН РАН, 1994. С. 72-81.

ДЕФОРМАЦИОННАЯ ЛИНЕЙНОСТЬ И ПРОБЛЕМА ЭНЕРГЕТИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В.С. Милеев

Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова

В 1946 г. была опубликована классическая работа Э.Клооса «Lineation» [Cloos, 1946; Клоос, 1958], в которой обобщен весь материал по этому важному и интересному структурному явлению. Уникальность данной работы состоит не только в том, что в ней изложены все существовавшие на то время представления о морфологии и генезисе линейности, но и приведена обширная аннотированная библиография по линейности с 1825 по 1945 г.

Линейность, впервые выделенная в 1833 г. в метаморфическом комплексе Альп К.Науманном, [«представляет собой описательный, а не генетический термин и применяется для обозначения линейных структур любого типа как внутри породы, так и на ее поверхности» [Клоос, 1958, с. 7]. Это содержание понятия было принято Э.Клоосом и сохранилось до настоящего времени.

Проанализировав все имевшиеся представления о линейности и ее генезисе Э.Клоос предложил классификацию линейности, приведенную на рис. 1. Линейность как форма упорядоченности ориентировки элементов внутреннего строения породы и образований на поверхности ее слоев или отдельности, очевидно, возникает в условиях высокой динамики и упорядоченности течения (движения) формирующей ее среды. Давно отмечено, что по генезису она может быть

первичной – образующейся в процессе становления осадка (или породы), или вторичной – формирующейся при преобразовании породы в процессе ее деформации, в том числе и при метаморфизме, и являющейся, таким образом, деформационной. Основным критерием их разделения является, естественно, проявление деформации породы в виде наличия кливажа, сланцеватости или трещин и разрывов с бороздами скольжения или шестоватыми выделениями различных минералов на их поверхностях.

Вторичную (деформационную) линейность Э.Клоос, вслед за Д.Шарпом и Б.Зандером, разделял по ориентировке по отношению падению, восстанию и простираанию слоя или осевой поверхности складки на *a*- и *b*-линейности, соответственно. Однако требуется заметить, что Б.Зандер, введя три различные системы координат (структурную, кинематическую и ...), обозначил их оси одними и теми же символами *a*, *b* и *c*, что внесло известную путаницу в представления геологов: так, ось *a* в структурной системе координат совпадает с направлением падения – восстания поверхности слоистости или кливажа, а в кинематической обозначает растяжение; *b*, в свою очередь, является простираанием поверхности, а кинематически – ось среднего напряжения, ось вращения.

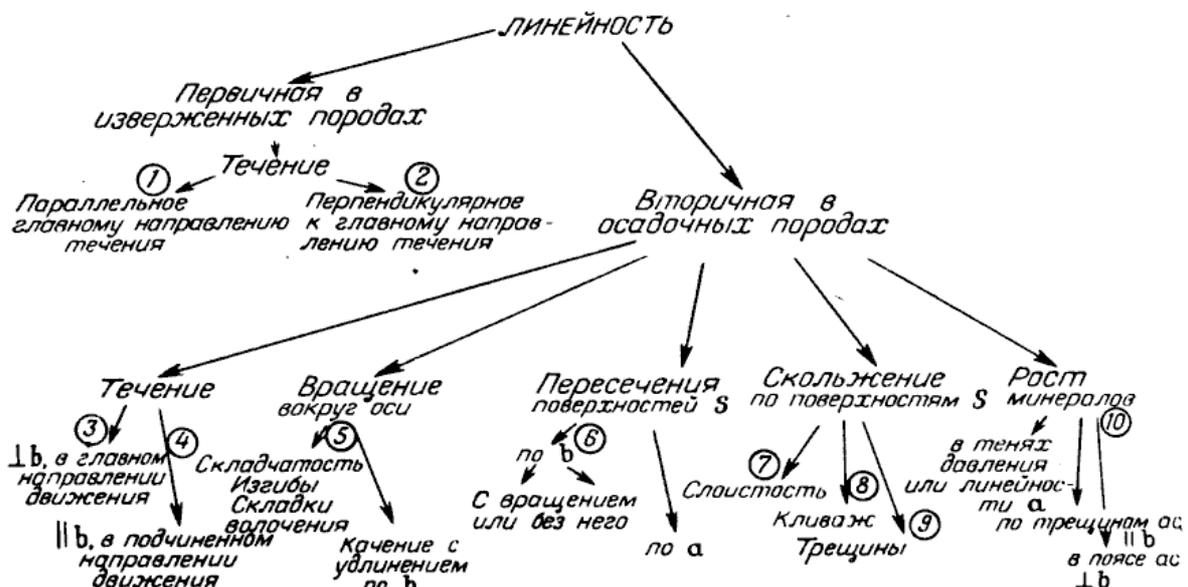


Рис. 1. Классификация линейности по Э.Клоосу [1958].

Отсюда родился генетический дуализм в объяснении происхождения абсолютно одинаково выраженной морфологически линейности (например, деформированными гальками, кристаллами, моно- и полиминеральными кристаллическими агрегатами и др.), но по-разному ориентированной в складке. В соответствии с существовавшими представлениями об условиях формирования складок Б.Зандер и В.Шмидт объясняли образование a -линейности в результате деформации удлинения по оси растяжения, а в случае b -линейности – в результате вращения вдоль оси b при тектоническом транспорте в направлении оси a , подобно валику замазки, раскатываемому в руках.

С другой стороны, надо отметить большое разнообразие в морфологии линейности: от материально выраженной теми или иными элементами строения породы (гальки, зерна минералов, минеральные агрегаты и др.) до воображаемых структурных элементов – (оси, шарниры складок и др.).

Нет четкого истолкования линейности и в работах Ф.Тернера и Л.Вайса [Turne, Weiss, 1963], Дж.Ремзи [Ramsay, 1967], А.Николя [1992] и других авторов [Ферхуген и др., 1976; Эз, 1978; Паталаха, 1981; Спенсер, 1981; Уилсон, 1985; Заика-Новацкий, Казаков, 1989; Price, Cosgrove, 1990; Минс, 1991].

Таким образом, морфологически очень разнообразная деформационная линейность получила очень узкое генетическое истолкование, что, по мнению автора, сказалось роковым образом на последующей судьбе этого структурного элемента, так как он перестал быть действенным инструментом структурного анализа. Линейность осталась только описательным «морфологическим термином» и практически перестала фиксироваться геологами (за ненадобностью).

После установления Л.Вайсом [Weiss, 1959] широкого распространения, особенно в метаморфических комплексах, наложенной складчатости (которую лучше называть, хотя и не очень точно, «интерферационной» [Паталаха, 1981]¹, последовательными сторонниками которого у нас являются В.В.Эз [1978 и др.], А.Н.Казаков [Казаков, 1976; Заика-Новацкий, Казаков, 1989], и другие, линейность получала различные генетические объяснения. Так, b -линейность имеет самое неожиданное объяснение. Например: "Теория подсказывает (? – В.М.), что для син-

хронно кристаллизующихся удлиненно–пластинчатых минералов (роговая обманка, дистен, силлиманит) a -линейность является единственно возможным типом линейности. Наблюдаемая иногда в цилиндрических сечениях складок линейность минералов (монокристаллов) субпараллельная шарниру, которую можно принять за b -линейность, в действительности является несинхронной, а образованной ранее данной складки и деформированной ею." [Казаков, 1976, с.121]. И далее там же: "Морфологически по габитусу кристаллов (? – В.М.) это четкая a -линейность, но положение, параллельное шарниру, может вызывать подозрение о ее принадлежности к b -линейности". Отрицая возможность образования b -линейности, А.Н. Казаков пытается представить ее a -линейностью предшествующего этапа деформации, при этом не останавливаясь на вопросе: почему в одном случае пластическая деформация сопровождается формированием линейности, а в другом – нет?

Наблюдения над различными видами линейности, выраженной, главным образом, трехосными объектами – кристаллами различных минералов, поликристаллическими моно- и полиминеральными агрегатами, гальками и другими образованиями, заставили автора усомниться в справедливости объяснения генезиса b -линейности. Особенно это очевидно при рассмотрении b -линейности, образованной ориентировкой галек деформированных конгломератов.

В Южном Улутау Центрального Казахстана в раннепротерозойском метаморфическом комплексе на различных уровнях установлены сильно деформированные метаконгломераты с соотношением осей $A : B : C$ галек от 4:2:1 до 100:10:1 с ориентировкой длинной (A) оси галек по простиранию структур, т.е. образующих b -линейность (рис. 2). Надо отметить, что все три оси галек во всех случаях взаимно параллельны между собой, причем оси A и B находятся в плоскости сланцеватости, а ось C перпендикулярна к ней. Такое взаимно параллельное расположение всех трех осей исключает механизм вращения и качения, который бы привел к упорядоченной ориентировке оси A вдоль оси вращения, но к произвольной ориентировке с образованием поясов на стереографических диаграммах осей B и C (рис. 3). Но они тоже образуют единичные максимумы на этих диаграммах. На деформационной диаграмме гальки также не лежат на линии $B/C=1$, на которой должны были бы находиться

¹ Термин «наложенная складчатость» введен Н.С.Шатским [1938] для обозначения более молодого складчатого комплекса, простирание которого не совпадает с простиранием подстилающего.



Рис. 2. Нижнепротерозойские метаконгломераты, образующие долготно ориентированную *B*-линейность (Кос-Карамола, Карсакапское поднятие, Центральный Казахстан).

объекты, способные к качению (рис. 4). Заметим попутно, что абсолютно такая же стереографическая картина наблюдается и в тех случаях, когда гальки метаконгломератов образуют *a*-линейность. Это свидетельствует о том, что причина возникновения *a*- и *b*-линейностей идентична. Заметим, что и минеральная линейность всех видов в Южном Улутау параллельна линейности галек метаконгломератов, т.е. образует *b*-линейность.

Восстановление положения палеотектонических напряжений с помощью тектонической трещиноватости по методике, разработанной М.В.Гзовским [1975], показало, что длинная (*A*) ось галек конгломератов совпала с точностью до 5° с положением оси растяжения, восстановленным по тектоническим трещинам (рис. 5) [Милеев, 1970]. Это подтвердило факт, что *a*- и *b*-линейности, независимо от ориентировки в структуре, формируются под действием одних и тех же факторов и подчинены одним и тем же закономерностям.

Совпадение в ориентировке всех трех осей анизотропных по форме объектов свидетельствует о том, что она возникла не в результате качения и вращения (в этом случае оси *A* на стереограммах дали бы один максимум, а оси *B* и *C* образовали бы единый пояс, перпендикулярный

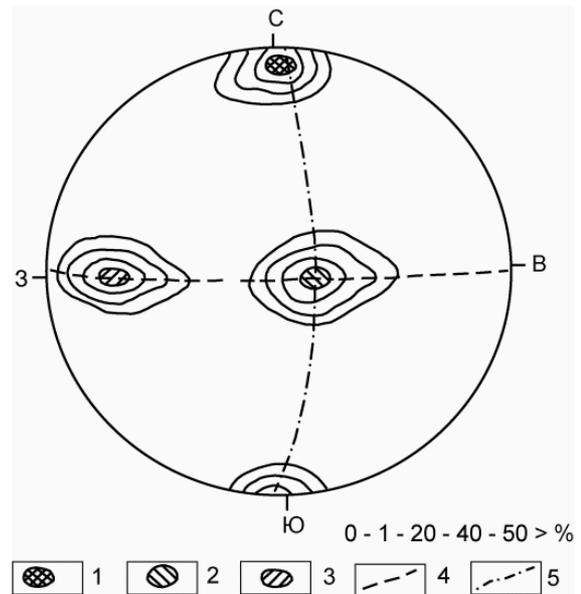


Рис. 3. Диаграмма ориентировок осей 100 галек метаконгломератов обнажения Кос-Карамола (верхняя полусфера).

1-3 — оси галек: *1* — *A* (длинная), *2* — *B* (средняя), *3* — *C* (короткая); *4* — траектория осей *B* и *C* при вращении галек; *5* — усредненное положение сланцеватости, наследующей слоистость ($S_0 \parallel S_1$)

оси *A*), а в результате ламинарного течения материала (матрикса метаконгломератов), в который включены гальки. В этом случае процесс образования линейности трехосных объектов

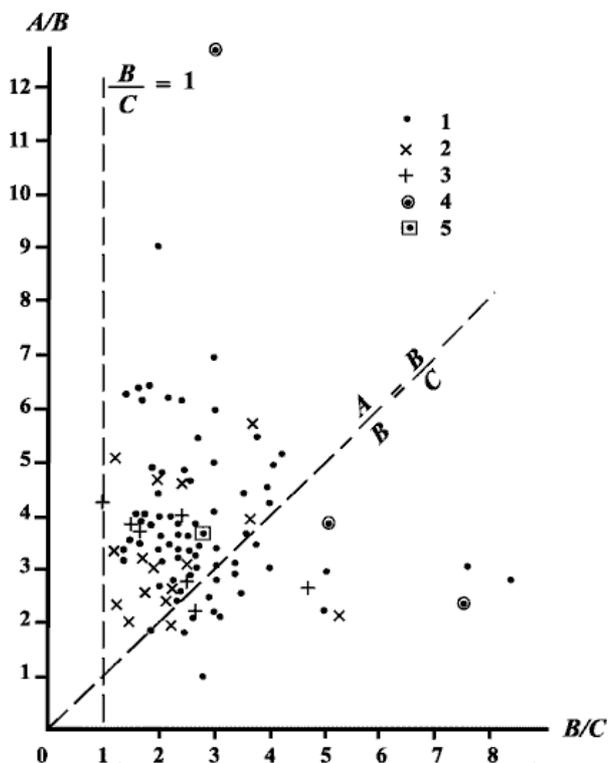


Рис. 4. Деформационный график галек обнажения Кос-Карамола (*A*, *B*, *C* — оси галек), $B/C=1$ — линия положения галек при образовании *B*-линейности путем вращения.

1-4 гальки: *1* — порфиридов, *2* — гранитов, *3* — кварца, *4* — пелешпат-биотитовых сланцев; *5* — среднее значение всей совокупности точек

должен происходить в два этапа: 1) упорядочение в ориентировке объектов с взаимной параллельностью всех трех осей – ориентировка по форме; 2) последующая деформация объектов, образующих линейность, – в природе встречаются первичные гальки с соотношением осей 1:10:100 и более.

1. Ориентировка по форме связана с различиями в вязкости матрикса и включений. В случае, если включения имеют большую вязкость, чем матрикс, последний начинает деформироваться раньше включений. Геологический опыт показывает, что мелкозернистые породы начинают деформироваться в первую очередь и, следовательно, имеют большую степень деформированности. Их деформация выражается, в основном, в течении этого материала в направлении тектонического транспорта в силу тех же причин, а в дальнейшем, если до этого дойдет дело, – в деформации зерен. Течение матрикса вызывает переориентировку вязких включений, которые занимают наиболее выгодное энергетическое положение, поворачиваясь на угол менее чем на 90° , при этом в направлении течения – растяжения – ориентируются оси A , а в направлении сжатия – оси C . Как отмечал Х.Рамберг [1970], в этом случае система характеризуется минимальным энергетическим потенциалом формы, к чему ведут все тектонические деформации.

2. В дальнейшем, если то же деформационное поле сохраняется в течении длительного времени или усиливается, начинается деформация вязких включений, при продолжающейся деформации

матрикса. При этом вязкие включения удлиняются по осям A и укорачиваются по осям C ; по осям B в зависимости от характера поля напряжений может происходить как некоторое удлинение, так и (реже) – укорочение (опыт показывает, что не более чем на 15% [Белюсов, 1985]).

Особо отметим, что этот механизм справедлив при образовании a - и b -линейностей, ибо при этом меняется только направление тектонического транспорта: в первом случае он идет в субвертикальном направлении, во втором – в субгоризонтальном. На причинах реализации растяжения в разных направлениях мы остановимся ниже. Генетическое единство образования a - и b -линейностей определенного типа позволяет сформулировать универсальный принцип формирования деформационной линейности: *деформационная линейность, выраженная трехосными эллипсоидальными объектами большей вязкости, чем матрикс, ориентирована в структуре по растяжению и направлению тектонического транспорта* [Милеев, 1970, 1976; и др.].

Заметим, что двухосные и одноосные объекты могут катиться в направлении течения, доказательством этому служат структуры «снежного кома», образуемые изометричными по форме кристаллами гранатов.

В случае, если включения имеют меньшую вязкость (флюидное наполнение), чем матрикс, они сразу начинают деформироваться и обуславливают возникновение кливажа по средствам

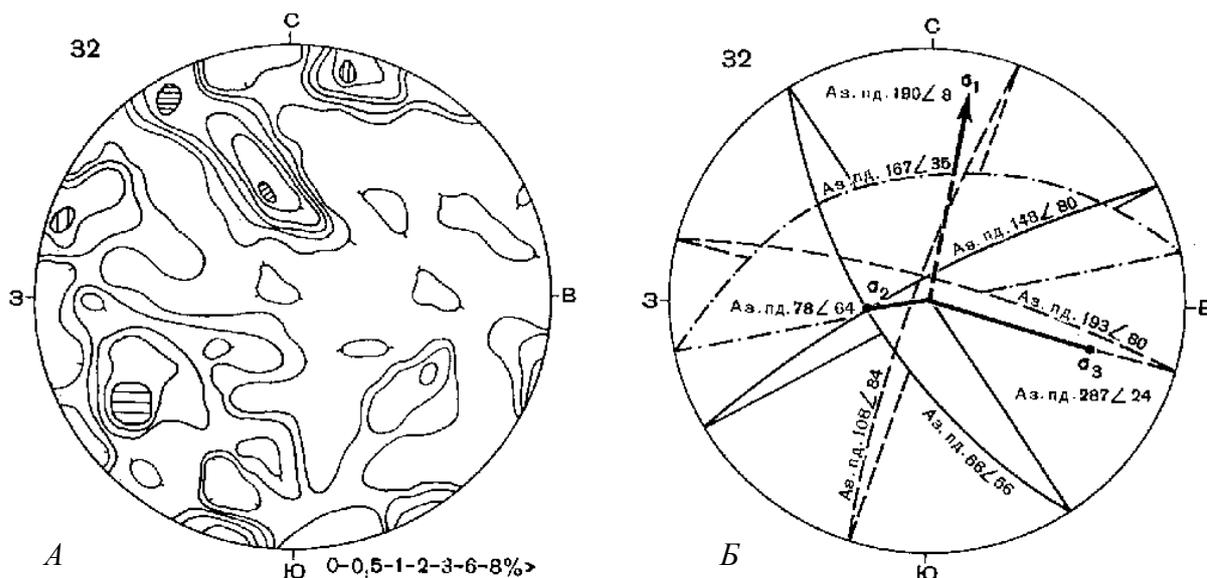


Рис. 5. Диаграммы: А – трещиноватости (нижняя полусфера), Б – восстановления положения осей палеонапряжений А) максимумы систем: (косая штриховка – сланцеватость, наследующая слоистость); вертикальная штриховка – сколы, горизонтальная – отрывы Б) оси главных нормальных напряжений: σ_1 – максимального (растяжения), σ_2 – среднего, σ_3 – минимального (сжатия)

механизма гидравлического клина (разрыва) [Паталаха, 1981].

Формирование деформационной линейности обусловлено энергетикой тектонических процессов, которая направлена на энергетическую целесообразность происходящих в породе изменений под воздействием стресса на фоне возрастающих с глубиной литостатического давления и температуры. С погружением осадков в недра Земли происходит уменьшение объема исходного вещества и его дегидратация: сначала вытесняются поровые флюиды – процесс литификации; далее следуют процессы, связанные с дальнейшим уменьшением объема – метаморфизм, в процессе которого последовательно удаляется кристаллизационная вода; с доведением вещества до безводного состояния – уровень мантии.

Энергетика деформационных процессов на данный момент практически не изучена. Исключение представляют лишь оценки процессов землетрясений. Одним из первых, кто обратил внимание на проблему на качественном уровне, был Х.Рамберг [1970]. При анализе энергетики процесса деформации он, исходя из соображения, что происходят те движения, которые требуют наименьшего расхода энергии или которые быстрее всего снимают напряжения, ввел понятие «потенциал формы». Он отмечает, что в анизотропном силовом поле: "Можно ожидать, что потенциальная энергия будет максимальной, когда направление наиболее длинного поперечника совпадает с направлением наибольшего главного сжимающего напряжения, и что потенциальная энергия будет минимальной, когда это направление совпадет с направлением наименьшего сжимающего или наибольшего растягивающего напряжения" [Заика-Новацкий, Казаков, 1989, с. 39]. Потенциал формы, по его мнению, является главным фактором, обуславливающим ориентацию минеральных зерен в тектонитах, так как он убывает с уменьшением размера в направлении наибольшего сжимающего напряжения, и с увеличением размера в направлении наименьшего сжимающего или наибольшего растягивающего напряжения.

М.В.Гзовский [1971, 1975] показал, что потенциальной энергией обладает только упругая часть деформации. "Энергия пластической части деформации не является потенциальной. Она переходит в тепловую энергию или «консервируется» в виде энергии кристаллической решетки в новых динамометаморфических минералах, возникающих в процессе пластической деформации. Энергии обеих деформаций – упругой и пластической – разделяются далее на части, свя-

занные с изменением объема и формы." [Гзовский, 1971, с. 166]. Поскольку пластические деформации, с которыми связаны изменения формы, во много раз превышают изменения объема, то именно энергия изменения формы ведущая. Очевидно, что деформация и формирующаяся при этом линейность подчинены универсальному физическому принципу Ле-Шателье – если на систему, находящуюся в состоянии покоя, оказывается внешнее воздействие, нарушающее состояние покоя, то в системе происходят преобразования, направленные на снижение этого воздействия. Однако численно оценить энергию пластической деформации, необходимую для преобразования породы вообще и с формированием линейности, в частности, пока не представляется возможным.

Возникает вопрос: в силу каких причин реализуется тектонический транспорт материала в различных направлениях при формировании складчатости?

Образование любой линейности связано с подобными складками, несущими отчетливые признаки тектонического перераспределения материала. Анализ распространения *a*- и *b*-линейностей показывает, что в складчатой структуре *a*-линейность реализуется в молодых комплексах и во внешних зонах складчатых систем, в то время как *b*-линейность проявляется во внутренних зонах и в метаморфических комплексах основания [Милеев, 1976]. Здесь проявление того или иного типа линейности, очевидно, определяется глубиной формирования складчатости. В верхних частях складчатого комплекса, где не так велика литостатическая нагрузка, проявляется *a*-линейность, так как она преодолевается стрессом и возникает субвертикальное движение материала. В нижних частях те же стрессовые напряжения уже не в силах преодолеть литостатическое давление. Малейшие изгибы слоев нарушают равновесие, и начинается вторичное тектоническое перераспределение маловязкого материала. Из участков повышенного литостатического давления – синклиналей – материал нагнетается в зоны пониженного давления – антиклинали. При линейном характере складчатости направление тектонического транспорта практически совпадает с простираем, что и обеспечивает формирование *b*-линейности [Милеев, 1976; и др.].

В развитие физико-генетической (кинематической) классификации М.В.Гзовского [1975], выделившего подобную складчатость в *складчатость продольного расплющивания*, мы разделили ее на две разновидности: *складчатость продольного вертикального расплющивания*,

формирующую по традиционной схеме с реализацией растяжения в субвертикальном направлении, и складчатость продольного горизонтального расплющивания, образующую по описанной выше схеме с реализацией растяжения в субгоризонтальном направлении [Милеев, 1976]. Последняя является глубинной складчатостью и реализуется в нижних частях складчатых комплексов, в то время как в приповерхностных частях образуется складчатость продольного вертикального расплющивания.

Анализ линейности был бы неполным, если

бы мы не обратились и к первичной линейности. Ранее мы ограничились рассмотрением лишь вторичной деформационной линейности, поскольку она является инструментом структурного анализа. Однако в геологии не менее важна и первичная линейность, так как она позволяет решать задачи определения направления сноса осадочного материала, положения береговой линии, течения магматических потоков и т.д.

Морфологическая и генетическая классификация линейностей и их индексация приведена в таблице.

Морфологическая и генетическая классификация линейности

Группа линейности	Вид и объект линейности	Генерация линейности	
		Первичная	Вторичная
I. Тектурная	1. Зерновая – зерна, кристаллы, поликристаллические агрегаты	cl	cL
	2. Линейность – гальки, оолиты, сферолиты, фьямме и др.	gl	gL
	3. Линии течения	fl	–
	4. Иероглифы	il	–
II. Палеонтологическая	5. Фауна, флора	pl	pL
III. Разобращения	6. Будинаж	–	bL
	7. Муллион-, роддинг-структуры	–	rL
IV. Физическая	8. Оптическая	ol	oL
	9. Линейность упругих волн	vl	vL
	10. Магнитная	ml	mL
	11. Электрическая	el	eL
	12. Тепловая	tl	tL
V. Пересечения	13. Шарниры складок, линии пересечения слоистости и кливажа	–	xL
VI. Скольжения	14. Борозды на зеркалах	–	sL
	15. Минералы на зеркалах	–	msL

В предлагаемой классификации принципиально новая физическая группа линейностей. Она отражает поляризованность физических свойств породы, обусловленных не только ее макроскопическими, но и микроскопическими свойствами. Линейность оптических свойств традиционно используется геологами. Магнитным видом линейности является вектор остаточной намагниченности, используемый в палеомагнитном анализе.

Установлена анизотропия тепловых [Уилсон, 1985], электрических и упругих свойств горных пород [Старостин, 1975; Милеев и др., 1980;

Милеев, 1990], которые могут использоваться для целей структурного анализа. Более того, при макроскопически отсутствующей линейности физические линейности могут быть единственным источником информации о характере и интенсивности деформированности горной породы, хотя в каждом случае потребуются установление природы физической анизотропии. Таким образом, сейчас круг линейностей расширяется, и проявляется больше определенности в истолковании ее генезиса. Существуют все предпосылки к тому, что линейность станет действенным инструментом структурного анализа.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В.* Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985. 207 с.
- Гзовский М.В.* Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 239 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Заика-Новацкий В.С., Казаков А.Н.* Структурный анализ и основы структурной геологии. Киев.: Выща шк., 1989. 279 с.
- Казаков А.Н.* Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л.: Наука, 1976. 236 с.
- Клоос Э.* Линейность // Вопросы структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. С. 7-95.
- Милеев В.С.* Линейность и растяжение в складчатой структуре // Докл. АН СССР. 1970. Т.192, № 4. С. 869-872.
- Милеев В.С.* Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинория // Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1976. С. 181-365.
- Милеев В.С.* Выявление интенсивности деформации с помощью структурного ультразвукового анализа // Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 181-185.
- Милеев В.С., Голосов В.П., Гранковский С.Д., Виноградов Ф.В.* Определение анизотропии горных пород с помощью лазера // Докл. АН СССР. 1980. Т.255, № 3. С. 685-688.
- Минс У.Д.* Линейность // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1991. Т. 2. С. 5-10.
- Николя А.* Основы деформации горных пород. М.: Мир-Эльф Акитен, 1992. 167 с.
- Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
- Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 223 с.
- Спенсер Э.У.* Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.
- Старостин В.И.* Методы определения физико-механических свойств пород и руд при рудно-петрофизических исследованиях // Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород. М.: Изд-во МГУ, 1975. С. 165-249.
- Уилсон Дж.* Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985. 112 с.
- Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л., Вархафтик К., Файф У.* и др. Земля. М.: Мир, 1976. Т.1. 392 с.
- Шатский Н.С.* О тектонике Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1938. № 5/6.
- Эз В.В.* Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.
- Cloos E.* Lineation a Critical review and Annotated bibliography // Geol. Soc. Amer. 1946. Mem. 18.
- Price N.J., Cosgrove J.W.* Analysis of Geological Structures. Lond.: Cambridge, 1990. 502 p.
- Ramsay J.G.* Folding and Fracturing of Rocks. N.-Y: M.Graw-Hill, Inc., 1967. 568 p.
- Turne F.J., Weiss L.E.* Structural analysis of metamorphic tectonites. N.-Y., 1963. 545 p.
- Weiss L.E.* Geometry of superposed folding // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. Vol. 70, N 1. P. 91-106.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАЗВИТИЯ ИДЕЙ М.В.ГЗОВСКОГО В ОБЛАСТИ ИЗУЧЕНИЯ ПРИРОДНЫХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ

А.В. Вихерт

Геологический факультет МГУ им. М.Ю.Ломоносова

В статье рассматриваются авторские и многочисленные литературные данные применительно к следующим проблемам: 1) методики оценки величины деформации горных пород; 2) естественные поля деформаций, восстановленные по ориентировке минеральной линейности: а) общие замечания, б) ли-

нейность в складчато-разрывных и интрузивных комплексах, в) линейность и другие ориентированные элементы текстуры в покровных комплексах; 3) примеры соотношений природных полей деформаций и напряжений; 4) полимеры и горные породы: тектонофизические аспекты.

1. МЕТОДИКИ ОЦЕНКИ ВЕЛИЧИНЫ ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

М.В.Гзовский [1959, 1963, 1975] уделял большое внимание оценкам величины деформации горных пород, неоднократно обращаясь к этой теме, в том числе в виде специальных таблиц. Однако в то время практические методы определения величины деформации толщ в природных условиях еще только начинали создаваться. К настоящему времени ситуация изменилась принципиально.

Автор не ставит своей задачей охват всего, что сделано в этой области до наших дней, ограничив себя начальными стадиями научных поисков по затронутой проблеме, с использованием преимущественно ориентированных шлифов.

«Новейшая история» поисков решений интересующей нас проблемы началась приблизительно одновременно в нашей стране и за рубежом в конце 70-х годов с появлением в печати основополагающей статьи А.В.Лукиянова [1980], посвященной пластическим деформациям и тектоническому течению горных пород в литосфере. Примерно в те же годы были опубликованы более частные статьи Ф.Л.Яковлева [1978, 1981], а так же Н.Фрайя, Д.Дж.Сендерсона, Р.Паноццо, А.В.Вихерта (ссылки см. [Ремзи, 1984; Вихерт, 1988]).

Общий принцип, положенный в основу способов оценки величины деформации, состоит в следующем. В недеформированной породе как размещение внутри слоя, так и ориентировка составляющих его зерен принимается неупорядоченной, хаотичной, случайной. Конечно, это не всегда отвечает действительности – некоторая упорядоченность, не поддающаяся оценке в деформированной породе, возникает еще при седиментации. Поэтому все рассматриваемые ме-

тодики приводят, вероятно, к некоторому, но вряд ли существенному, завышению расчетных значений деформации. Дальнейшие рассуждения состоят в том, что по мере нарастания деформации взаимное расположение и ориентировка зерен меняются: в направлении укорочения (сжатия) породы зерна сближаются, в направлении удлинения (растяжения) – удаляются друг от друга, ориентировки все более совершенствуются в направлении удлинения. Замеряются расстояния между зернами или их ориентация, или и то и другое, в шлифах, перпендикулярных слою по его падению-восстанию, по простиранию и вдоль слоя (этот третий шлиф не обязателен, он может служить для проверки данных по первым двум шлифам). Массовые замеры тем или иным способом позволяют построить эллипсоид деформации и определить его тип в виде «чечевицы» или сигары. В методике Фрайя эллипсы или эллипсоиды строятся графически, в остальных аналитически, а затем – графически. Различные способы оценки величины деформации, судя по высказываниям их авторов и пользователей, приводят к примерно одинаковым итогам, хотя еще никто не попытался разными методами определить деформацию одной и той же породы и в одном участке местности, чтобы сравнить, что же получилось. Обычно деформации удлинения-укорочения не выходят за пределы 1.2-2.0, но максимально удлинения достигают 10.

Нами был предложен [Вихерт, 1988] новый прием оценки величины деформации горных пород и дан ряд его приложений к конкретным природным ситуациям Таласского хребта на примере рифейских терригенных и карбонатных пород (полевые исследования проводились со-

вместно с М.А.Гончаровым, А.Г.Малюжинцем и Н.С.Фроловой. Н.С.Фролова любезно предоставила мне свои шлифы). Чтобы сравнить результаты, полученные по зернам и чешуйкам разных минералов в одних и тех же шлифах, замерялись направления максимальных диаметров порообразующих компонентов: слюдистых (хлорита и серицита), кварца, кальцита и рудных аксессуариев (пирита и др.). По массовым замерам, количество которых оговорено, строился «частотный аналог» эллипсоида деформации. Независимо от того, какой минерал использовался для подсчетов, и в какой складке брались ориентированные шлифы, удалось оце-

нить величину деформации и тип эллипсоида в виде «чечевицы» или «сигары» с точностью до 10%. В Таласском хребте величины деформации удлинения по падению-восстанию и простиранию слоев (кинематические оси *a* и *b*) были примерно равными и близкими к двум, деформация укорочения по кинематической оси *c*, перпендикулярной слоистости, приближалась к 0,25. Иными словами, складкообразование явилось следствием удлинения слоев по падению-восстанию и соответственно уменьшению их мощности, но не результатом сокращения площади фундамента (объем пород при деформации считается неизменным).

2. ЕСТЕСТВЕННЫЕ ПОЛЯ ДЕФОРМАЦИЙ, ВОССТАНОВЛЕННЫЕ ПО ОРИЕНТИРОВКЕ МИНЕРАЛЬНОЙ ЛИНЕЙНОСТИ

2.а. Общие замечания

В упомянутых монографиях М.В.Гзовский [1959, 1963, 1975] неоднократно говорил о перетекании вещества горных пород из зон выжимания в зоны нагнетания, приводил природные примеры растаскивания (будинирования и разлинзования слоев) в зонах выжимания и сгуживания материала в зонах нагнетания, например, в замках складок продольного расплющивания. Мы рассмотрим широко распространенную минеральную линейность, которая, по единодушному мнению позже изучавших ее геологов, служит показателем направления пластического течения, истечения, перетекания, перемещения, транспортировки вещества, при тектонических воздействиях на него. Сказанное относится и к процессам становлений интрузий, и к покровообразованию. Таким образом, к настоящему времени прояснилось, что изучение линейности – мощный инструмент познания кардинальных проблем перемещения вещества в земной коре.

Этот вывод в отечественной геологии стал очевидным после выхода в свет на русском языке исследований Э.Клооса линейности как всеобщем признаке течения вещества горных пород при деформации [Клоос, 1958а] и о деформации оолитов в складке Южных гор, Мериленд, США, как конкретного выражения того же процесса [Клоос, 1958б].

История вопроса о линейности, помимо Э.Клооса, рассмотрена Н.А.Елисеевым [1967], начиная с 20-х годов прошлого столетия. Однако целенаправленный интерес к ее проявлениям в отечественной геологии стал складываться в 60-х

– 70-х годах, когда на эту тему разными исследователями была опубликована серия статей по регионам, сложенным метаморфическими и интрузивными комплексами пород [Великославинский и др., 1963; Милеев, 1970, 1976; Шуркин и др., 1974; Эз, 1978; Паталаха, 1985; Казаков, 1987; и др.]. Но в этих работах не ставилась задача дать развернутый статистический анализ поведения линейно ориентированных элементов текстуры расслоенных или обладающих отдельностью (в магматических породах) комплексах пород. Этот пробел попытался возместить автор [Вихерт, 1992].

Исходным материалом послужили геологические карты разных масштабов, составленные, в основном, англоязычными авторами, поскольку в их практике геологического картирования систематически регистрируются не только углы и азимуты падения слоев, но и линейность, тогда как в нашей стране минеральная линейность, бороздчатость, шарниры мелких складок и другие линейные структурно-текстурные формы документируются от случая к случаю. К анализу принимались только карты, на которых указывались и направления, и углы наклона линейных элементов. Карты охватывали различные части Балтийского, Гренландского, Канадского, Африканского щитов, прилегающих к ним и отдаленных от них более молодых складчатых сооружений Скандинавии, Шотландии, Центральной Европы, Аппалачей, Северо-Американских Скалистых гор, Прибайкалья, Казахстана (по данным советских источников) и других регионов. Всего использовано более 6500 замеров.

Не вдаваясь во многие подробности (интере-

сующиеся найдут их в статьях автора [Вихерт, 1992; 1997а]) укажем, что метаморфические комплексы подразделялись на два типа: складчато-разрывные (они рассматриваются здесь для краткости совместно с интрузивными) и покровные. В первых из них, наряду с системами складок, присутствуют разрывы, по мнению составителей карт, в большинстве случаев крутопадающие взбросы. Всего использовано более 40 публикаций (ссылки см. [Вихерт, 1992]). Интрузивные тела с обозначенной направленностью линейности (около 20 публикаций, см. Вихерт [1992]) принадлежат к гранитоидам, диоритам, изредка – к габбро. Это батолитоподобные удлиненные межформационные тела, штоки.

К покровным комплексам относились не только собственно шарьяжи, но и системы чешуйчатых надвигов и взбросов с наклонами сместителей от 45° и круче, которые в настоящее время многими исследователями понимаются как коллизионные.

2.6. Линейность в складчато-разрывных и интрузивных комплексах пород

Исследованные складчато-разрывные толщи – это глинистые сланцы, филлиты, зеленые и разнообразные кристаллические сланцы, гнейсы, реже гранулиты. Их возраст варьирует от третичного до мезозойского, но в основном он палеозойский и докембрийский. Комплексы разной степени метаморфизма не разделялись между собой, не разделялись и породы по образующим линейность минералам, так как последние часто обозначались единым термином «линейность», но по имевшимся указаниям это были зерна кварца и их агрегаты, зерна полевого шпата, слюдяных минералов, роговой обманки, реже силлиманита, кордиерита, пироксенов, оливина. Иногда фиксировались залегания бороздчатости, удлиненных валиков и впадин на поверхности слоев. В абсолютном большинстве случаев линейность лежала на поверхностях литологически (петрографически) разных пород, т.е. не была секущей, как кливаж. Там, где упоминались осевые поверхности и шарниры мелких складок, они близко совпадали с отмеченными выше поверхностями.

В складчато-разрывных комплексах линейность делилась на *a* и *b* кинематические типы по углам между стрелками, обозначающими направление наклона и ближайшими аналогичными стрелками «вмещающих» слоев. Если эти углы были меньше или равны 45° линейность причислялась к *a*-типу, если больше – к *b*-типу. Ориентировка шарниров мелких складок регистрировалась отдельно, без подразделения на ти-

пы, как и линейность в интрузивных породах. Материалы по распространению линейности сведены в таблицах, а так же диаграммах: в интегральной форме, в виде накопленных частот (рис. 1), и дифференциальной, в виде розы-диаграммы (рис. 2). Подробно см. в [Вихерт, 1992].

Характерно поведение линейности на интегральных кривых, где в отличие от роз-диаграмм сглаживаются частные различия ориентировки мелких форм. Это пучок однотипных кривых, что служит доказательством единства процесса «линеаризации» горных пород в природе независимо от того, с какими конкретными комплексами пород или их мелкоразмерными элементами мы имеем дело.

В целом в складчато-разрывных комплексах *a*-линейность преобладает над *b*-линейностью более чем в 1,7 раза, в интрузивных телах – более чем в 2,1 раза. Установлено превалирующее истечение вещества при тектонических деформациях (см. рис. 2) в «прямом» направлении падения-восстания ($0-5^\circ$ по отношению к нему) и в близком к нему «косом» направлении. В то же время шарниры мелких складок «привержены» интервалу $65-75^\circ$ относительно падения-восстания. Взятые совместно интервалы $15-35^\circ$ и $65-75^\circ$ близки к двум взаимно перпендикулярным направлениям, в целом «косым» к падению – восстанию и простиранию слоев. Они дополняют традиционные представления о «прямой» *a*- и *b*-линейности, совпадающими соответственно с падением-восстанием слоев и их простиранием.

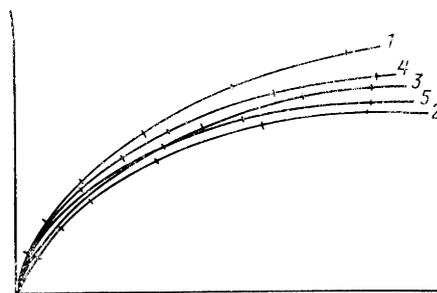


Рис. 1. Пример интегральных кривых углов наклона линейных объектов в различных комплексах пород. Складчато-разрывные комплексы: 1 – *a*-линейность; 2 – *b*-линейность; 3 – шарниры мелких складок; 4 – покровы, преимущественно *a*-линейность (и шарниры мелких складок); 5 – интрузивные тела, *a*- и *b*-линейность.

Деформация природных расслоенных комплексов всегда трехмерна, по типу эллипсоида дисковидной формы: удлинения в направлении падения-восстания и в меньшей мере – простирания слоистости или отдельности или в двух

правления перемещения вещества на основе парагенезов микроформ: стандартной линейности кварца и других минералов, шарниров мелких складок, а так же специфических для покровов деформированной фауны и гальки, следов нарастания минералов при движении покровов и оптических ориентировок зерен кварца, что позволяет судить о динамике (полях напряжений) перемещающихся тел.

Использовались как геологические данные, так и сейсмическое профилирование. Всего в обзор вошли более 20 публикаций (ссылки – см. [Вихерт, 1992, 1997а]).

Чтобы показать общность и своеобразие этих явлений, воспользуемся предложенным ван Р. Беммеленом [Гзовский, 1975] разделением надвигов на покровы чехла, не распространяющиеся в подстилающий фундамент, покровы основания, уходящие в фундамент своими корнями, и глубинные, сформировавшиеся некогда на больших глубинах в древних, а ныне эродированных толщах. Как всегда в таком подразделении есть своя доля условности. Так, Динантский герцинский покров, согласно сейсмопрофилированию через северную Францию с юго-запада на северо-восток, ближе к Брабантскому каледонскому блоку, переходит из фундамента в чехол с глубин 20 до 5-7 км (ссылки см. [Вихерт, 1997а]).

Покровы чехла. Среди названных покровов с хорошо изученными структурами течения наиболее известны гельветские (по времени альпийские) шарьяжи Альп, покровы Гималаев, Японских островов, палеозойские надвиги Аппалачей, шарьяжи каледонид Шотландии и Норвегии, а так же современные покровные структуры дна океанов.

Д.Дерни и Дж.Рамсей [1976] изучили ориентировку зерен кварца и кальцита в тенях давления вокруг кристаллов пирита во флише покровов Вильдхорн, Дьяблере Моркле. Тени возникали по мере растяжения вещества покровов в направлении течения, т.е. приблизительно перпендикулярно фронту покровов. Деформация в покрове Вильдхорн уменьшается от его корней, где удлинение достигает 16-17 раз, к фронту, где оно минимально.

В покрове Моркле (это лежащая антиклиналь) по теням давления и ископаемой фауне деформации выражены в эллипсоидах, вытянутых, как правило, в направлении движения: в низах разреза всякого крыла они приобретают игольчатую форму.

Покров Пардейлхам формировался первоначально как система крупных лежащих складок. Их шарниры, бороздчатость и направление сла-

бого растяжения брахиопод ориентировались сначала перпендикулярно к линии транспортировки, т.е. параллельно фронту покрова, а затем при взаимном вращении пластин надвига дополнительно удлинялись и переориентировались параллельно направлению перемещения, т.е. главного удлинения покрова.

Пример сочетания линейности удлинения как вдоль, так и поперек движения покрова установлен в лежащих складках верхнетриасовых – меловых пород шарьяжа Малбек Чи в Гималаях. Чтобы разрешить эту ситуацию, Е.Джилберт и О.Мерле (см. [Вихерт, 1997а]) поставили опыт на двух слоях пластилина, маркированных линиями на поверхностях, с более вязким разделяющим слоем. При истечении из наклонного ящика, в нижнем слое образовалась *a*-линейность, перпендикулярная фронту покрова, в верхнем *b*-линейность, параллельная ему. В этом, вероятно, проявили себя еще не до конца выясненные краевые условия. Аналогичные соотношения обнаружены в надвиговых докембрийских терригенно-карбонатных толщах гор Науклюфт в Африке. Покров чехла, составленный породами каледонид Норвегии, имеет *a*-линейность, параллельную движению тела на запад, аналогичная картина наблюдается в Шотландии (подробнее см. ниже).

Среди отечественных исследователей А.В.Лукиянов и другие авторы описали гальку, вытянутую примерно параллельно движению покровов юрско-меловых пород в Центральном Памире (ссылки см. [Вихерт, 1997а]).

Покровы основания. Сравнительно недавно с помощью сейсмического зондирования установлено, что знаменитый покров Мойн уходит корнями на глубину более 12 км, где находится в фундаменте каледонид Шотландии (см. [Вихерт, 1997а]). Уже неоднократно высказывалась мысль о том, что он сочленяется с покровом Аппалачей. В надвиге Мойн резко преобладает *a*-линейность, кроме, вероятно, его фронтальной части, где указывается *b*-линейность.

По-видимому, к структурам основания принадлежат шарьяж Голубых гор Аппалачей (докембрийские, отчасти палеозойские кристаллические породы). Он насчитывает до четырех пластин все с той же *a*-линейностью.

Можно думать, что покров основания составляют кристаллические сланцы и серпентиниты на о-ве Сикоку сразу к юго-востоку от Медианной тектонической линии Японских островов. Линейность направлена в сторону движения – на восток и юго-восток.

Глубинные покровы. обстоятельный обзор проблемы их происхождения сделала

Л.Ф.Добржинецкая [1989]. На основе экспериментальных, теоретических и натуральных данных она для разных кинематических и динамических условий установила характерные рисунки c -осей кварца на стереограммах. В архейских эндроби-тах Кольского п-ва она закартировала покровы, в которых линейность меняет ориентировку от a -типа в тылу до b -типа у его фронта. Переориентировка связывается со сдвигами одних пластин покрова относительно других. Рассматривая динамику перемещения покрова по c -осям кварца в шлифе, Л.Ф.Добржинецкая сделала вывод о том, что оси максимального растяжения в поле напряжений совпадают с осями максимального удлинения в поле деформаций (на диаграммах эти оси ориентируются по падению-восстанию). Промежуточное растяжение-удлинение идет по простиранию, максимальное сжатие-укорочение перпендикулярно кровле – подошве шарьяжа. Шарьяж при движении уменьшился в мощности примерно в 2 раза, удлинился по падению-восстанию до 1.5 раза и в меньшей степени по простиранию. Установление факта соосности деформаций и напряжений – большое достижение Л.Ф.Добржинецкой.

Мелкие складки в покровах упорядочиваются и стремятся вытянуться по a -типу лишь на поздних стадиях надвигания, что обычно связывают со сдвиговыми вращательными подвижками пластин при их перемещении.

Величины деформации покровов, помимо приведенных выше оценок Л.Ф.Добржинецкой, сводились Сидансом [Вихерт, 1988, 1997а] по альпийским шарьяжам и различным микроформам: удлинение по падению-восстанию достигает 3.0-3.25 раза, по простиранию до 1.5 раза, утонение по мощности до 0.24 раза (т.е. сокращение мощности шарьяжей до 4 раз).

Число приведенных примеров можно многократно увеличить, и все они показывают, что независимо от возраста и состава пород, времени, места и глубинности покровообразования, шарьяжи, передвигаясь, удлиняются в направлении движения (по падению-восстанию), в меньшей мере по простиранию и соразмерно утоняются,

уменьшаются в мощности. Соосно ориентируются и напряжения, «запечатывающиеся» в них. Очевидно, что давлением с торца, с тыла покрова или уменьшением площади его залегания при сокращении фундамента такое распределение деформаций и напряжений в шарьяжах получить невозможно. При боковом давлении с торца на надвигающуюся толщу она должна укорачиваться (утолщаться) прежде всего в направлении движения, т.е. возрастать по мощности и, возможно, удлиняться по простиранию. Последний признак встречается в природе, но укорочение по падению-восстанию и утолщение по мощности не фиксируется.

По мнению автора, в приложении к шарьяже-образованию единственно правильными являются идеи о горизонтальных токах вещества при конвекции [Гончаров, 1988; Вихерт, 1997], а в более широком смысле – идеи о горизонтальной расслоенности коры и соответствующем течении вещества [Громин, 1970; Лукьянов, 1980, 1991; Артюшков, 1993] в том числе при двухъярусной тектонике плит [Лобковский, 1998].

С этих позиций крайне интересные данные получены при сейсмическом зондировании дна океанов. Так, по наблюдениям Дж. Х. Берманна и др. (см. [Вихерт, 1997а]), вблизи Карибской дуги в западной части Атлантического океана под 4-5 км толщей воды маломощные плейстоцен-плиоценовые осадки образуют системы складок, в том числе – надвигов, тогда как подстилающие миоценовые отложения залегают горизонтально. Авторы увязывают это явление с формированием Барбадосской аккреционной призмы, но не касаются вопросов о том, почему не деформированы миоценовые слои и как могли в рыхлых плейстоцен-плиоценовых илах распространяться сжимающие напряжения на большие расстояния в крест простирания осадков. Здесь мы снова и явно видим надвигообразование путем удлинения слоев по движению.

В целом же, подводя итоги сказанному, подчеркнем еще раз, что механизм шарьярования – это гравитационное растекание, расползания вещества горных пород в субгоризонтальном направлении.

3. ПРИМЕРЫ СООТНОШЕНИЙ ПРИРОДНЫХ ПОЛЕЙ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ

М.В.Гзовский уделил огромное внимание методикам реконструкции напряжений и деформаций. В отличие от зарубежной практики он переиндексировал главные нормальные напряжения, что прочно вошло в отечественную тектонофи-зику. В своих монографиях [Гзовский, 1959,

1963, 1975] он привел множество примеров реконструкции, в особенности полей напряжений.

Михаил Владимирович и сам показал на многих природных объектах результаты определения осей напряжений и деформаций и призывал других геологов производить подобные опера-

ции. Под непосредственным влиянием этих идей автор изучил распределение напряжений и деформаций на конкретном примере Западно-Уральской зоны складчатости Северного Урала [Вихерт, 1995].

При известных расхождениях у исследователей Урала, стоящих на позициях новой глобальной тектоники [Пучков, 1979; Иванов и др., 1986; Юдин, 1990; Иванов, 1998; Казанцев, 1998], сложилось устойчивое мнение о том, что Западно-Уральская зона складчатости стала возникать в палеозое вследствие сокращения фундамента от 1.5 до трех раз.

Однако против этого выступает один из известных геологов Урала – Ю.С.Каретин [1998]. Исходя из строения Тагильского прогиба как системы вложенных рифтов, ограниченных снизу ковшеобразными разломами типа листрических сбросов, он утверждает, что происхождение структур и деформаций в подвижных поясах континентов можно успешно разрешать без механизмов коллизии литосферных плит. Как будет видно из дальнейшего, автору этих строк более близки представления Ю.С.Каретина, нежели исследователей, о которых сказано в предыдущем абзаце. Их взглядам противоречат специальные полевые наблюдения автора и его коллег над величиной и ориентировкой деформаций и напряжений в рифейско-верхнепермских отложениях по рекам Щугор, Подчерем, Илыч, Печора и Унья от Центрально-Уральского поднятия на востоке до Предуральского прогиба на западе. Маршруты проводились совместно с А.Н.Наумкиным и стали возможны благодаря материально-организационному содействию Л.А.Сим (геологический факультет МГУ) и В.И.Башилова («Аэрогеология»). Всем своим товарищам по работе выражаю искреннюю благодарность.

Территория, о которой пойдет речь, имеет площадь 70 км вкост простирания Западно-Уральской зоны складчатости и 30 км по ее простиранию. На востоке, вблизи Центрально-Уральского поднятия, это преимущественно терригенные породы рифея и венда, терригенная толща нижнего-среднего ордовика и карбонатные толщи верхнего ордовика – нижнего девона. Венчается разрез терригенно-карбонатными накоплениями карбона – верхней перми уже вблизи Предуральского прогиба. Складчато-разрывная структура зоны неоднородна. На востоке и западе наблюдается гребневидная складчатость с широкими пологими синклиналями, осложненными узкими антиклиналями. Вблизи Центрально-Уральского поднятия имеются при-

знаки сдвигания разреза разрывами, наклоненными как и рассеченные ими породы, на запад. Это обстоятельство отметил и Ю.В.Казанцев [1998]. Осевая часть зоны имеет структуру полной складчатости. По осевым поверхностям многих складок всей зоны проходят наклоненные на восток под углами 40-70° взбросы и надвижки. По крайнему из них на западе зона надвинута на Предуральский прогиб.

Кристаллический фундамент находится в настоящее время на глубине 10-20 км [Дедеев и Запорожцева, 1985]. Он неровен и к его некоторым выступам, по мнению В.И.Башилова [Башилов и др., 1991], приурочены субвертикальные глубинные разломы. Метаморфизм меняется от зеленосланцевого в рифее – венде до эпигенеза в верхней перми.

Величины и направления осей деформаций определялись микроструктурными методами в ориентированных шлифах песчаников и известняков по [Вихерт, 1988]. Положение осей напряжений восстанавливалось двояко: путем макроструктурного анализа ориентировок систем трещин с бороздами скольжения, что сделал А.Н.Наумкин по методике О.И.Гущенко [1979] и микроструктурного изучения ориентировок осей кварца (обработка автора по А.Н.Казакову [1987] и Л.Ф.Добржинцевой [1989]).

Отметим сразу, что между полем деформаций по зернам кварца и полем напряжений по трещинам с бороздами скольжения нет согласования, вероятно, потому, что напряжения, восстановленные по бороздам скольжения, послескладчатые, т.е. послегерцинские вплоть до новейших [Сим и др., 1983].

Иные соотношения деформаций и напряжений дал микроструктурный анализ. Всего по названным выше рекам изучено 10 ориентированных образцов, а по ним 30 взаимно перпендикулярных шлифтов по кинематическим направлениям *a*, *b*, *c*. При разном возрасте пород (рифей - верхняя пермь), разнообразных залеганиях (от горизонтального до опрокинутого) и различном положении в структуре Западно-Уральской зоны получились сходные по тенденциям ориентировки зерен кварца.

Опуская детали (они есть в [Вихерт, 1995]), укажем, что тензоры деформации и напряжения соосны, т.е. их главные оси параллельны и ответственны: осям удлинения отвечают оси растяжения, осям укорочения – оси сжатия. Это, несомненно, оси складчатых напряжений. В целом слои в изученном регионе при складкообразовании были удлинены по падению-

восстанию в 1.5-1.9 раза и сокращены перпендикулярно слоистости (по мощности) в 2-3 раза.

Тенденция такова: от древних комплексов пород к более молодым, независимо от условий их залегания, формы, крутизны и размеров складок деформации последовательно убывают. Иначе говоря, складчато-разрывная структура дисгармонична: с глубиной крупные антиклинали становятся все более крутыми и высокими, и по расчетам фундамент должен находиться на глубине значительно больше той, где он располагается по геофизическим данным. Приходится допускать, что с глубиной крупные антиклинали сменяются чешуйчатыми «слепыми» надвигами. Тем самым достигается менее «размашистая» по вертикали упаковка вещества, отвечающая возрастающему гравитационному давлению. Подобного рода структуры, именуемые клиноформами, вдвигами, дуплексами, установлены во многих краевых прогибах и граничащих с ними складчатых системах, в том числе на Северном и Полярном Урале [Сивков, Воинов, 1990].

Распределение соскладчатых деформаций и напряжений на Западном склоне Урала подтвердило ранее сформулированный вывод, полученный на значительно более широкой базе [Вихерт, 1977, 1988]: удлинение (растяжение) идет вдоль слоев, укорочение (сжатие) – поперек. Однако возможность сохранения сплошности слоев при их удлинении во время складкообразования нуждается в тектонофизическом обосновании. И оно имеется, выражаясь в явлении «сверхпластичности» [Луарье, 1988], подробнее

см. [Вихерт, 1995]. Сошлемся также на оценки В.Г.Гутермана [1987], согласно которым горные породы неспособны длительно выдерживать не только вес вышележащих комплексов, но и свой собственный, конечно, при наличии других факторов, в частности, перепадов гравитационного давления на слои. К удлинению слоев при их деформации приводит и конвективный механизм. Он обеспечивает также возникновение поверхностей дисгармонии и затухание складчатости вверх по разрезу (при подогреве экспериментального образца снизу, что имеет место и в натуре).

Двадцать – тридцать лет назад представления о конвективных движениях вещества горных пород на разных глубинных уровнях Земли, в том числе на приповерхностном, еще только зарождались. К настоящему времени они развиты настолько, что позволяют на конкретных природных объектах предполагать существование конвективных ячеек разного порядка, вложенных одна в другую. Такая попытка завершает представления автора о формировании Западно-Уральской зоны складчатости [Вихерт, 1995]. Здесь выделены ячейки трех порядков: общая, частные и локальные. Первая – крупнейшая из них – это Центрально-Уральское поднятие и Предуральский краевой прогиб как соразмерные области всплывания и погружения вещества. Частные ячейки – крупнейшие антиклинальные и разделяющие их синклиналильные системы. Локальные ячейки – отдельные гребневидные антиклинали и соседние с ними широкие синклинали.

4. ПОЛИМЕРЫ И ГОРНЫЕ ПОРОДЫ: ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

М.В.Гзовский [1959; 1963, табл. 6] в монографии по тектонике Байджансайского антиклинория, базируясь на развитой им теории подобия, дал рекомендации по подбору эквивалентных материалов и сопоставил их с механическими свойствами горных пород. Он ссылаясь на известные к тому времени исследования П.А.Ребиндера [1978], где в виде микрофотографий были представлены мельчайшие структуры полимеров, чрезвычайно сходные со структурами горных пород, разумеется, на ином масштабном уровне. Перечисляя широко используемые в то время эквивалентные материалы – влажная глина, петролатум, растворы этилцеллюлозы в бензоловом спирте, воск, парафин, некоторые сорта мыла, смолы и т.д. – он указывал на их полимерную природу или на существенную роль полимеров в их составе. Однако почему именно полимеры или вещества, их содержащие, а не

иные среды, наилучшим образом отвечают задачам экспериментальной тектоники – этот вопрос не был разработан. Существующий пробел попытался, насколько возможно, восполнить автор [Вихерт, 1997б, 1997в].

Хотя полимеры – это преимущественно органические соединения, а силикатные горные породы – неорганические, они родственны на молекулярном уровне: и те и другие являются структурированными композитными средами и образуются из растворов и расплавов путем полимеризации – формирования линейных, ленточных, кольцевых, плоскостных и объемных ассоциаций молекул. На это обстоятельство уже давно обратили внимание как специалисты по полимерам [Каргин, Слонимский, 1967; Ребиндер, 1978; и др.], так и геологи. Одни из первых высказываний геологов на эту тему находятся в [Бейли, 1972; Белов, 1976; Марфунин, 1976; Па-

щенко, 1977], а в общем виде – в Энциклопедии полимеров [1972]. Причем полимеризация при образовании горных пород, по мнению Б.Бейли [1972], начинается еще в магматических расплавах при срастании зерен кварца. Но кварц, как известно, играет огромную роль в составе земной коры. Пути его переноса и переотложения в приповерхностной зоне Земли при участии монокремниевой кислоты уже давно привлекли внимание исследователей (см., например, [Пащенко, 1977]). Существует мнение о принадлежности к полимерам и глины [Каргин, Слонимский, 1967], также чрезвычайно широко распространенных в природе, но эта проблема пока специально никем не исследовалась.

Перечислим без пояснений ряд аналогичных свойств полимеров и горных пород: пластификация, упрочнение, анизотропия, набухание, тиксотропия, эпитакия (подробнее [Вихерт, 1997б,в]). В отличие от горных пород полимеры состоят из больших макромолекул. Конечно, относительно: их размеры измеряются нанометрами, т.е. миллиардными долями метра, но это в миллионы раз больше, чем у горных пород. Характерное свойство макромолекул – их гибкость, способность находится во множестве разных конфигураций, которые возникают при поворотах вокруг валентных связей в мономерных звеньях – повторяющихся идентичных или разных по составу и структуре единицах вещества.

Не считая растворов и расплавов, полимеры и горные породы имеют два фазовых состояния – аморфное и кристаллическое. Первое из них в полимерах преобладает, второе полностью не достигается никогда. Об иерархии микроструктур полимеров подробнее в [Вихерт, 1997б, в]. Здесь отметим микрокристаллы из ступенчато наложенных друг на друга пластин с внутренней сферолитовой или изоклинально складчатой структурой в виде группировок макромолекул. Первые из них близки к слоям зернистых горных пород, вторые – к пакетам геологических изоклинальных складок, с поверхностями дисгармонии между ними, но и те и другие являются продуктами самоорганизации вещества.

Полимерам, в отличие от всех других тел, присущи три вида деформации: обратимая упругая; обратимая, в ряде случаев только при отжиге, высокоэластическая (ее аналог – сверхпластическая устойчивая деформация удлинения горных пород, на этот раз необратимая [Пуарье, 1988]); необратимая вязко-текучая (пластическая) [Аскадский, 1973; и др.].

Благодаря глубокому родству (но не идентичности!) собственно полимеров и горных пород, исходя из характерных для них процессов полимеризации, на полимерах и содержащих их веществах в лабораторных условиях воспроизводится широчайший спектр разномасштабных деформационных структур: от микроформ — аналогов линейности горных пород, через мезоформы в виде разлинзования и будинирования, до единичных и множественных складок и разрывов и далее парагенезов форм, свойственных крупномасштабной конвекции в земной коре и мантии.

Для моделирования структуры сложноскладчатых областей применялась слоистая среда из сплава канифоли с машинным маслом при подогреве образцов снизу или сбоку [Гончаров, 1988]. При неподвижных стенках приборов возникла складчатость за счет удлинения слоев при уменьшении их мощности, геологические примеры чему не раз приводились в предыдущих разделах этой статьи. Еще более масштабная двухъярусная конвекция в мантии имитировалась также на растворах полимеров – октадекана, этиловом спирте и глицерине [Кирдяшкин, 1989]. Для воссоздания полей напряжений разных иерархических уровней – от зернового до крупных массивов горных пород, рассеченных разрывами, – применяются жесткоцепные стереорегулярные полимеры (растворы и студни желатина и ацетил целлюлозы), поляризирующие свет в неоднородных полях напряжений. Они, как известно, впервые были введены в практику тектонического моделирования Михаилом Владимировичем. И здесь мы сталкиваемся с еще одной блестящей находкой этого выдающегося первопроходца в тектонофизике.

ЛИТЕРАТУРА

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 445 с.
Аскадский А.А. Деформация полимеров. М.: Химия, 1973. 448 с.
Башилов В.И., Куприн В.Ф., Готтих Р.П. и др. Проявление углеводородной дегазации в

разломных зонах Северного Урала // Геология нефти и газа. 1991. №11. С. 17-21.
Бейли Б. Введение в петрологию. М.: Мир, 1972. 279 с.
Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976. 344 с.

- Белоусов В.В.* К вопросу о механизме ориентировки минералов в горных породах // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. 25, № 5. С. 30-40.
- Беммелен Р., ван.* Горообразование. М.: Изд-во иностр. лит., 1956. 104 с.
- Великославинский Д.А., Казаков А.Н., Соколов Ю.М.* Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.: Наука, 1963. 227 с.
- Вихерт А.В.* Статистическое исследование складчатости. М.: Изд-во МГУ, 1977. 157 с.
- Вихерт А.В.* Оценка величины деформации горных пород по зернам произвольной формы // Геотектоника. 1988. № 2. С. 59-68.
- Вихерт А.В.* Линейные текстуры: тенденция ориентировки и их истолкование // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1992. № 3. С. 17-31.
- Вихерт А.В.* Поля деформаций и напряжений западного склона Северного Урала и механизм образования складчато-разрывной структуры // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1995. № 5. С. 30-42.
- Вихерт А.В.* Поля деформаций и напряжений и механизм образования покровов // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997а. №1. С. 13-19.
- Вихерт А.В.* Эквивалентные вещества, полимеры и горные породы // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997б. С. 17-42.
- Вихерт А.В.* О природе сродства горных пород и эквивалентных материалов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997в. Т. 72, вып. 6. С. 31-37.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Наука. Ч. I, П.1959; Ч. III, IV. 1963. 544 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гончаров М.А.* Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
- Громин В.И.* Мелкие структурные формы и палеореологические реконструкции. М.: Наука, 1970. 144 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 109).
- Гутерман В.Г.* Механизм тектогенеза. Киев: Наук. думка, 1987. 181 с.
- Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С.3-25.
- Дедеев В.А., Запорожцева А.В.* Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1985. 96 с.
- Дерни Д., Рамсей Дж.* Нарастающие деформации, измеренные по синтетектоническому росту кристаллов. М.: Мир, 1976. С. 88-115.
- Добржинская Л.Ф.* Деформация магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
- Елисеев Н.А.* Основы структурной петрологии. Л.: Наука, 1967. 256 с.
- Иванов К.С.* Тектоника и геодинамика Урала: развитие идей мобилизма // Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты: Материалы XXXI тектонического совещания. М.: ГЭОС, 1998. Т. 1. С. 207-209.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Казаков А.Н.* Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.
- Казанцев Ю.В.* Модель складчатой области (на примере Урала). Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты // Материалы XXXI тектонического совещания. М.: ГЭОС, 1998. Т. 1. С. 226-228.
- Каргин В.А., Слонимский Г.Л.* Краткие очерки по физико-химии полимеров. 2-е изд. М.: Химия, 1967. 231 с.
- Каретин Ю.С.* Проблемы структурообразования в подвижных поясах континентов, на примере Урала // Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты: Материалы XXXI Тектонического совещания. М.: ГЭОС, 1998. Т. 1. С. 229-233.
- Кирдяшкин А.Г.* Тепловое гравитационное течение и теплообмен в астеносфере. Новосибирск, 1989. 80 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; Вып. 723).
- Клоос Э.* Линейность: Вопросы структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958а. С. 7-95.
- Клоос Э.* Деформации оолитов в складке Южных гор, Мериленд // Вопросы структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1958б. С. 96-156.
- Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев Ю.А.* Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника. 1995. № 2. С. 29-48.
- Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1998. 251 с.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1980. вып. 343. С.105-136.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 142 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 60).
- Марфуни А.С.* Силикаты // БСЭ. М.: Изд-во

- Сов. энциклопедия, 1976. Т. 23. С.362-363.
- Милеев В.С.* Линейность и растяжение в складчатой структуре // Докл. АН СССР. 1970. Т. 192, № 4. С. 869-872.
- Милеев В.С.* Кинематические условия образования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинория // Геология и тектоника декомбррия Центрального Казахстана. М.: Наука, 1976. С. 181-355.
- Миллер Ю.В.* Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
- Паталаха Е.И.* Тектонофацциальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Наука, 1985. 168 с.
- Паталаха Е.И., Смирнов В.А., Коробкин В.В., Паталаха М.Е.* Послойные и секущие потоки и структурные парагенезы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68, №2. С.19-23.
- Пащенко А.А.* Физическая химия силикатов. Киев: Вища шк., 1977. 383 с.
- Писаренко А.П., Поспелов К.А., Яковлев А.Г.* Курс коллоидной химии. М.: Высш. шк., 1969. 247 с.
- Пуарье Ж.С.* Ползучесть кристаллов. М.: Мир, 1988. 287 с.
- Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Ребиндер П.А.* Поверхностные явления в дисперсных системах: Избр. тр. М.: Наука, 1978. Гл. 6. Высокомолекулярные дисперсные системы. С. 48-62.
- Ремзи Дж. Г.* Количественная оценка деформаций горных пород: Обзор // Тектоника. Докл. 27-го МКГ. Т.7. М.: Наука, 1984. С.135-149.
- Сивков С.Н., Воинов А.С.* Надвиго-складчатый пояс Северного Урала // Геология и геодинамика нефтегазоносных районов СССР. М., 1990. С. 77-87.
- Сим Л.А., Крючков А.Н., Ильин А.В. и др.* Напряженное состояние горных пород в областях новейшего орогенеза на примере Приполярного Урала // Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 4. С. 134-136.
- Соколов Ю.М.* Вторичная линейность в породах Чуйского геоантиклинория (Северо-Байкальское нагорье) // Деформации и структуры докембрийских толщ. М.: Наука, 1967. С. 115-121.
- Сорский А.А.* Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. М.: Наука, 1952. 142 с. (Тр. Геофиз. ин-та АН СССР; Вып. 18 (45).).
- Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д. и др.* Геология и магматизм области сочленения беломорид и каледонид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л.: Наука, 1974. 189 с.
- Эз В.В.* Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.
- Энциклопедия полимеров.* М.: Сов. энциклопедия. Т. 1.1972. 1222с.; Т. 2. 1974. 1032 с.; Т.3. 1977. 1150 с.
- Юдин В.В.* Палинспастические реконструкции сложнодислоцированных областей. Сыктывкар, 1990. 129 с.
- Яковлев Ф.Л.* Оценка деформации складчатой области по дизгармоничным складкам // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, N. 5. С.43-52.
- Яковлев Ф.Л.* Две методики определения развития горизонтального сокращения по морфологии складок // Математические методы анализа геологических явлений. М.: Наука, 1981. С. 70-76.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВНУТРИПЛАСТОВЫХ НАПРЯЖЕНИЙ В ОПТИЧЕСКИ АКТИВНЫХ МОДЕЛЯХ ДЕФОРМИРУЕМЫХ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗА ФЛЮИДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ДИСЛОКАЦИЙ В РУДНЫХ И НЕФТЕНОСНЫХ РАЙОНАХ

П.М. Бондаренко¹, М.Ю. Зубков²

¹ – Объединенный институт геологии, геофизики, минералогии и геологии нефти и газа СО РАН, Новосибирск;

² – СибНИИ НП, Тюмень.

ВВЕДЕНИЕ

Разработанные авторами в Институте геологии нефти и газа СО РАН методы тектонофизического моделирования выполнены в двух направлениях:

1) исследование распределения внутрипластовых напряжений (сжатие, растяжение, изгиб, сдвиг) в многослойных вязкоупругих средах поляризационно-оптическим методом;

2) тектоно-седиментационное моделирование кон- и постседиментационных дислокаций (структуры облекания, отслоения, разуплотнения, сколовая и дилатансионная трещиноватость), возникающих в многослойных толщах чехла при дифференцированных движениях фундамента.

С применением этих методов авторами были проведены экспериментальные исследования, направленные на поиск нетрадиционных структурно-морфологических критериев оценки перспективности деформационных структур, выявляемых геолого-геофизическими методами в пределах рудных (стратиформный, гидротермальный типы) и нефтяных месторождений.

Моделирование и изучение напряженного состояния в слоях проводилось в соответствии с общепринятой методикой поляризационно-оптического исследования напряжений, возникающих вследствие деформации оптически активных (двулучепреломляющих) материалов (метод фотоупругости). В наших опытах таким материалом были студни желатина с различным его содержанием (от 10 до 20%), определяющим плотность слоев и их упругие свойства ($E = 0.3$ и $E = 0.5-1.0$ кг/см²).

Особенности распределения напряжений выявлялись по параметрам изохроматических полос, соответствующих участкам минимальных, средних, повышенных и высоких значений касательных напряжений τ_{\max} .

Минимальные значения параметров полос отвечают напряженному состоянию материала при близких или равных величинах нормальных и

нулевых значениях касательных напряжений ($\tau_{\max} = 0.5 (\sigma_1 - \sigma_3)$ при $\sigma_1 = \sigma_3$, $\tau_{\max} = 0$) и характеризуют участки двухстороннего (в плоских моделях) или всестороннего сжатия (растяжения) в объемах горных пород (в трехмерных моделях). Они выделяются по изотропным точкам или нейтральным зонам, будучи зонами перераспределения напряжений, вызванных вертикальным (литостатическим) или латерально-боковым (тангенциальным) сжатием (растяжением), направленным вдоль осей симметрии модели.

Изменение направления нормальных и касательных напряжений в таких зонах устанавливается по картине изоклин, представляющих линии равных наклонов осей главных напряжений к плоскости поляризованного света. При синхронном вращении скрещенных поляризаторов определяется положение таких изоклин по всей площади модели, что обеспечивает построение точной картины распределения ориентации главных нормальных напряжений и положения изотропных областей и точек.

Именно таким точкам и областям издавна уделяется большое внимание как в теоретической и прикладной механике, так и при моделировании в горном деле [Фрохт, 1948, 1950; Хаумова-Малькова, 1970; и др.]. Однако в практике тектонического моделирования методом фотоупругости при существовавших весьма простых способах нагружения элементарных моделей эти точки не выявлялись.

Тем не менее изотропные области и точки были получены при численном моделировании сложного тектонического поля напряжений, вызванного внедрением Испанского Пика (Колорадо) в обстановке регионального бокового сжатия [Ode, 1957]. Затем в физической фотоупругой модели поля напряжений складки продольного изгиба была выявлена разделяющая зоны сжатия и растяжения вдоль оси этой складки [Currie et al., 1962] изотропная область, названная авторами нейтральным пунктом.

Полная интерпретация подобной зоны как нейтральной полосы дана П.М.Бондаренко [1976] при анализе выполненной им по предложению М.В.Гзовского серии моделей складок продольного изгиба позже моделей кольцевых структур [Лучицкий, Бондаренко, 1974], результаты изучения которых подтвердили расчеты Х.Оде и внесли существенные коррективы в расчетную модель Е.М. Андерсона [Anderson, 1935], не учитывавшего взаимодействие гравитационного поля напряжений и давления в магматической камере. В дальнейшем при моделировании сложных изгибовых и многослойных разноплотностных структур [Бондаренко, 1989; Бондаренко, Осокина, 1991] была более полно выявлена важная роль изотропных точек и областей при прогнозе трещинных коллекторов [Зубков, Бондаренко, 1999], а также при восстановлении непрерывности сейсмических полей напряжений по единичным замерам направления главных напряжений в очагах землетрясений [Шарапов и др., 1984, 1992].

Основные типы изотропных точек показаны на рис. 1, а, где видно, что такие точки в моделях

(с некоторыми допущениями по условиям подобия и в природных объектах) возникают только при взаимодействии как минимум двух полей напряжений, одно из которых общее (фоновое, региональное) для модели (района), другое – локальное (создается внутренними или пограничными силовыми факторами – действие опор, включений, изгибов, очагов расширения, сжатия и т. п.). Таким образом, к особенностям распределения напряжений, выявляемым при моделировании деформаций в однородных, чаще многослойных сложно нагруженных моделях, нами отнесены отчетливые проявления аномального по отношению к осям симметрии модели и направлению внешних усилий расположения изохроматических полос, изоклин и, соответственно, концентрации τ_{\max} , отклонения траекторий нормальных и касательных напряжений в изотропных точках перехода от сжатия к растяжению в данном направлении. В этом же плане рассмотрены явления девиации (кумуляции и дисперсии) направлений гравитационного сжатия, внутрислойных напряжений и механизмы фрикционного разрывообразования.

ДЕВИАЦИЯ НАПРАВЛЕНИЙ ВЕРТИКАЛЬНОГО (ЛИТОСТАТИЧЕСКОГО) И ЛАТЕРАЛЬНО-БОКОВОГО СЖАТИЯ (РАСТЯЖЕНИЯ)

Надпрогибовые зоны вертикального растяжения. В полях напряжений эти зоны ограничены полосой «смыкания» субгоризонтальных траекторий сжатия между поднятиями (над остаточными, пассивными прогибами) или между бортовыми флексурами активных прогибов. Именно эта область по изменению величины касательных напряжений над поднятиями различной формы является переходной в напряженном состоянии структуры синклиналиного изгиба нижних слоев модели. В слоистой среде надпрогибовое поле напряжений экранируется верхними плотными слоями, у подошвы которых также возникают области равных значений нормальных напряжений при отсутствии касательных напряжений в одной или нескольких изотропных точках. Надпрогибовые зоны возникают и в однородной среде вследствие расхождения траекторий сжатия, огибающих изотропную точку в стороны от осевой линии прогиба, и смыкания их с «очагами» высоких напряжений на бортовых флексурах прогиба. Выше изотропных точек траектории нормальных напряжений приобретают ориентировку, согласную с заданным внешней нагрузкой вертикальным направлением гравитационного сжатия (рис. 1, б).

Эта область аномального направления главных напряжений, впервые выявленная нами экспериментально, имеет важное поисковое значение как локально замкнутая зона развития субпослойной трещиноватости, способствующей при вертикальной миграции флюидов их накоплению под экранами непроницаемых горизонтов. При значительной мощности нижнего слоя, равной или превышающей расстояние между поднятиями или бортами прогиба, при сравнительно небольшой (до 25 мм в масштабе модели) амплитуде надпрогибовая зона вертикального растяжения остается внутри первого, нижнего слоя. Однако с увеличением амплитуды поднятий и, соответственно, глубины прогибания данная зона распространяется за нижнюю границу первого плотного слоя, образуя и в нем локальную приграничную зону вертикального растяжения. При этом величины касательных напряжений резко возрастают над антиклинальными или плоскими поднятиями (до 10-го порядка), а также в областях повышенных напряжений налегающего плотного слоя (до 3.5), что позволяет прогнозировать в их пределах разрывно-сколовые дислокации по траекториям нормальных и касательных напряжений.

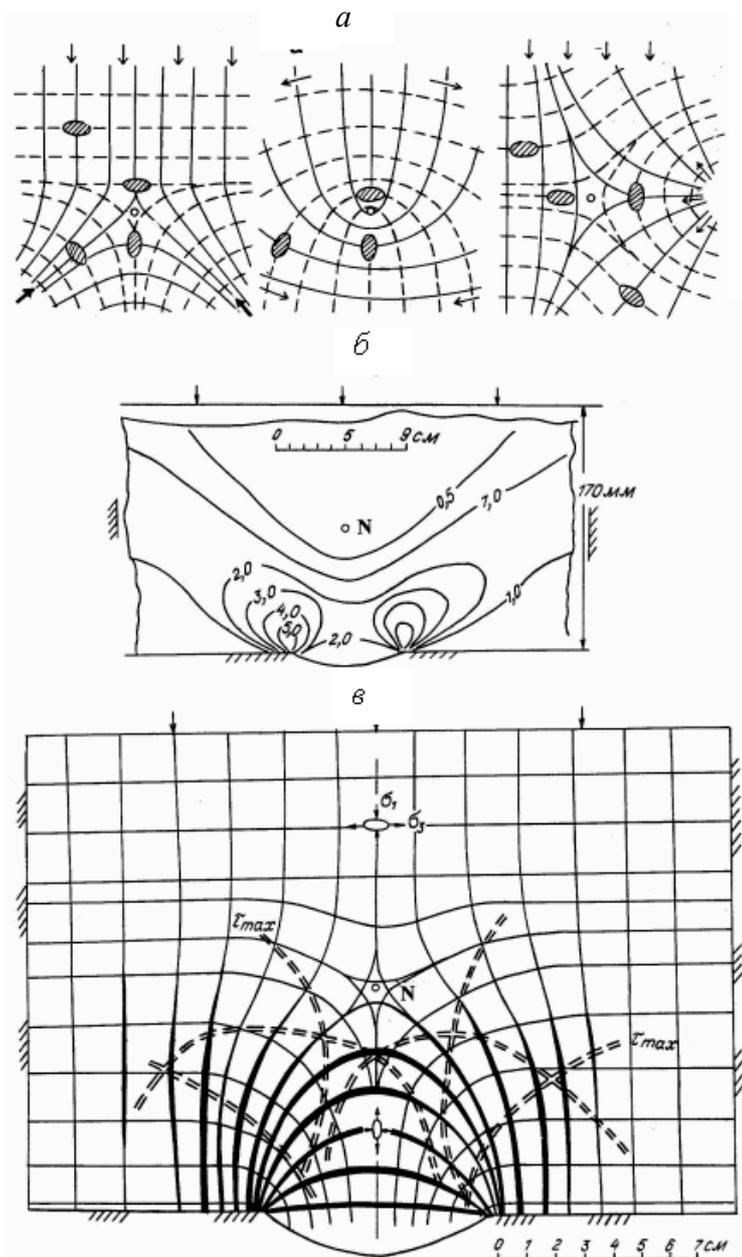


Рис. 1. Схемы изотропных точек как разделов направлений сжатия и растяжения в сложных полях напряжений (*a*) и в надпрогибовой зоне (*б*, *в*).

a – основные типы изотропных точек: слева – отрицательная точка, разветвляющая траектории сжатия на упоры (тип *б* и *в*), в центре – положительная точка, огибаемая траекториями сжатия, справа – отрицательная точка выравнивания напряжений гравитационного сжатия и очага расширения. Эллипсы указывают направление сжатия и растяжения; *б* – уровни касательных напряжений в однородной среде над прогибом; *в* – траектории нормальных (сплошные линии) и касательных (двойной пунктир) напряжений в надпрогибовой зоне вертикального растяжения, ограниченного изотропной точкой *N*

Обособление внутрипластовых напряжений в однородных и многослойных разноплотностных толщах сопровождается резкими изменениями величин касательных напряжений вдоль бортовых и осевых сечений надпрогибовой зоны. Плавная кривая изменения значений τ_{\max} в однородных моделях сменяется скачкообразным, прерывистым графиком напряжений в слоистых моделях с большими перепадами значений (до 7 усл. ед.) на плотностных разделах слоев. При этом сохраняется общий характер изменений: увеличение τ_{\max} в средних слоях и уменьшение – в верхних и нижних (рис. 2).

Кумуляция и дисперсия траекторий гравитационного сжатия как отражение морфологии деформирующего основание многослойных толщ блоков фундамента. Эти эффекты, частично отмеченные в предыдущих моделях, повсеместно распространены в слоистых и однородных массивах пород, деформируемых блоками фундамента, которые создают расчлененный рельеф основания платформенного чехла. Выявленные впервые в наших экспериментах подобные зоны, по-видимому, отражают всеобщую закономерность отклонения направления литостатического давления в чехле от вертикального вследствие фокусирования (сгущения, кумуля-

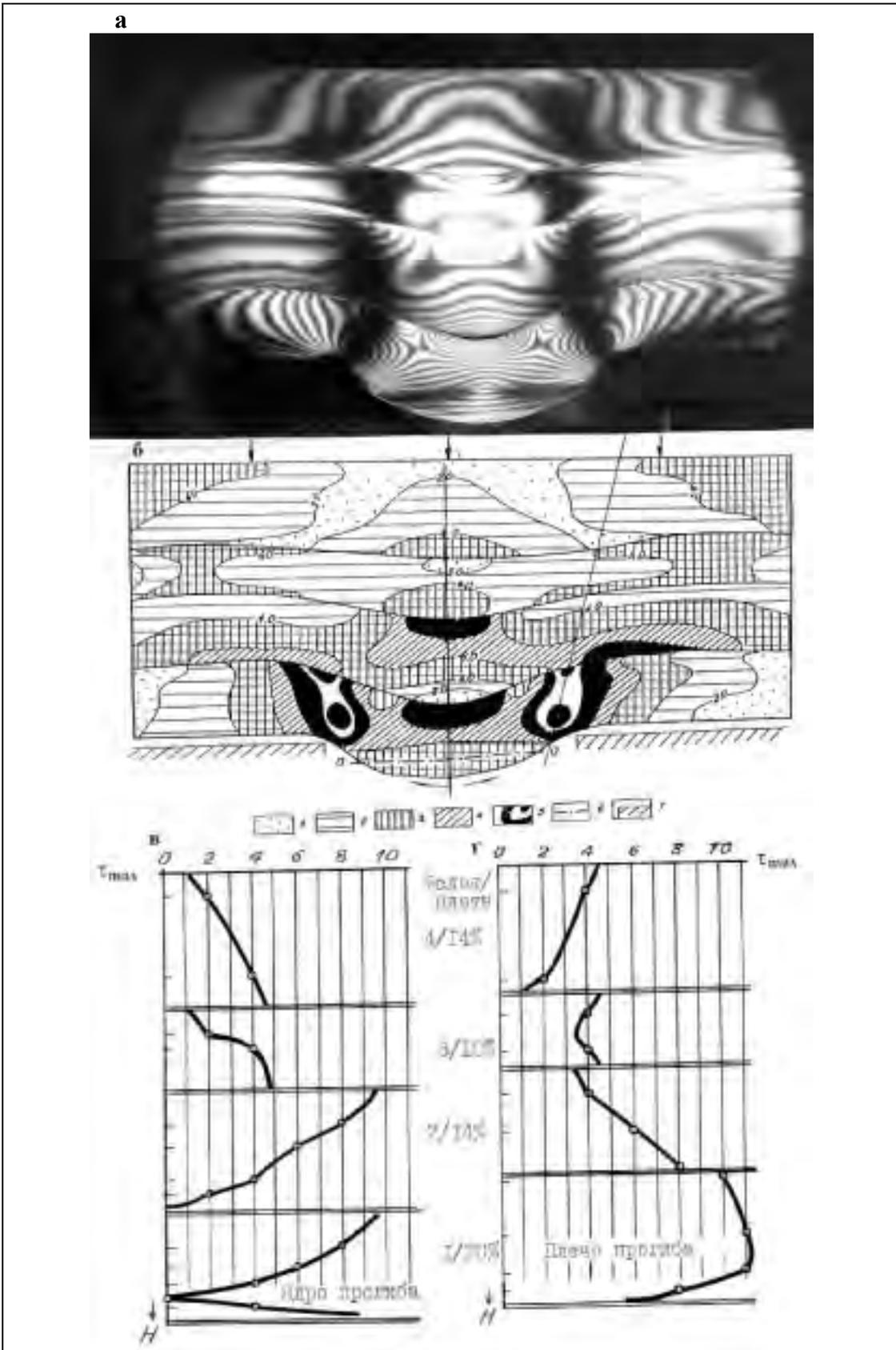


Рис. 2. График изменения величины касательных напряжений τ_{max} в четырехслойной разноплотностной модели гравитационного прогиба в осевой и бортовой его частях.

а – фотоизохроматическая картина полос; б – условные величины τ_{max} ; в, г – изменение условных величин τ_{max} с глубиной: 1,2 – низкие и нулевые, 3 – повышенные, 4 – высокие, 5 – критические, 6 – нейтральные зоны; 7 – жесткие упоры

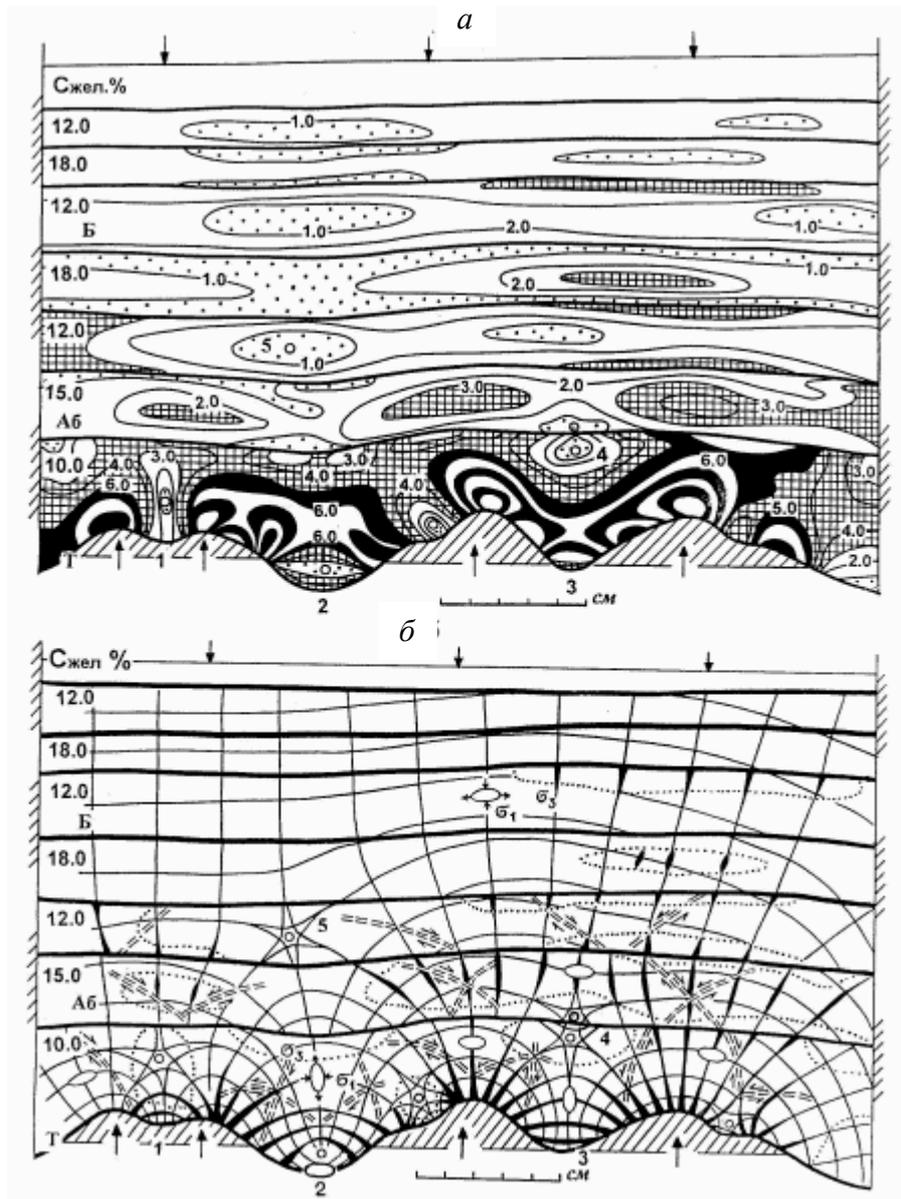


Рис. 3. Деформация многослойной разноплотностной модели горизонтов АБ и Б при поднятии фрагментов жесткого штампа, боковой поддержке и нагрузке сверху.

а – уровни касательных напряжений τ_{max} : низкий – до 1.0, средний – до 3.0, повышенный – с 4.0, высокий и критический – 5.0...10.0; б – траектории нормальных σ_1 и σ_3 (сплошные линии) и касательных τ_{max} (двойной пунктир) напряжений в слоях модели. Утолщенные траектории обозначают места возникновения вторичных (над поднятиями) и первичных (над впадинами) трещинных зон растяжения (участки 1, 2, 3). Развита зона обширных изменений в ориентации напряжений (участок 4 и 5)

ции) его траекторий на выступающих элементах фундамента с образованием между ними аномальных участков горизонтального сжатия или вертикального растяжения, создающих особые условия перераспределения флюидов в гидродинамически замкнутых системах и представляющих интерес как потенциальные ловушки.

В качестве примера приводится распределение напряжений над поднятиями (кумуляция) и прогибами (дисперсия) при деформации многослойной разноплотностной модели геологического разреза по одному из сеймопрофилей Ем-Еговского месторождения Западной Сибири (рис. 3).

Девиация направлений внутрислойных напряжений на границах слоев в зависимости от их мощности, морфологии, плотности и протяженности (несогласия, выклинивания, прилегания, внутрислойные включения). Особенно отчетливо эти эффекты выражены в маломощных плотных слоях, на их выклиниваниях и на окончаниях внутрислойных включений. Обычная концентрически-радиальная структура поля напряжений, вызванного поднятием антиклинального блока в основании многослойной разноплотностной толщи, резко изменяется в маломощных плотных слоях, где радиальные траектории сжатия, круто изгибаясь в стороны от

оси поднятия, приобретают диагональную к напластованию ориентацию. Это характеризует состояние послойного сдвига не только по склонам поднятий, что вполне закономерно, но и над осевой его зоной по всей протяженности пласта (рис. 4).

Характер внутрислойного обособления полей напряжений при симметричном нагружении толщи, содержащей плотные клиновидные слои, определяется различным наклоном слоевых поверхностей слоев, крутизной их изгиба, градиентами плотностных разделов и положением относительно действующих внешних сил (осевая, бортовая зоны поднятий и т.п.). Концентрация напряжений в окрестностях мягких и жестких слоевых включений, размещенных в ядре и крыле складок продольного или поперечного изгиба, а также в сдвиговой полосе, существенно изменяет характер напряженного состояния вмещаю-

щей их структуры, экранируя своими поверхностями траектории общего поля и фокусируя их на своих окончаниях.

Оказывается, что участки выклинивания слоев и слоевые включения в противоположность трещинным дефектам и их группам, способствующим релаксации (снижению, разрядке) напряжений, являются мощными их концентраторами, вызывающими повышение напряжений до значений, превосходящих наибольшие во вмещающей среде величины τ_{\max} для данной деформационной структуры (рис. 5).

Этим объясняется различие в картинах изохром (изолинии τ_{\max}) для плотных (повышение напряжений к середине слоя) и низкоплотных (повышение напряжений τ_{\max} к границам пластов) разностей эквивалентных материалов и, по видимому, горных пород.

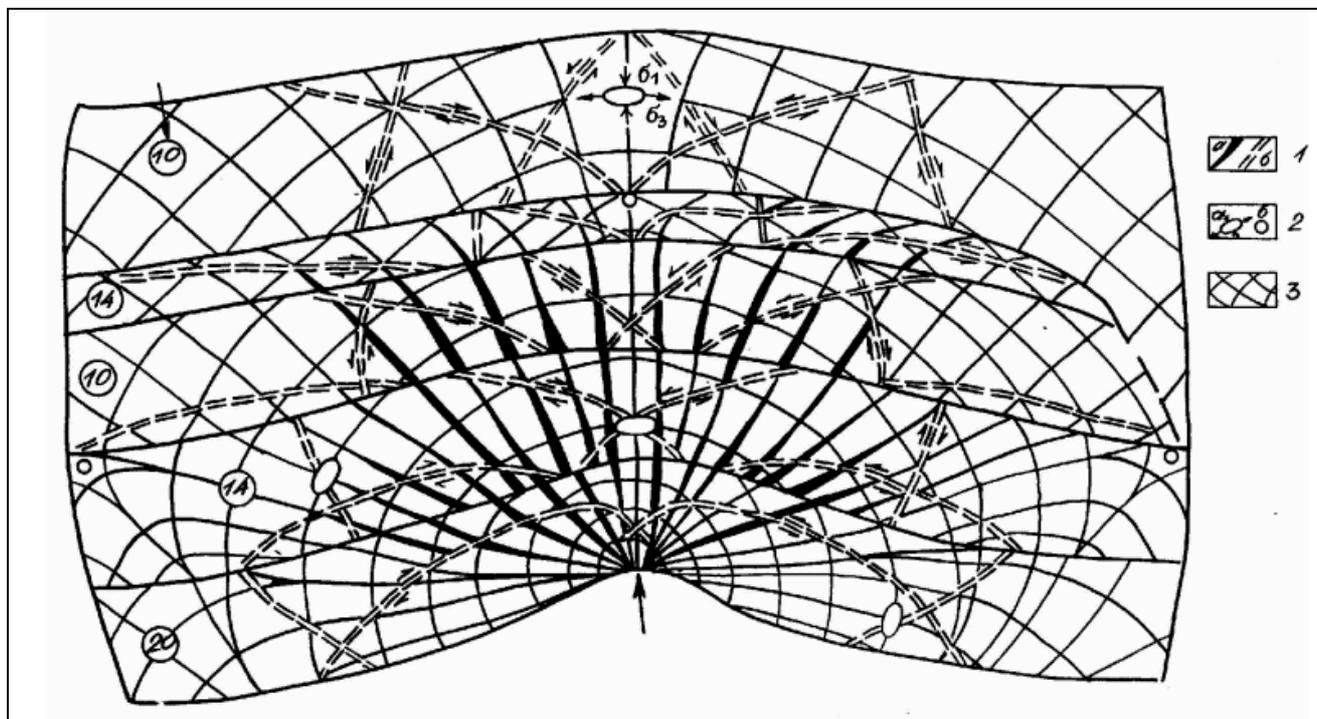
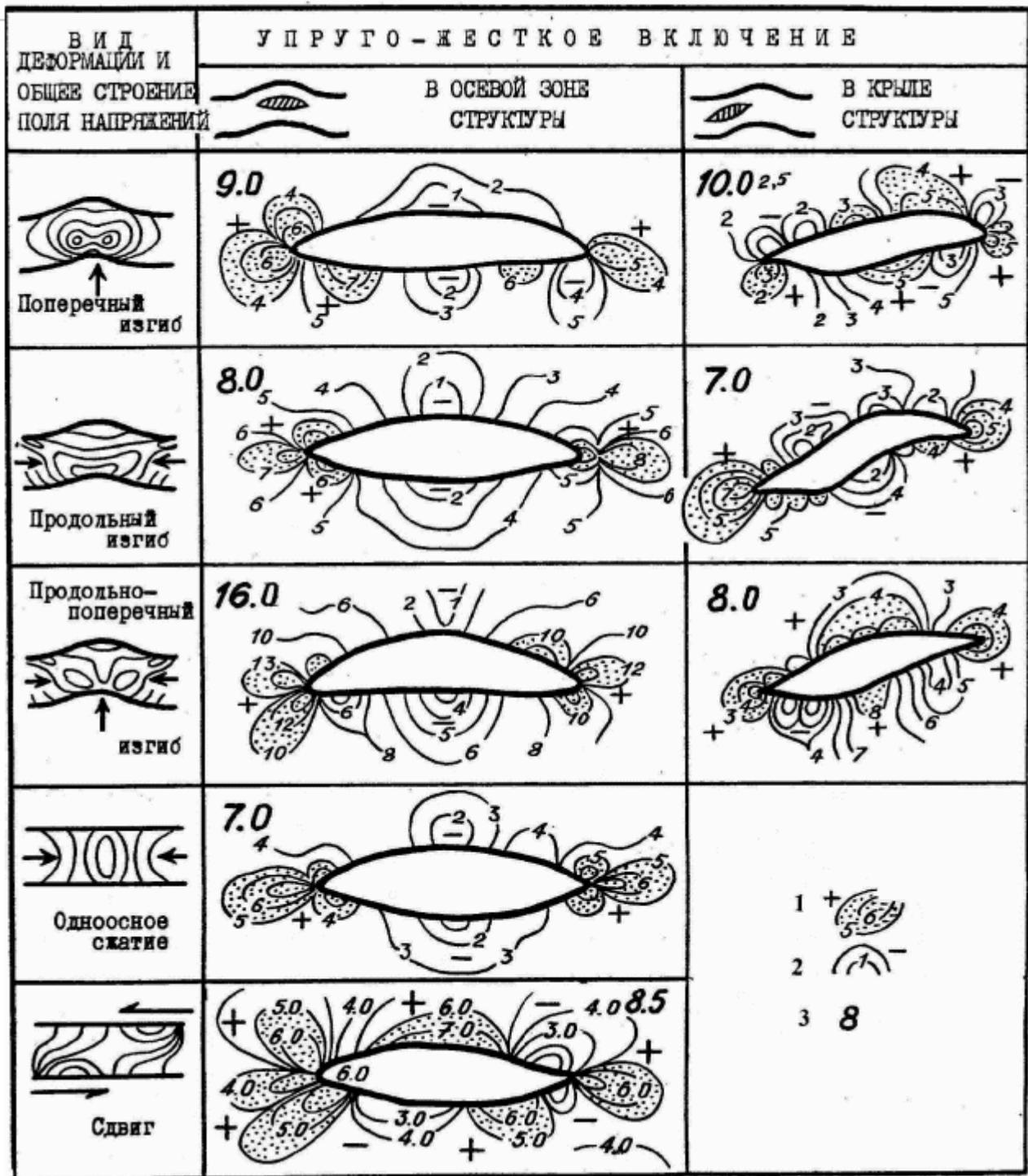


Рис. 4. Распределение и направление траекторий напряжений в пятислойной модели разноплотностной толщи, включающей маломощный слой.

1 – прогнозные трещины отрыва в слоях по траекториям сжатия (а) и сколы по траекториям сдвига (б); 2 – ориентация осей главных напряжений σ_1 и σ_3 , кружки – изотропные точки; 3 – траектории нормальных напряжений. Цифры в кружках – плотность слоев по концентрации желатина в растворе, %



ис. 5. Системы перераспределения напряжений τ_{\max} на границах слоистых включений при различных видах деформации однослойных оптических моделей.

1 – положительные изменения с возрастающим τ_{\max} ; 2 – отрицательные изменения с падающим τ_{\max} ; 3 – наибольшее напряжение τ_{\max} в общем поле деформационной структуры; вмещающая среда – желатин 15%-ный, мод. упр. $E = 0.5 \text{ кг/см}^2$

Подобные эффекты отмечаются также в структурах стратиграфических и тектонических несогласий. Поэтому прогноз и оценка коллекторских свойств в сходных структурных обстановках должны проводиться с учетом их изменения вследствие развития трещинных зон и других дислокационных процессов в зависимости от

положения локальных объектов относительно линий действия внешних усилий, формирующих данную деформационную структуру.

Следовательно, плотные (компетентные) слои несут основную нагрузку поперечного (вертикального) сжатия и бокового распора, в низкоплотных слоях она легко снижается (релаксирует)

a



б

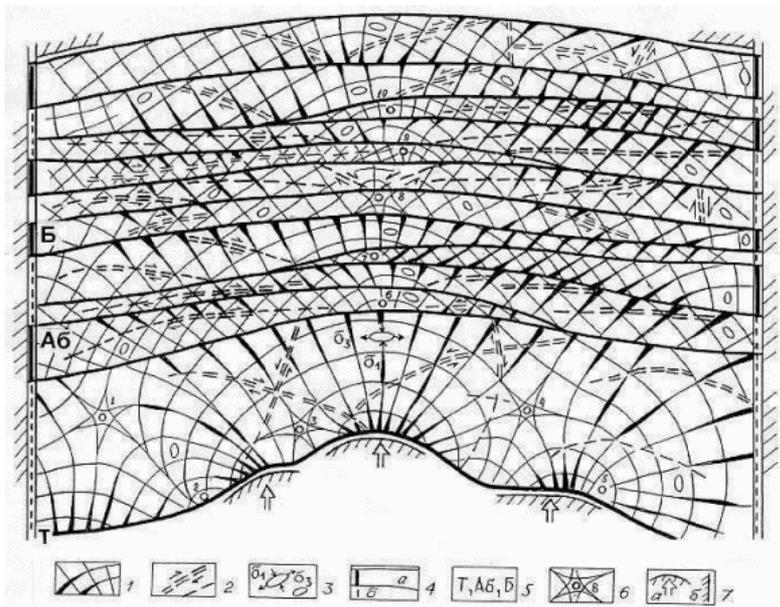


Рис. 6. Модель многослойной разноплотностной толщи, деформируемой поднятием штампов, имитирующих кровлю тюменской свиты (Т) в разрезе Маслиховского нефтяного месторождения Западной Сибири.

a – фотография оптической модели. Отчетливо видно преломление общего направления нулевой изоклины (темное) в более плотных слоях (2, 4, 6, 8, 10) на $45-60^\circ$, которое соответствует изменению в них ориентировки осей главных напряжений; *б* – траектории нормальных (сплошные линии) и касательных (двойной пунктир) напряжений в модели *a*. Прогнозируемые разрывы в местах повышенных τ_{\max} (утолщенные линии σ_1). 1 – траектории нормальных напряжений; 2 – траектории скальвающих напряжений; 3 – ориентация главных напряжений; 4 – границы слоев и их относительная плотность по толщине линий; 5 – обозначения кровли тюменской (Т), абалакской (АБ), баженовской (Б) свит; 6 – изотропные точки; 7 – жесткие подвижные (*a*) и неподвижные (*б*) штампы и ограничения

за счет их большей пластичности.

Яркий пример девиации главных напряжений наблюдается в плотных клиновидных слоях 11-пластовой модели, деформируемой ступенчатым поднятием (Маслиховское месторождение, профили 13 и 34). Над его центральным выступом во всех пяти плотных слоях отмечено резкое отклонение нулевой (или 90°) изоклины, которая в однородной среде должна располагаться строго вертикально. Она отклоняется на угол от 20° до 45° , что отмечалось выше как признак возможного локального сдвигового скольжения. Наличие в каждом плотном слое изотропной точки, вокруг

которой вращаются независимые от общего поля напряжений «фрагменты» осевой изоклины приводит к разбиению слоя на три части: центральная зона сжатия в осевой части поднятия, по сторонам – сдвиговые зоны в клине и в остальной части слоя (рис. 6, *a, б*).

Как известно, направление траекторий главных и касательных напряжений определяется по картине изоклин – линии равных наклонов напряжений к осям симметрии модели, совмещенным с положением плоскости поляризации прибора $0^\circ-90^\circ$.

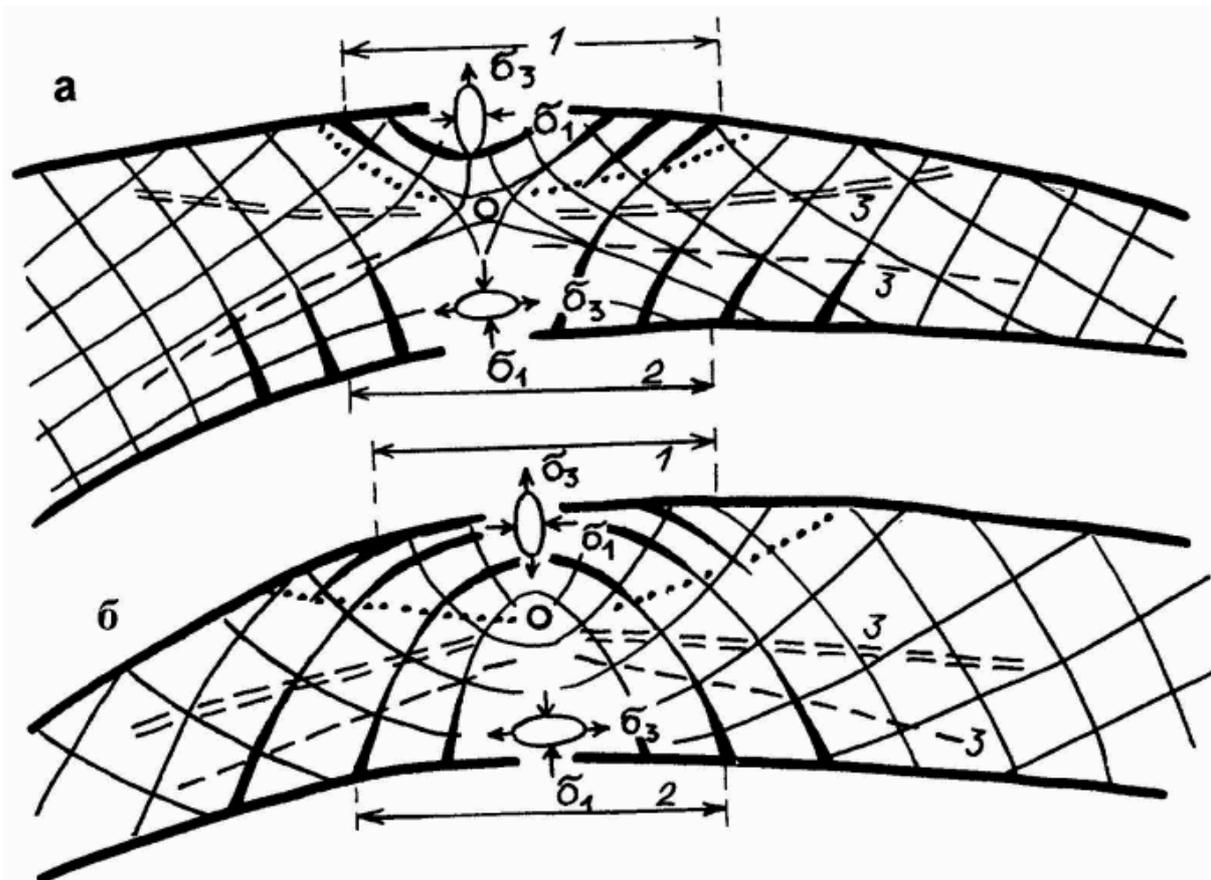


Рис. 7. Виды распределения полей напряжения и прогноз зон трещиноватых коллекторов в выклинивающихся плотных слоях при изгибе над главным поднятием Маслиховского месторождения. Расшифровка структуры изотопных точек в зоне смены сжатия растяжением (см. рис. 6): 1 – зона вертикального растяжения, субслойная трещиноватость; 2 – зона горизонтального растяжения, поперечная трещиноватость; 3 – зона трещиноватости сдвигового типа.

Картина изоклин (как промежуточная стадия построения траекторий) в дальнейшем не учитывается, и первичная информация о зонах искажения углов наклона напряжений по всей модели выпадает из анализа. Для ее восстановления нами предложено построение графиков зон поворота направлений напряжений от осей симметрии деформационной структуры.

В результате деформируемая многослойная толща разбивается на ряд секций, которые иллюстрируют, по существу; зоны различной интенсивности напряжений, пропорциональной параметрам изоклин, с различными диапазонами, что

дает отчетливое представление о пределах их распространения в дополнение к картине изохром, дающей сведения о величине касательных напряжений этих зон. В качестве примера приведена разбивка модели поперечного изгиба многослойной разноплотностной толщи на сектора с различным поворотом осей напряжений (рис. 8). Здесь видно, что второй сверху слой полностью находится в пределах поворота осей на 45° , этот наклон означает послойно-сдвиговое поле напряжений по всему слою, что окончательно зафиксировано траекториями напряжений (см. рис. 4).

МЕХАНИЗМ ПРИКОНТАКТОВОГО ФРИКЦИОННОГО РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЯ

Разрывы сводового растяжения на плотностных разделах слоев. Это явление наблюдалось в четырехслойной модели с плотным слоем в основании, деформируемой серией антиклинальных поднятий, между которыми образуются остаточные впадины с рассмотренной выше типичной структурой надпрогибовых зон верти-

кального растяжения. Картина распределения траекторий нормальных напряжений позволяет прогнозировать наличие над поднятиями серии радиальных разрывов, которые, смыкаясь над впадинами, приобретают субгоризонтальное положение, способствуя образованию послойной трещиноватости (рис. 9, а).

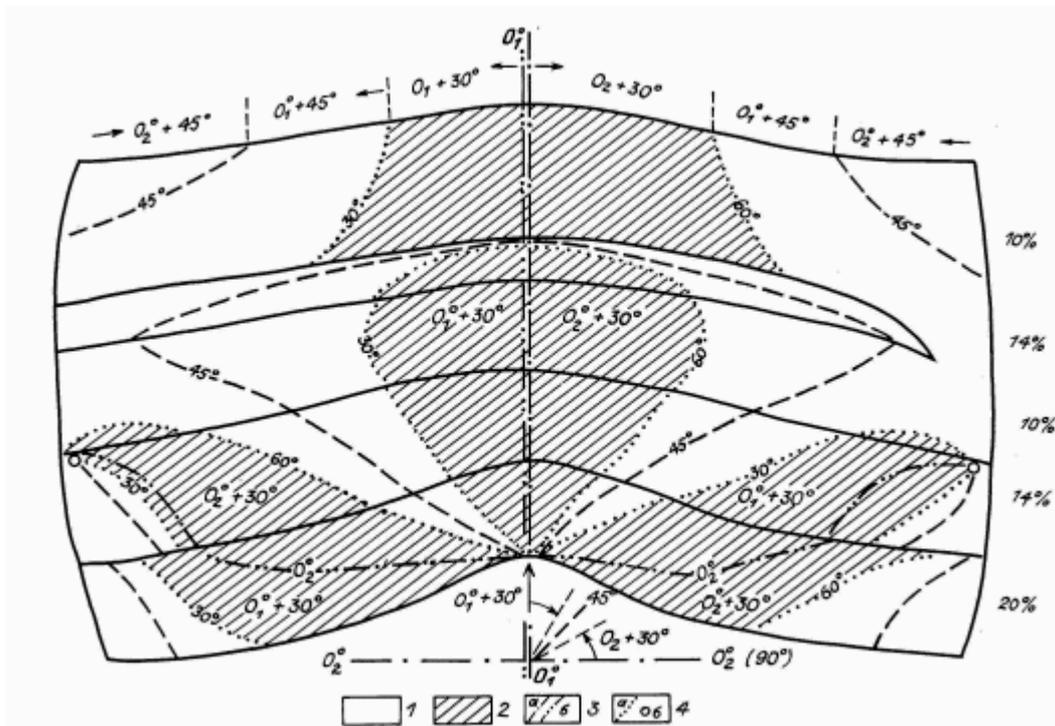


Рис. 8. Зоны различной величины отклонения осей главных нормальных напряжений от осей симметрии деформационной структуры: свод поперечного изгиба многослойной разноплотностной толщи.

1, 2 – зоны отклонения: $0-30^\circ$ (1), $30-60^\circ$ (2); 3 – оси геометрической (а) и динамо-оптической (б) симметрии структуры; 4 – границы зон – изоклина 30° и 60° (а), изотопные точки вращения осей напряжения от 0 до 360° (б)

Предельное деформирование данной модели обусловило образование трещин отрыва на контакте нижнего плотного слоя с перекрывающим его менее плотным слоем. При этом выявилась неизвестная ранее особенность: большинство трещин, образовавшихся в кровле плотного слоя вследствие известного механизма сводового растяжения, не совпадали с разрывами в подошве менее плотного и более деформируемого (или условно – более «пластичного») слоя. Для объяснения физических условий возникновения подобного сочетания разрывов нами предложен механизм фрикционного раздвижения подошвы «пластичного» слоя с последующим упругим сжатием, вызывающим проскальзывание разрывающегося верхнего слоя по ненарушенной кровле нижнего плотного слоя.

Подробная схема механизма приконтактового разрывообразования приведена на рис. 9, б, в. Следует подчеркнуть важность дальнейшего экспериментального и натурного исследования подобных деструкционных явлений на плотностных разделах слоев как новых источников информации об условиях образования, погоризонтного размещения и площадного распространения зон приконтактовых трещинных коллекторов над сводами и крыльями антиклинальных поднятий в основании платформенного чехла.

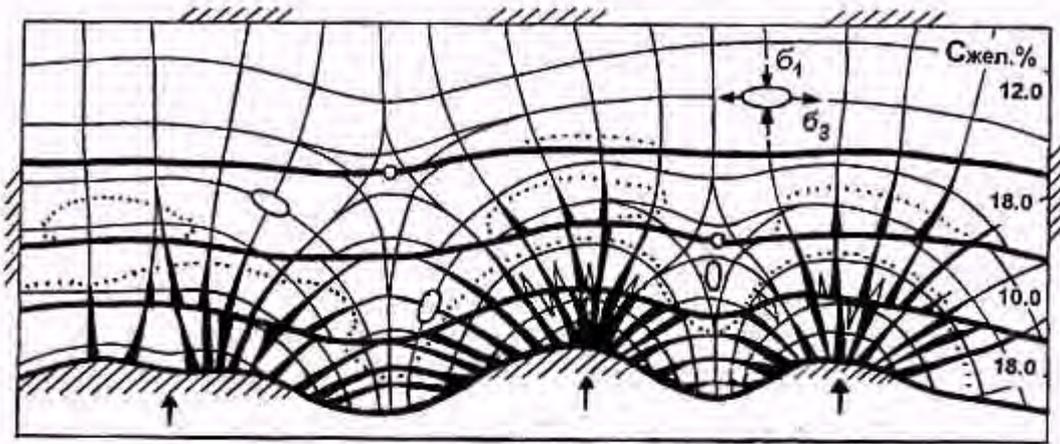
Ряд поднятий приводит к образованию новых радиальных систем над сводами и зон вертикального растяжения между ними, охватываю-

щих два или три слоя. Изотропные точки располагаются на границах разноплотностных слоев. На контакте плотного (18%) нижнего слоя с низкоплотным (10%) возникают трещины сводового растяжения в плотном слое, раскрытие которых приводит к образованию трещин в подошве низкоплотного слоя, часто не совпадающих с первыми (одно- и двухактные трещины). Это, по-видимому, проявление механизма фрикционного деформирования (скольжения с трением) на контактах этих слоев в виде: *разрывы сводового растяжения в кровле плотного слоя → локальное фрикционное сжатие подошвы перекрывающего пластичного слоя → накопление упругих напряжений → раздвижение и разрыв верхней границы.*

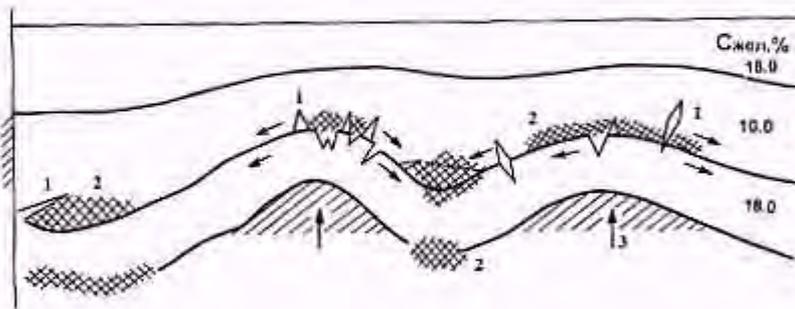
По результатам опытов с предельным нагружением модельных слоев различной плотности выявляется возможное в природных условиях действие механизма приконтактового разрывообразования на границах разноплотностных сред за счет фрикционного раздвижения пластичных (низкоплотных) слоев при сводовом растяжении и разрыве плотных слоев над поднятиями.

Прерывистость фрикционного разрывообразования вдоль сдвиговых плоскостей. Отмечавшиеся ранее в наших экспериментах как сопутствующие и случайные явления прерыви-

a



б



в

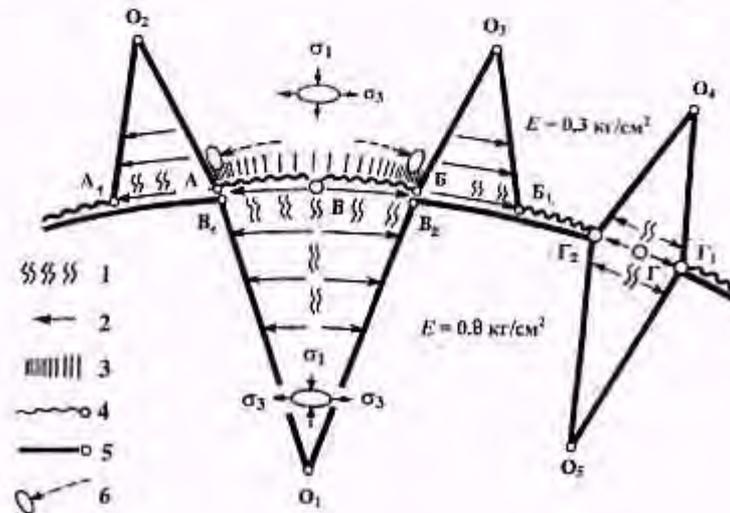


Рис. 9. Распределение напряжений, прогноз трещин растяжения в модели четырехслойной разноплотностной толщи ($S_{\text{жел.}} 10-20\%$) над системой поднятий и впадин (а), возникновение пограничных отрывов (б) и схема фрикционного механизма образования трещин отрыва при сводовом растяжении поверхности нижнего слоя (разрыв O_1) и фрикционном раздвижении подошвы перекрывающего менее плотного слоя (от общей точки В) и последующего упругого сжатия (точки А – А₁, Б – Б₁, трещин $O_2 - O_3$). $O_4 - O_5$ – одноактный разрыв обоих слоев (в).

Для б: 1 – трещины; 2 – участки оптической и механической деструкции материала модели; 3 – жесткие штампы.

Для в: 1 – растяжение; 2 – направление растяжения; 3 – условная эпюра растяжения, переходящего в упругое сжатие; 4 – подошва низкоплотного слоя; 5 – кровля плотного слоя; 6 – направление фрикционного сжатия

стости сдвига противоположных блоков вдоль заданных разрывов, как оказалось, довольно устойчиво проявляются и в специально поставленных опытах, отражая периодическое распределение множественных очагов концентрации напряжений, которые располагаются попеременно по обе стороны заданных в модели плоскостей сдвига. В процессе поступательного сдвига их положение вдоль линии сдвига из-

меняется вследствие прерывисто-периодической релаксации очагов упругих напряжений за счет преодоления трения и проскальзывания по основному сдвигу или их реализации в виде его опережающих разрывов, чем, видимо, и объясняется периодическое распределение последних в природе с определенным интервалом в зависимости от скорости сдвига, сил сцепления

(трения), свойств материала и т. п. (Сибиряков, Бондаренко, 1998).

На возможность образования разрывов вдоль сдвиговых плоскостей указывают экспериментальные данные оптического моделирования сдвигов по заданным плоскостям. В изученных двух стадиях формирования сдвига (рис. 10) по границам выделенного разрезами блока, поднимающегося под действием восстающего штампа,



рис. 10. Прерывистость поля напряжений вдоль сдвиговых плоскостей. Миграция мелких очагов напряжений в разных стадиях сдвига, вызванного поднятием штампа. Вверху справа – прерывистые очаги вдоль вертикального смещения плоскостей.

выявлена неоднородность приконтактного поля напряжений. Эта неоднородность представлена разрозненными очагами умеренно повышенных касательных напряжений τ_{\max} . При этом развитие очагов повышенных напряжений вдоль контактов носит как бы пульсирующий, прерывистый (фрактальный) характер по обе стороны сдвиговой плоскости.

Возможная схема динамики такого процесса: накопление упругих напряжений в очагах вследствие трения → их релаксация перемещением вдоль плоскости или образованием единичных разрывов и их систем оперения главного сдвига → возникновение новых очагов накопления напряжений в другом расположении → новая релаксация в различных видах и т. д. Это физическое явление, видимо, имеет общий характер и применимо как для прогноза трещиноватости, контролирующей миграцию флюидов, так и для прогноза сейсмогенерирующих очагов, форшоков и афтершоков вдоль образовавшихся сейсмосдвигов.

Подобное расположение цепочечных очагов напряжений вдоль плоскостей смещения наблюдается при вдавливании вырезанного в слоистой модели клина, когда такие очаги возникают у слоевых границ внутри клина и в основной части модели. Аналогичное распределение очагов отмечается при сдвиговом перемещении вдоль разрыва, заданного внутри общей сдвиговой полосы (рис. 11, а) с образованием волнообразного прерывистого поля напряжений вдоль разреза и разрядки напряжений в виде отрывов на окончаниях этого разреза. Волнообразные поля возникают и в простейших опытах с вытягиванием липкой ленты из междублочного пространства или движения одного блока по другому (рис. 11, б).

В целом применение метода оптического моделирования позволяет выявлять неизвестные

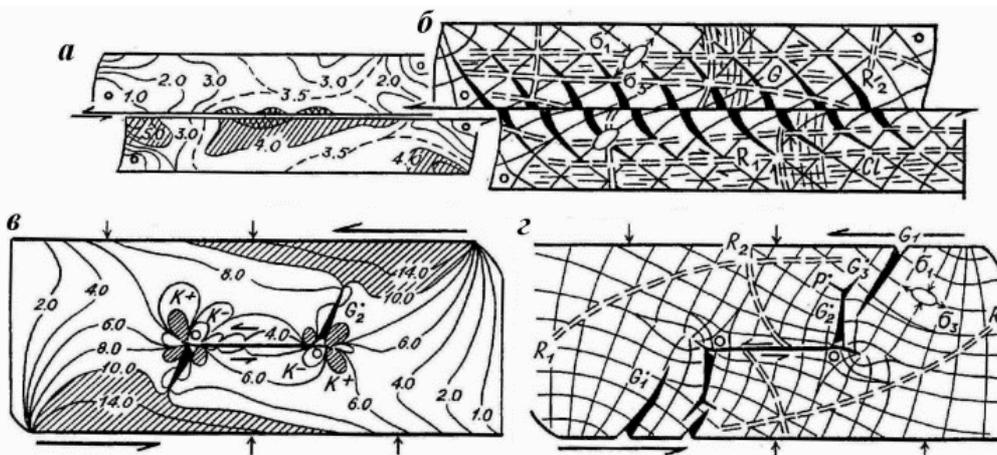


рис. 11. Волнообразные полосы τ_{\max} вдоль линий сдвигающих блоков (а) и по разрезу, заданному во внешней сдвиговой зоне (б). Разрядка сдвиговых напряжений в окончаниях линии сдвига разрывами G_3 по оси σ_1 (в) и трещинами сплющивания P – по σ_3 (г).

ранее особенности возникновения и развития полей напряжений в слоистых толщах, способствует более полному учету структурно-деформационных факторов при прогнозировании

флюидоконтролирующих дислокаций и, несомненно, свидетельствует о том, что познавательные возможности этого метода, внедренного в геологию М.В.Гзовским, далеко не исчерпаны.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко П.М.* Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 118 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 267).
- Бондаренко П.М.* Моделирование полей напряжений элементарных деформационных структур // Экспериментальная тектоника: Методы, результаты, перспективы. М.: Наука, 1989. С.126-163.
- Бондаренко П.М., Осокина Д.Н.* Развитие исследований по моделированию тектонических полей напряжений // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. думка, 1991. С.35-46.
- Зубков М.Ю., Бондаренко П.М.* Прогноз зон вторичной трещиноватости на основе данных сейсморазведки и тектонофизического моделирования // Геология нефти и газа. 1999. № 11/12. С. 31-40.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Механизм образования концентрических структур над магматическим очагом (по экспериментальным данным)//Геология и геофизика. 1974. № 10. С.3-19.
- Осокина Д.Н.* Пластичные и упругие низкомолекулярные оптические активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 196 с.
- Сибиряков Б.П., Бондаренко П.М.* Тектонофизические модели мезоструктурного криппового сдвига и их теоретическая интерпретация // Физ. мезомеханика. 1998. Т. 1, N 1. С.129-134.
- Фрохт М.М.* Фотоупругость. М.; Л.: Гостехтеоретиздат, 1948-1950. Т. 1. 432 с.; Т. 2. 448 с.
- Хаимова-Малькова Р.И.* Методика исследований напряжений поляризационно-оптическим методом. М.: Наука, 1970. 116 с.
- Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М.* Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск, 1984. 200 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 549).
- Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М.* Сейсмоструктура Курило-Камчатской области и ее стыка с Алеутской дугой: Сейсмические и тектонофизические модели. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992. 162 с.
- Anderson E.M.* The dynamics of the formation of cone-sheets, ringdykes and cauldron-subsidences//Proc. Roy. Soc. Edinburgh. 1935. Vol. 56, pt 2. P. 128-157.
- Currie J. B., Patnode H.W., Trump R.P.* Development of folds in sedimentary strata//Bull. Geol. Soc. Amer. 1962. Vol. 73, N6. P. 655-674.
- Ode H.* Mechanical Analysis of the dike pattern of Spanish peaks area, Colorado // Bull. Geol. Soc. Amer. 1957. Vol. 68, N 5. P. 567-576.

РЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ НЕДР И НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

К.И.Кузнецова, Н.В.Лукина

Объединенный институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН

Известные свойства материалов вести себя различно в разных условиях в высшей степени присущи горным породам или, шире говоря, горным массам. В науках о Земле, в зависимости от задачи и линейных размеров объектов, их описывают и абсолютно недеформируемым твердым телом (в теории литосферных плит), и упругим телом, или упругим с последствием (в задачах о распространении и поглощении сейсмических волн), и упруго-вязким и просто вязким телом. Рассмотрение разрезов недр Восточной Сибири, включающих земную кору, подкоровый слой литосферы и астеносферу, выявляет внутренние структуры, обусловленные вязким течением вещества, и их корреляцию с новейшими тектоническими структурами.

На рисунке представлены разрезы, построенные по геофизическим данным [Тектоническая..., 1980; Карта..., 1986; Zorin *et al.*, 1990; Глубинное..., 1991] до глубин порядка 200-250 км, дополненные характеристикой теплового поля [Лысак и др., 1992] и рельефа земной поверхности. Сопоставление параметров этих разрезов выявляет следующие корреляции.

Глубина залегания и форма поверхности астеносферы коррелирует с тепловым полем. В тех районах, где кровля астеносферы оказывается сводообразно изогнутой и поднятой, тепловой поток имеет наиболее высокие значения. Это наблюдается прежде всего в пределах Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), где кровля астеносферы подходит под подошву тонкой 35-37-километровой земной коры [Сейсмическое..., 1977], а также в депрессии между хр. Верхоянским и Черского, где кровля астеносферы образует свод на глубине порядка 90 км (рис. 1, А, Б). В районах, где поверхность астеносферы находится на глубинах более 125 км и образует не свод, а впадину глубиной до 55 км, тепловой поток невелик (рис. 1, В).

Следующая особенность представленных разрезов заключается в том, что расположение новейших тектонических структур (горных хребтов и межгорных впадин) – коррелирует с рельефом глубинных вещественных границ.

Как видно на рис. 1, А, Б видно, что горные хребты находятся над периферийными участками глубинных положительных структур – асте-

носферных куполов; причем проекции хребтов в глубину приурочены к наиболее крутым участкам склонов кровли астеносферы. Новейшие впадины, БРЗ и межгорная в Верхоянье, располагаются над сводовыми частями глубинных положительных структур.

Иной случай представлен на рис. 1, В, где приведен разрез впадины на кровле астеносферы. На земной поверхности этой глубинной отрицательной структуре соответствует пологая депрессия, а проекции хребтов совпадают с перегибами склонов ее самой глубокой части.

Приуроченность новейших орогенных сооружений на поверхности Земли к особым точкам глубинных границ позволяет по-новому подойти к проблеме генезиса внутриконтинентальных неотектонических структур. Особые точки – это места перегибов поверхностей контактов астеносферы с литосферой и подкорового слоя литосферы с земной корой, расположенные на одной вертикали.

Наиболее контрастным является профиль контакта астеносферы и литосферы, более сглаженным – профиль контакта подкорового слоя литосферы и коры. Рельеф земной поверхности, по отношению к размаху глубин названных границ, имеет совсем небольшие амплитуды.

По механизмам очагов землетрясений и значению вертикальной компоненты сейсмостектонической деформации, непосредственно над сводом астеносферного внедрения, констатируется вертикальное сжатие и горизонтальное растяжение, выраженное на поверхности активными раздвигами и сбросами. Над склонами астеносферного свода, где на глубине сохраняются те же условия горизонтального растяжения, в коре формируются новейшие орогенные структуры вертикального удлинения и горизонтального сжатия, в большинстве случаев представленные односторонними горст-антиклиналями, осложненными активными взбросами и взбрососдвигами.

Понять эту парадоксальную ситуацию можно только допустив, что на участке между вершиной и склоном астеносферного свода, т.е. на протяжении нескольких десятков километров, направление сил, действующих на подошву коры, меняется на обратное. Как видно из рисунка,

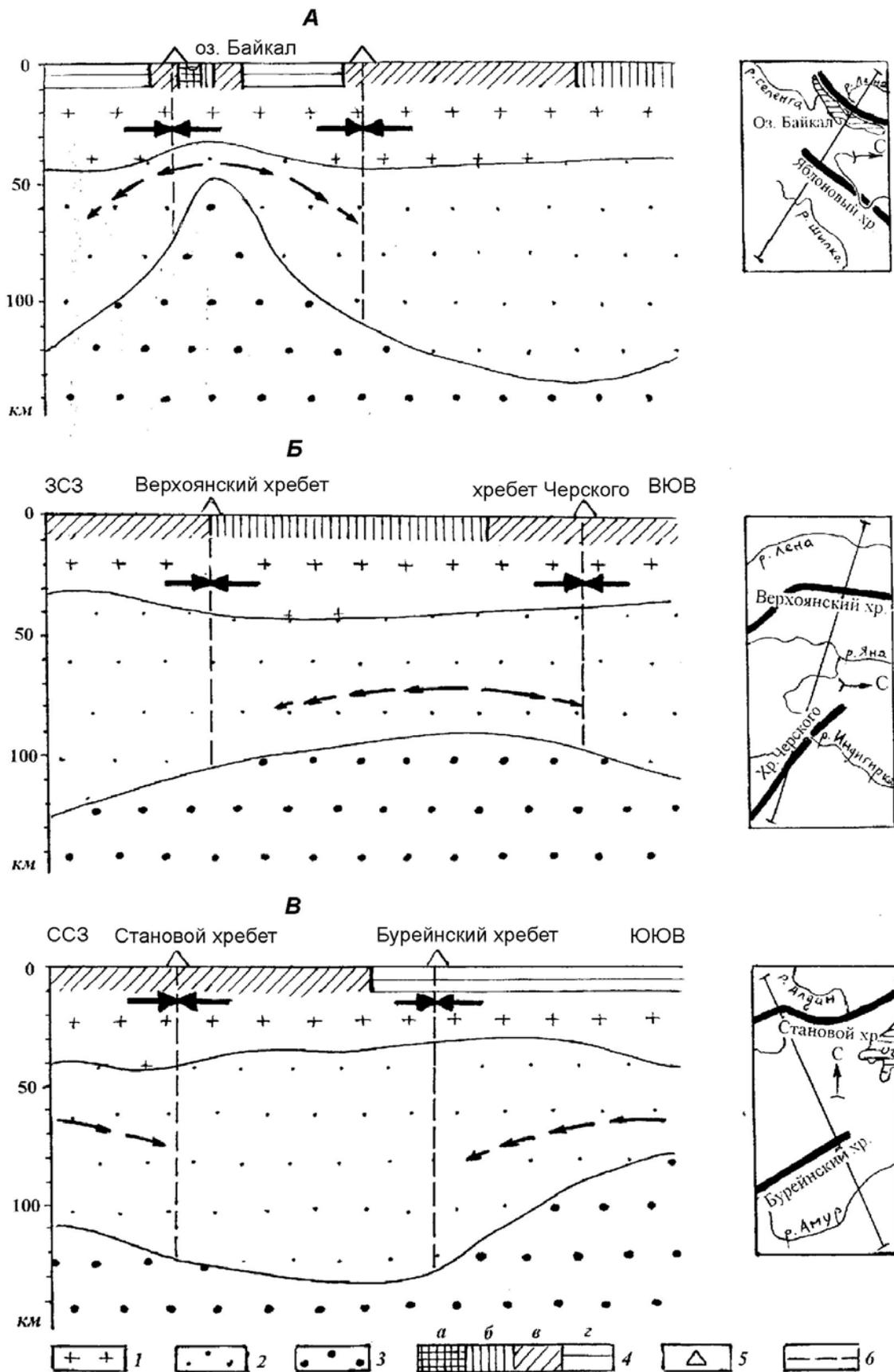


Рис. 1. Глубинные разрезы Восточной Сибири через: А – Байкальскую рифтовую зону и Яблоновый хребет, Б – хребты Верхоянский и Черского, В – хребты Становой и Бурейский. Соотношение вертикального масштаба к горизонтальному 1: 5. Тонкие стрелки – направление и величина скорости течения вещества, жирные стрелки – сжатие.

1 – земная кора; 2 – подкоровый слой литосферы; 3 – астеносфера; 4 – тепловой поток, мВт/м^2 : а – >90, б – 90-70, в – 70-50, г – 50-30; 5 – новейшие орогенетические сооружения (горные хребты); б – проекция орогенетических сооружений (горных хребтов) на глубину

именно на этом участке происходит резкое увеличение толщины подкорового слоя литосферы. Поскольку между подошвой коры и кровлей подкорового слоя имеется некоторое сцепление, природа которого рассматривалась [Кузнецова и др., 1999], то при перемещении относительно менее вязких масс, подстилающих слой с большей вязкостью, в последнем возникают участки как растягивающих, так и сжимающих горизонтальных напряжений. Это зависит от знака градиента скорости перемещения подстилающих масс. Положительный градиент горизонтальной скорости течения масс подкорового слоя литосферы обуславливает образование впадин на дневной поверхности, отрицательный градиент – орогенических сооружений.

Глубинные разрезы (см. рис. 1, А и Б) показывают, что горизонтальное растяжение коры сменяется горизонтальным сжатием при увеличении толщины подкорового слоя. Это свидетельствует об отрицательном градиенте скорости, т.е. о замедлении течения вещества, воздействующего снизу на земную кору.

Рассмотрим это с позиций гидродинамики. По известному положению, вытекающему из принципа Бернулли, в трубе переменного сечения давление различно: в узком сечении, где скорость потока относительно велика, давление меньше, чем в широком сечении, где скорость относительно мала. Следовательно, в более узком пространстве между кровлей астеносферы и подошвой коры давление должно быть понижено. С этим, возможно, связано возникновение впадин рельефа, под которыми участок коры проседает в область меньшего давления. В частности, такова же может быть природа межгорной депрессии между хребтами Верхоянским и Черского. Очевидно, этот же эффект действует и в БРЗ, причем там он сочетается с механическим выжиманием глубинного материала в стороны, в условиях высокой температуры астеносферного свода.

На рис. 1, В приведен другой случай: новейшие орогенные структуры коры приурочены к точкам перегибов склонов кровли астеносферных сводов к разделяющей их глубокой впадине с горизонтальным дном. Здесь можно предложить такую схему. Вещество астеносферы, «сползая» с двух сторон с куполов ее кровли во впадину, создает в подкоровом слое и коре сжимающие напряжения, которые и обуславливают возникновение на поверхности новейших орогенных структур горизонтального сжатия.

Приведенное в настоящей работе рассмотрение глубинных разрезов Восточной Сибири позволяет сделать вывод, что наблюдаемый рельеф границ между корой и подкоровым слоем литосферы, литосферой и астеносферой обусловлен именно вязким течением материала этих толщ. Наиболее контрастен рельеф поверхности астеносферы – наименее вязкой и наиболее подвижной из глубинных толщ. Движение вещества астеносферы передается литосфере; деформации же коры оказываются вторичными по отношению к перемещению подкорового слоя литосферы, связанными некоторыми силами сцепления с подошвой коры.

Все это свидетельствует о ведущей роли перемещений подкоровых масс в процессе внутриконтинентального новейшего тектогенеза, которые определяют напряженное состояние земной коры. Новейшее горообразование отмечено там, где понижена вязкость и соответственно ускорены подкоровые перемещения. Поскольку наименее вязкой из глубинных слоев является астеносфера (10^{21} пз, что на порядок меньше, чем вязкость подкорового слоя литосферы, и на два порядка меньше, чем вязкость коры [Жарков, 1983]), то естественно увидеть в корреляции между контрастной формой профиля ее поверхности и высокой подвижностью вещества ее толщи свидетельство активной роли астеносферы в организации как глубинного строения региона, так и его поверхностной неотектонической структуры. Таким образом, астеносфера предстает перед нами тектонически наиболее активной частью верхней мантии.

Изложенная схема отличается от известных тектонических концепций, которые в крайних своих модификациях главным фактором новейшего горообразования утверждают либо фронтальное давление горизонтально перемещающихся недеформируемых литосферных плит, либо вертикальное внедрение частично расплавленного вещества – от внутрикорового диапиризма до плюмов глубокого заложения. Новейшие внутриконтинентальные тектонические структуры Восточной Сибири, обусловленные воздействием относительно текучего подкорового вещества на менее текучую, высоковязкую кору, можно было бы назвать *структурами волочения*. Поскольку природа их связана с основными реологическими свойствами разреза верхних оболочек Земли, то наличие таких структур можно ожидать в других внутриконтинентальных регионах.

ЛИТЕРАТУРА

- Глубинное строение территории СССР. М: Наука, 1991. С. 88-106.
- Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 79 с.
- Карта активных разломов СССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:8 000 000 / Ред. В.Г.Трифонов. Москва; Иркутск: ГИН АН СССР, ИЗК СО АН СССР, 1986.
- Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Кучай О.А. Деформации земной коры и верхней мантии: проблема взаимообусловленности (Алтае-Саянская область) // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4/5. С. 41-49.
- Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др. Тепловой поток Сибири и Монголии // Методика и результаты изучения пространственно-временных вариаций геофизических полей. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992. С. 6-43.
- Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. 302 с.
- Тектоническая карта Северной Евразии. Масштаб 1:1 500 000 / Ред. А.В.Пейве. М.: ГУГК СССР, 1980.
- Zorin Yu. A., Novoselova M.R., Turutanov E. Kh., Kozhevnikov V.M. Structure of the litho sphere of the Mongolian-Siberian mountainous province// J. Geodynam. 1990. Vol. 11. P. 327-342.

Список опечаток

Стр.	Колонка	Строка	Напечатано	Следует читать
39	Пр	26 св.	Осокина, 1978	Осокина, 1987
54	Пр	11 сн.	ℓ_x и ℓ_z	ℓ_x и вертикальной ℓ_z
59	Пр	3 св.	1999 (in press)	1999, Vol. 308, P. 133-142.
67	Пр	4 сн.	$\partial = \delta / 2.7\sigma^{\zeta}$	$\partial = \delta / 2.7^{\sigma/\zeta}$
68	Пр	23 св.	от t_4 к t_1	от 4 к 1
79	Пр	14 сн.	структур из-за ограниченности рассматриваемых районов размещения промышленных объектов. В целях расширения сейсмологической базы данных в настоящей работе	структур в настоящей работе
97		21 св.	$\zeta\dot{\eta}a$	Зона
119	Пр.	14 сн.	Tectonophysics. 1999	Tectonophysics. 1992
141		1 св. рис. 5.	300200 (А), 311300 (Б), 311309 (В), 311331 (Г), 300515 (Д)	300200 (I), 311300 (II), 311309 (III), 311311 (IV), 300515 (Y)
180	Пр	6 сн.	$\phi_2 = 0^\circ, 30^\circ, 60^\circ, 90^\circ$	$\phi_2 = 0^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ, 90^\circ$
208	Пр	22 сн.	$\ell_1 = \ell_2 = \ell_0$	$\ell_1 \neq \ell_2 \neq \ell_0$
208	Пр	22 сн.	$\ell_1 = \ell_2 = \ell_3 = \ell_0$	$\ell_1 \neq \ell_2 \neq \ell_3 \neq \ell_0$
233	Пр	9 сн.	t^α	r^α
238	Лев.	9 сн.	коллинеарны главных осей	коллинеарности главных осей
279	Лев.	1 сн.	для тех осей	для осей
286	Пр	1 сн.	а еще нормальное	а еще три этапа, в зависимости от того, какое главное нормальное
291	Лев.	2 сн.	не по в сейсмологии, но могут быть и сколы Риделя или L - и R' ($L'-R$) –сколы ¹ . В одной плоскости, а по двум (чаще всего) или нескольким сопряженным плоскостям почти +одновременно (рис. 4). Это могут быть L - и L' - сколы, являющиеся нодальными плоскостями рассмотренных	не по одной плоскости, а по двум (чаще всего) или нескольким сопряженным плоскостям почти одновременно (рис. 4). Это могут быть L - и L' - сколы, являющиеся нодальными плоскостями в сейсмологии, но могут быть и сколы Риделя или L - и R' ($L'-R$) –сколы ¹ . В рассмотренных
327 329			нарушена нумерация страниц, при этом порядок страниц не нарушен. Страницы 327 и 329 повторяются дважды.	326 вместо первой из двух 327-х, и 328 вместо первой из двух 329-х.
341	Пр	1 сн.	трещиноватости, линии скольжения	трещиноватости, как правило, сложены сколами и (или) отрывами; линии скольжения
342	Пр	1 сн.	тонкие ниюм вокруг оси σ_2 ; возможны и более тонкие различия	тонкие различия