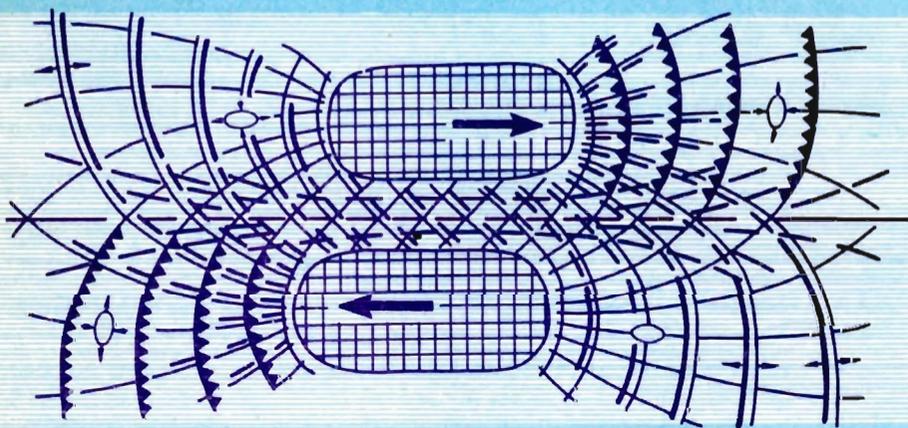


ЭКСПЕРИМЕНТ И МОДЕЛИРОВАНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ



НОВОСИБИРСК 1984

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ЭКСПЕРИМЕНТ
И МОДЕЛИРОВАНИЕ
В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ**

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1984

Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях: Сб. науч. тр./АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. Редкол.: Б.М.Чиков (гл. ред) и др. - Новосибирск: Изд.ИГиГ, 1984. 168 с.

Статьи сборника освещают общую методологию тектонического моделирования, роль физического эксперимента в тектонических исследованиях, геодинамические аспекты теоретического и экспериментального изучения деформаций литосферы. Значительная часть работы посвящена описанию механизма образования и моделирования конкретных структур (кольцевые структуры, оползневые образования, разломные ассоциации, структуры будинажа), а также аналоговому моделированию геологических процессов и экспериментам на макро- и микроуровне (воздействие магмы на земную кору, влияние природы растворов на развитие микротрещин в породах). Рассмотрены аспекты геолого-структурного тектонофизического анализа территорий, перспективных на различные виды полезных ископаемых.

Сборник рассчитан на геологов и геофизиков, интересующихся вопросами методики и техники экспериментальных исследований в тектонике.

Р е д к о л л е г и я:

д-р геол.-мин.наук Б.М.Чиков (гл. редактор), канд. геол.-мин. наук П.М.Бондаренко (отв. редактор), канд. геол.-мин.наук В.И.Громин, д-р геол.-мин.наук В.А.Соловьев, д-р геол.-мин. наук С.И.Шерман

Р е ц е н з е н т ы:

д-р геол.-мин.наук Ч.Б.Борукаев (Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР),
канд. геол.-мин.наук А.М.Боровиков (Новосибирский гос. ун-т)

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР
1984 г.

Предисловие

Решение современных теоретических и народнохозяйственных задач, стоящих перед геологической наукой, требует усиления ее технического и экспериментального оснащения, расширения связей со смежными дисциплинами, освоения методов точных наук, а также совершенствования ее методологической основы. Одним из наиболее прогрессивных направлений, способствующих выполнению таких задач, в плане внедрения физических, математических и экспериментальных методов количественного анализа геологических построений является моделирование геологических структур и процессов.

Состояние и проблемы развития этого направления освещены в большинстве статей настоящего сборника. Основное внимание в них сосредоточено на наиболее общем и важном аспекте данного направления – тектоническом моделировании, что определяет общую композицию сборника, отражающего круг вопросов, рассмотренных на первом Всесоюзном симпозиуме "Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии" (Новосибирск, 1982).

Авторы большинства работ сборника – известные исследователи в области теоретических и экспериментальных разработок по тектоническому моделированию, изучению механизма образования тектонических структур, а также в области картирования и интерпретации деформационных структур как рудолокализирующих образований.

Во многих статьях сборника рассмотрены общие методологические вопросы систематики видов тектонического моделирования, разработки теоретических моделей дислокационных процессов, подбора критериев подобия, характеризующих соотношения основных параметров моделей и исследуемых природных объектов.

Значительная часть работ посвящена описанию результатов моделирования механизмов образования конкретных геологических структур (кольцевых структур, оползневых образований как природных моделей разломных ассоциаций и структур будинажа), а также аналоговому моделированию геологических процессов и экспериментам на микроуровне (воздействие магмы на земную кору, влияние различной природы растворов на развитие микротрещин). Рассмотрены аспекты геолого-структурного и тектонофизического анализа территорий, перспективных на различные виды полезных ископаемых.

В целом тематика работ сборника связана единым направлением, освещает проблемы изучения региональных структур Сибири, характеризует современные достижения в области моделирования геологических структур и процессов. Этим он, несомненно, будет интересен для большого круга геологов, геофизиков, работников рудного направления, участие которых в следующих сборниках такого рода весьма желательно.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Термином "моделирование" принято обозначать едва ли не самую распространенную форму познавательной деятельности, смысл которой сводится к изучению модели, созданной на основе уже установленных характеристик и свойств объекта исследования, и экстраполяции результатов на ее прототип. Моделирование как метод исследования широко используется в различных науках, в результате чего имеется возможность в сравнительном плане анализировать самые общие понятия модели, определять основные требования к ней и процедуре моделирования, учитывать известные способы экспериментальной и логической проверки моделей различного типа, а также способы экстраполяции данных, полученных при исследовании моделей на их прототипы (как и на другие модели).

В геологии этот термин еще только внедряется. Им чаще всего обозначаются исследования, связанные с качественным воспроизводством геологических структур и процессов на эквивалентных материалах в условиях меняющихся температур и давлений. Часто имеются в виду исследования механики земных недр на основе представлений физики сплошных и деформируемых сред, иногда с использованием численного моделирования на ЭВМ и т.п.

Тектоническое моделирование – это прежде всего процесс исследования структуры и условий формирования тектонических элементов различных иерархических уровней. Специфика его определяется сложностью и разномасштабностью изучаемых объектов (от глобальных до локальных), длительностью моделируемых процессов и необходимостью интерпретировать события, происходившие в геологическом прошлом.

Процедура научного моделирования всегда имеет строго целевой характер, предусматривающий отвлечение от бесконечного списка свойств и признаков изучаемого объекта и ограничение их перечнем наиболее существенных, необходимых для решения поставленной задачи. Тектонические модели сильно отличаются от моделируемого объекта – это обязательное противоречие обусловлено не только различиями физических свойств модели и объекта, но также не-

соответствием стремления к полноте представления об объекте и априорной ограниченностью возможностей его модельной реализации /I/.

Наши модели позволяют проводить детализацию и схематизацию прототипа, исследовать отдельные его свойства, взаимосвязи и взаимодействия различных его сторон. Наряду с физическими моделями широко используются графические, знаковые, а также идеальные или мысленные их разновидности. Тектонические модели могут быть представлены материальной копией или макетом, тектонической картой, математическим выражением, развитой вербальной теорией, систематикой тектонических элементов и т.п. Вопрос лишь в степени представительности этих моделей, обеспечивающих изоморфизм или гомоморфизм их по отношению к моделируемому объекту исследования. Например, документальный фильм об извержении Толбачика, созданный дальневосточными кинематографистами совместно с вулканологами, можно рассматривать в качестве визуальной модели процесса извержения лавы на поверхность и формирования конкретной вулканоструктуры, причем, модели, имеющей исключительное познавательное значение.

Учитывая современное состояние теоретической геотектоники и гносеологические возможности тектонического моделирования важно определить перспективы развития его основных направлений:

- 1) лабораторного эксперимента; 2) математического моделирования; 3) тектонического районирования; 4) разработки трехмерных моделей структуры земной коры.

Научно обоснованный и соответственно поставленный лабораторный эксперимент является традиционным методом тектонического моделирования. Среди основных задач тектонического эксперимента — воспроизводство формы структурных элементов и условий их образования, представление системы отношений различных элементов при структурообразовании, моделирование полей напряжений в изучаемом пространстве, анализ кинематики различных дислокаций и т.п. Не менее важной областью лабораторного эксперимента является моделирование физического состояния и условий преобразования структурно-вещественных характеристик горных пород при температурах и давлениях, соответствующих условиям различных глубин земной коры и верхней мантии. Результаты лабораторного тектонического эксперимента — основа развития современных представлений тектонофизики, геодинамики, структурной геологии, а также решения практических задач рудной и нефтяной геологии.

Внедрение эксперимента в практику геотектоники позволяет исследовать сложные системы на более высоком научном уровне, с привлечением аппаратурных методов фиксации данных и математических методов их обработки, выявлять качественно новые свойства известных объектов. Очень важным достоинством лабораторного эксперимента является возможность исследовать свойства объекта в "чистом" виде или в условиях направленного изменения хода изучаемого процесса, с помощью приборов фиксировать свойства, скрытые от непосредственного наблюдения и т.п.

Но теория лабораторного тектонического эксперимента находится в стадии разработки, поэтому современные возможности лабораторного моделирования ограничиваются областью аналогий преимущественно малой доказательной силы: "... экспериментальный метод в геологии имеет то же познавательное значение, что и метод актуализма, ... дает лишь эталоны, образцы, сравнивая с которыми можно утверждать возможность или малую вероятность того или иного толкования природных явлений" /2, с. 278-279/. Основная трудность этого метода связана с доказательством изоморфизма модели и моделируемого явления (что, впрочем, свойственно и другим методам моделирования); решение этой проблемы в значительной степени регулируется требованиями теории подобия.

Математическое (физико-математическое) моделирование динамики геологических процессов и геометрии структурных форм сулит большие перспективы в разработке общих и частных теорий геотектоники. Этот вид моделирования уже имеет существенное значение при интерпретации природных глобальных тектонических явлений.

Главной целью математического моделирования в тектонике является анализ вариантов развития сложных систем, на основе чего возможны решения общих проблем механики формирования Земли и планетарного тектогенеза: имитация крупномасштабных движений в мантии, исследование полей напряжения и динамики литосферы, а также соотношений на границах литосфера-астеносфера и кора-мантия. При этом исходные данные для численных решений получаются в результате экспериментальных исследований физического состояния горных пород в условиях высоких температур и давлений.

Другую группу задач математического моделирования составляют численные решения вопросов кинематики и динамики структурообразования: имитация структурной зональности и анализ распределения напряжений в условиях земной коры и, особенно, ее верхней части

(осадочный слой), изучение кинематики складок и разрывов и пр. /3,4/. Наконец, численные решения задач лабораторного эксперимента имеют особое значение при совершенствовании теории лабораторного тектонического моделирования.

К числу традиционных способов тектонического моделирования относится тектоническое районирование и тектоническая картография. Эти понятия объединяют совокупность методов исследования геологического пространства путем расчленения его в соответствии с характером изучаемой неоднородности, определяемой поставленной целью. Элементы районирования устанавливаются систематикой геологических тел, а сама процедура — правилами полного деления этого пространства, непересечения границ и характеристики свойств выделяемых элементов. Эта совокупность методов ориентирована на совершенствование тектонических моделей, повышение их универсальности, формализованности и адекватности поставленной цели. Тектоническая карта при этом выступает в качестве универсальной графической модели, а также в качестве частной теории строения (и развития) изучаемой территории.

Учитывая современные тенденции развития геотектоники, в числе главных задач тектонического районирования следует выделить разработку теории и более совершенных методов районирования и картографии, разработку методов составления специализированных теоретических основ для карт прогноза и поисков полезных ископаемых, совершенствование способов генерализации и детализации уже известных образцов. Структурный подход, по-видимому, обладает наибольшими перспективами /5/, а новизна разработок в значительной степени будет связана с "тектонизацией" ложа Мирового океана и поиском способов отображения структуры земной коры в ее трехмерности.

Разработка трехмерных моделей строения тектоносферы требует качественно нового уровня ее исследования. Прежде всего это относится к количественной характеристике распределения крупных минеральных масс в земной коре на основе новых данных геофизики и параметрического бурения. Не менее важное значение имеет вопрос идентификации природы геофизических неоднородностей коры с геологическими телами и их ограничениями, а также задача прослеживания определенных геологических (тектонических) границ в недрах осадочно-метаморфической оболочки.

Тектоническое моделирование региональной структуры в объеме на основе геофизических данных, а также интерпретации аэрофото- и космоснимков дают возможность широкого использования технических средств при исследовании тектоники крупных областей. Оно позволяет переходить от площадных систем структурных элементов к объемным моделям земной коры, обосновывать природу потенциальных полей и физических границ раздела в земной коре, а также строить более строгие локальные модели структуры рудных полей и месторождений.

Литература

1. Данилов-Данилян В.И., Рыбкин А.А. Моделирование: системно-методологический аспект. — В кн.: Системные исследования. Методологические проблемы. Ежегодник 1982. М.: Наука, 1982, с. 182-209.
2. Лучицкий И.В. О значении эксперимента в геологии. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 269-280.
3. Проблема движений и структурообразования в коре и верхней мантии. Тез. докл. Междувед. тектонического комитета. М., 1983. 40 с.
4. Строение и динамика переходных зон. Тез. докл. Международ. симпозиума. Сочи, 7-14 дек. 1983 г. М., 1983. 240 с.
5. Чиков Б.М. Методологические подходы и систематика методов исследования строения и эволюции земной коры. — В кн.: Структурные элементы земной коры и их эволюция. Новосибирск: Наука, 1983, с. 5-25.

Е.И.Паталаха, М.Е.Паталаха

ОБЩАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СХЕМА ПРИРОДНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Фиксируемые в складчатых областях природные деформации бесконечно разнообразны как по всему геологическому механизму так и (особенно) по генетической природе деформирующих сил

(гравитация типа оплывания либо всплывания, термоупругие напряжения, ротационные – Кориолиса, Этвипа, смены ориентировки оси вращения Земли, влияния других небесных тел, уплотнения осадков и др.). К сожалению, подробного системного рассмотрения природных деформаций пока не имеется, а о происхождении сил известно чрезвычайно немного. Свою же задачу мы ограничиваем совершенно конкретными рамками: показать наиболее характерные связи природных деформаций с важнейшими тектоническими и метаморфическими комплексами, определяющими строение земной коры складчатых поясов фанерозоя (а точнее неогей), и на этой широкой исторической основе (не углубляясь в детали) наметить, по возможности, простую, пусть несколько идеализированную, но внутренне целостную классификацию складчатости. В основу положены данные по известным нам складчатым областям (Казахстан, Урал, Алтай–Саянская и др.), а также литературные данные по складчатым поясам Евразии /2,5,6/.

В поисках систематики складчатости /3,8/ мы исходим из общей позиции о существовании в земной коре четырех типов течений, отображающих термодинамические условия и реологическое состояние вещества (т.е. процессы литификации и метаморфизма). В порядке возрастания термодинамического уровня эти механизмы следующие:

1) гидропластическое течение консистентных глинисто-терригенных и т.п. (за исключением хемогенных) осадков в P–T-условиях диагенеза;

2) изгибное течение литифицированных твердых осадков в P–T-условиях катагенеза;

3) кливажное течение в P–T-условиях цеолитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма;

4) кристаллизационно–сланцеватое течение в P–T – условиях амфиболовой фации и ультраметаморфизма.

Этот своеобразный ряд по существу отображает последовательные этапы эволюции вещества в земной коре от свежестроженного осадка через литификацию, деформацию и метаморфизм возрастающих ступеней до глубоко метаморфизованной породы, гранитизированной в условиях ультраметаморфизма. Поэтому он может рассматриваться как вертикальный.

Для каждого из механизмов течения характерен, как правило, свой тип складчатости, по способу образования и характеру сил, а именно (табл. I):

Таблица I
Термодинамические механизмы течения и характерные
типы складчатости

№ п/п	Механизм течения	Характер складчатости
1.	Гидропластический	Гравитационная оплывания, всплывания (диашировая), по В. В. Белоусову
2.	Изгибный	Отраженная
3.	Кливажный	Шовная (приразломного смятия и торошения)
4.	Кристаллизационно-сланцевый	Гравитационная всплывания (глубинный диаширизм), по В. В. Белоусову

Шовный тип складчатости выделен 10 лет назад /3/ и подробно обоснован в работе Е.И.Паталахи /4/; все остальные традиционны и в комментариях не нуждаются.

Такой вертикальный ряд механизмов течения и характерных для них типов складчатости в ретроспективе отвечает земной коре складчатой области и определяется не столько способом образования и характером сил, т.е. геодинамикой, как иногда думают, сколько Р-Т-условиями (и даже в основном температурным фактором, поскольку само по себе гидростатическое давление в диапазоне рассматриваемых явлений земной коры вряд ли имеет сколько-нибудь существенное значение). Иными словами, говоря обобщенно, предопределяющие механизм течения Р-Т-условия в земной коре первичны, тогда как способ образования складчатости, ее тип и характер активных сил - вторичны^X.

Необходимо подчеркнуть, что "характерность" типа складчатости для конкретных механизмов течения отнюдь не означает "исключительности". Напротив, есть основания думать, что на самом деле элементы всех типов складчатости по способу образования причудливо сочетаются между собой в пространстве. Но поскольку для обобщенной типизации складчатости определяющее значение имеют

^X Исключая, разумеется, нелитифицированные осадки, а также, например, соляные диаширы - когда вещество изначально обладает низкой вязкостью.

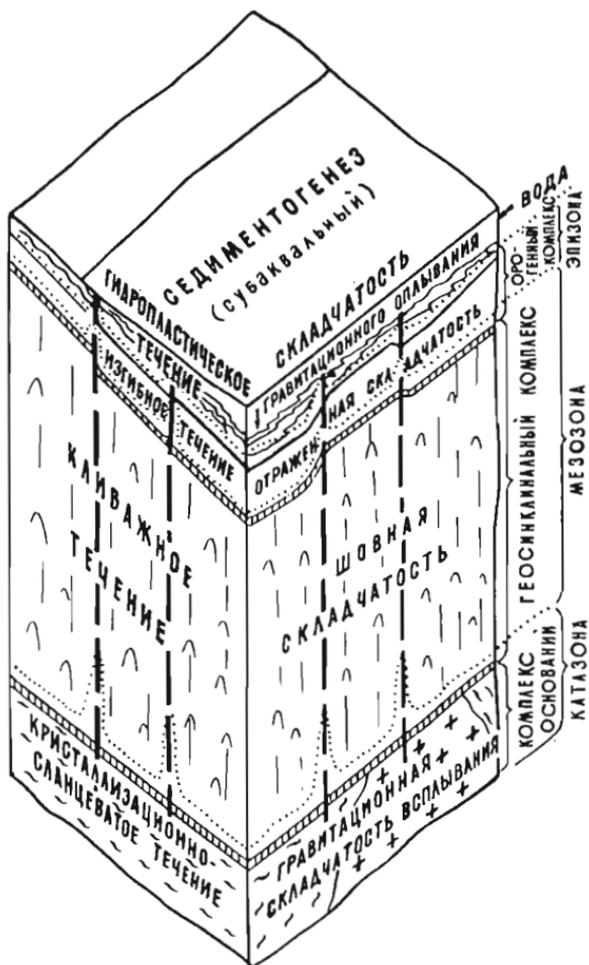


Рис. I. Типы складчатости и их связь с главными тектоническими и метаморфическими комплексами. Блок земной коры складчатого пояса на стадии завершения геосинклинального цикла

первичные по отношению к способу возникновения складчатости Р-Т-условия земной коры, то в целях удобства полезно выделить в ее разрезе следующие Р-Т-зоны (сверху вниз):

- 1) эпизона - отвечает механизму течения 1 и 2 (см. табл. I);
- 2) мезозона - отвечает механизму 3;
- 3) катазона - отвечает механизму 4.

Важнейших рубежей раздела таких зон - три (сверху вниз):

- 1) фронт литификации - в современной структуре отвечает границе отраженной и гравитационной складчатости оплыwania (внутри эпизоны);
- 2) фронт кливажа - приблизительно соответствует границе шовной (мезозона) и отраженной (эпизона) складчатости;
- 3) фронт кристаллизационной сланцеватости - ориентировочно отвечает границе гравитационной складчатости вошлывания (катазона) и шовной (мезозона).

Для полноты можно выделить еще фронт седиментации. Геометрия всех поверхностей в общем близка к субгоризонтальной. Ее нарушают, естественно, зоны крупных разломов, отмеченные интенсивными тепловыми потоками и метаморфизмом. Здесь фронт кристаллизационной сланцеватости, а также кливажа и литификации узкими языками поднимается вверх по восстанию разломов. Соответственно ведут себя и границы раздела типов складчатости (рис. I).

В складчатых поясах фронт кристаллизационной складчатости, исключая зоны крупных разломов, в общем случае примерно отвечает кровле комплекса основания, реже затрагивает низы геосинклинального комплекса либо наоборот опускается несколько в комплексе основания. Геосинклинальному комплексу, как известно, (Казакстан, Средняя Азия, Алтай-Саянская, Верхоянско-Чукотская области) отвечает область развития кливажа, а фронт кливажа довольно определенно тяготеет к границе собственно геосинклинального комплекса и орогенного (т.е. к несогласию, отвечающему так называемой главной завершающей складчатости), который, в свою очередь, отвечает нижней части эпизоны. Верхняя ее часть в современной структуре обычно соответствует платформенным осадкам. Поэтому имеются основания в рамках рассматриваемого общего плана непосредственно сопоставлять:

- 1) механизмы течения и отвечающие им Р-Т-зоны земной коры;
- 2) типы складчатости по способу образования и характеру сил;

3) важнейшие тектонические комплексы земной коры складчатых поясов (табл. 2).

Таблица 2

Систематика складчатости

Тектонические комплексы складчатых областей	P-T-зоны	Механизм течения	Тип складчатости по способу образования	Рекомендуемое общее название складчатости
Платформенный	Эпизона	Гидропластическое течение	Гравитационная оплывания	Эпизональная
Орогенный		Изгибное течение	Отраженная (ко-нагнетаробления)ние)	
Геосинклинальный	Мезозона	Кливажное течение	Шовная (приразломного смятия и торощения)	Мезозональная
Комплекс основания	Катазона	Кристаллизационно-сланцеватое течение	Гравитационная всплывания (глубинно-диапировая, нагнетания)	Катазональная

Поскольку складчатость шовного типа соответствует цеолитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма, которые свойственны геосинклинальному комплексу, то ее значение при характеристике структуры складчатых поясов определяющее. Прочие типы деформаций в складчатых поясах имеют если не фрагментарное, то во всяком случае подчиненное развитие.

Предложена общая генетическая схема типизации деформаций в складчатых областях. В основу положена взаимосвязь двух форм преобразования вещества в ходе эволюции земной коры: а) деформационного или структурного (типы складчатости, тектонические комплексы) и б) физико-химического (литификация осадка, метаморфизм). Показано, что структурная и физико-химическая формы преобразований вещества земной коры в самом общем виде органически взаимосвязаны. Поэтому между ними существуют довольно определенные соответствия (см. табл. 2).

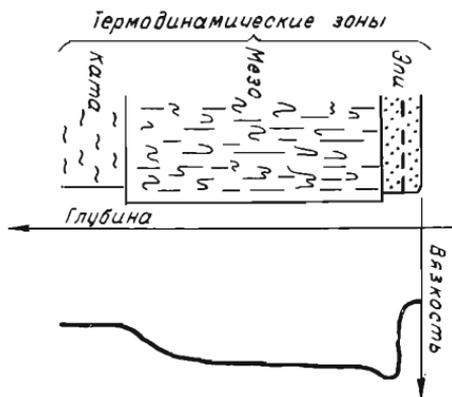


Рис. 2. Вариация вязкости в разрезе той же земной коры, что и на рис. 1. Пониженной вязкостью отличается катазона и верхняя часть эпизоны

Если попытаться детализировать этот тезис, то мы приходим к довольно неожиданному, на первый взгляд, заключению о том, что не способ образования складок сам по себе, не геодинамика сама по себе, а реологическое состояние вещества (осадок, порода) в конечном счете ответственно за специфику складкообразования в земной коре. Фигурально выражаясь, типы складчатости отображают прежде всего вязкость земной коры, разную при разных Р-Т-условиях (рис. 2). Реализация же самой подвижности в будущем складчатом поясе в той или иной конкретной форме (шовная складчатость или складчатость оплывания и т. п.) зависит целиком от вязкостных свойств земной коры на рассматриваемом уровне.

Ввиду обычного приоритета Р-Т-условий, предопределяющего тип складчатости, а также во избежание дальнейшей терминологической и иной путаницы и разночтения в наименовании по существу одних и тех же природных типов складчатости, предлагаем распространить на них наименования выделяемых Р-Т-зон, т. е. будем иметь эпизональную, мезозональную и катазональную складчатости (см. табл. 2).

Этим самым акцент будет сделан не на способ деформации, а на Р-Т-условиях и реологическом состоянии вещества, от которого прямо зависит способ деформации.

Реально Р-Т-уровень зависит прежде всего от того теплового потока, в сфере влияния которого происходит формирование данного тектонического комплекса, т.е. от исторического фактора. Так, Р-Т-условия катазоны отображают главным образом специфику условий раннего докембрия, тогда как мезозона - Р-Т-условия земной коры в фанерозое (неогее) и т.д. Именно поэтому приразломные зоны смятия (например, главная Каратауская, Джалаир-Найманская в Казахстане) резко расширяются вглубь от альпийского до байкальского этажей.

Поскольку породы каждого из тектонических комплексов (говоря в чисто петрологическом плане), по-видимому, проходят если не все, то некоторые стадии эволюции пород каждого из вышележащих комплексов^х, а мезозона в какой-то мере развивается за счет эпизоны, так же, как и катазона за счет мезозоны - то, естественно, думать, в общем, что каждый из "нижележащих" типов складчатости содержат в себе элементы "вышележащего". Такие элементы не всегда легко выявить уже хотя бы потому, что каждый нижележащий комплекс в общем и деформирован, и метаморфизирован в гораздо большей степени, чем вышележащий.

Однако, в их современном виде (с учетом только что изложенных оговорок) отнесенные к важнейшим тектоническим и метаморфическим комплексам (в самом широком смысле слова) - типы складчатости в рамках конкретного района складчатого пояса представляют собой в значительной степени исторические (и лишь в незначительной степени динамические) категории в том смысле, что и "несущие" их тектонические и метаморфические комплексы.

Подчеркнем, что развиваемая схема природных деформаций, кажется, впервые поставлена не только на широкую тектоническую, но и на термодинамическую основу, хотя и не учитывает возможную тектоническую расслоенность земной коры. Она постулирует и более тесные связи деформаций с сопутствующим метаморфизмом пород.

К сожалению, само учение о метаморфизме разработано недостаточно для расшифровки конкретных геологических структур и

^х Например, зеленый сланец (как парапорода) геосинклинального комплекса вначале был осадком, а затем литифицирован и т.д.

процессов, что затрудняет дальнейшую детализацию нашей схемы складкообразования /7/.

В заключение необходимо заострить внимание еще на ряде обстоятельств:

1. Не только P-T-условия определяют вязкость, но и изначальный характер вещества (поведение эвапоритов, например, эпизоны схоже с таковыми пород амфиболитовой фации и, видимо, мало зависят от P-T-условий и т.д.).

2. Предусматриваемое нашей схемой прямое общее соответствие типов складчатости и основных тектонических комплексов нельзя понимать слишком прямолинейно. Такая параллелизация означает лишь потенциальную возможность (вероятность) складчатости данного типа в рассматриваемом тектоническом комплексе, но не самую неотвратимость ее развития там в каждом частном случае.

3. Трудность разработки общей генетической схемы природных деформаций состоит, кроме того, в исключительном влиянии на структурный результат деформации вязкости в разрезе слоистых толщ. Так, присутствие одной только пачки эвапоритов с резко пониженной вязкостью, обуславливает структурно-этажные срыны, переходящие в шарьяжи, листральные разломы и т.д. даже в таких этажах, которые соответствуют отраженной складчатости (кра Альп, Нэпская зона Средней Сибири, Афгано-Таджикская депрессия, герцинский этаж Центрального Каратау, Гельветская зона Альп и пр.).

Литература

1. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеол - техиздат, 1962. 608 с.
2. Муратов М.В. Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.
3. Паталаха Е.И. Генетические типы складчатости Казахстана (к методике регионального анализа). - Вест. АН КазССР, 1973, №3, с. 3-12.
4. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
5. Харасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 119 с.

6. Тектоника Евразии. М.: Наука, 1967. 487 с.
7. Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
8. Patalacha E.J., Smirnov A.V. Die Hauptmechanismen des plastischen Fließens von Gesteinen bei tektonische Prozessen und ihre praktische Bedeutung. - In: Deformation und Metamorphose von Gesteinen I. Potsdam 1977, s. 21-42.

В.К.Кучай, А.И.Климова

ДЕФОРМИРОВАНИЕ СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПО ДАННЫМ МОДЕЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Развитие высокоточных методов линейных измерений в последние годы дало разнообразные новые данные о деформациях свободной поверхности Земли. В то же время, традиционно в теоретических и экспериментальных исследованиях основное внимание до сих пор уделялось напряженно-деформированному состоянию внутри массивов горных масс /1,2,3,4/.

Отсутствие экспериментальных данных об особенностях деформаций свободной поверхности является значительным препятствием на пути физической интерпретации, например, материалов повторных геодезических измерений.

В предлагаемой работе предпринята попытка восполнения этого пробела путем экспериментального исследования деформаций свободной поверхности при разных способах приложения тектонических сил. Эти экспериментальные данные в совокупности с материалами полезных геологических /5/ и геодезических /6/ измерений деформаций свободной поверхности Вахшского надвига послужили основой для решения вопроса о генезисе этой важной структурной линии Средней Азии.

Условия опыта

Опыты по моделированию деформаций свободной поверхности проводились в устройстве в виде ящика длиной 37 см, шириной 30 см и высотой 8,5 см. Одна из стенок устройства длиной 30 см -

подвижна и при горизонтальных перемещениях играет роль горизонтального штампа, смещение которого моделирует обстановку в условиях горизонтального сжатия. В днище, у той же стенки, сделано устройство для вертикального штампа, которое воспроизводит деформации поперечного

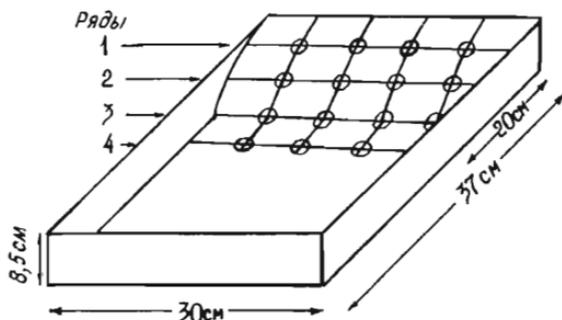


Рис. I. Устройство для изучения деформирования свободной поверхности

изгиба. Совместными смещениями штампов производятся деформации структур с учетом как продольного сжатия, так и поперечного изгиба. В качестве деформируемого материала избрана глина.

Для фиксирования величин деформаций на свободную поверхность наносилась сетка, с размером ячеек 5 x 5 см, в точках пересечений которых ставились окружности диаметром 29 мм (рис. I). После смещений горизонтального или вертикального штампа на каждый сантиметр измерялись как расстояния между точками пересечений относительно изначально квадратной сетки, так и длины осей эллипсов, в которые превратились окружности^X. Поле деформаций будем описывать в прямоугольной системе координат x, y , в которых ось x ориентирована параллельно простиранию надвига (или подножью склона), а ось y — вкрест простирания надвига (или к подножью склона). В нашем случае, ось x параллельна горизонтальному штампу, а ось y — нормально к нему. В принятой постановке задачи главные оси деформаций ϵ_1 и ϵ_2 совпадают с компонентами деформаций ϵ_x и ϵ_y .

Расчеты относительных деформаций свободной поверхности будем находить по формулам:

$$\epsilon_x = \frac{e_x - e_0}{e_0}; \quad \epsilon_y = \frac{e_y - e_0}{e_0};$$

где e_0 — первоначальный (до деформаций) диаметр окружностей или первоначальная сторона квадрата; e_x, e_y — расстояния между

^X Методика измерения деформаций по изменению конфигураций окружностей см. в работе А. В. Михайловой /3/.

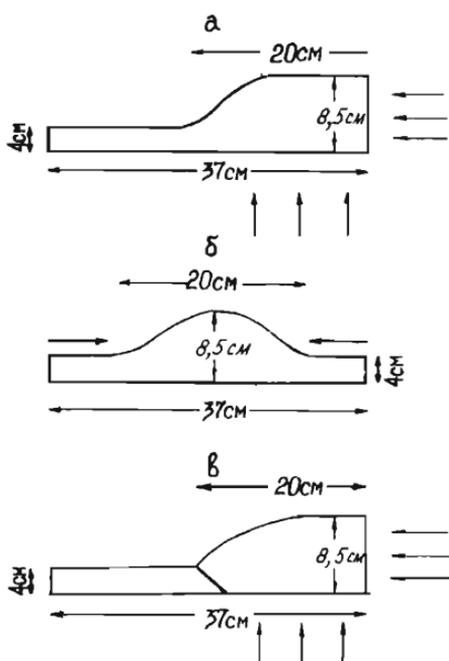


Рис.2. Поперечные разрезы моделируемых структур: а - склон, б - холм, в - надвиг

тов в точках пересечений будет соответствовать ряд эллипсов. Все ряды содержат по пять значений изменений как длин сторон квадратов, так и длин главных осей эллипсов относительно начального диаметра окружностей.

Результаты эксперимента

Опыты по изучению деформаций свободной поверхности при смещениях горизонтального, вертикального штампов и их комбинации были проведены для различных геоморфологических и структурных условий: для склонов с продольным и поперечным сжатием (рис. 2а), для холма при его продольном сжатии (рис. 2б) и для надвиговой структуры при продольном, поперечном изгибе и их комбинации (рис. 2в).

При этом оказалось, что деформации, рассчитанные по измене-

точками сетки или длины осей эллипсов по направлению соответственно x и y . Положительные значения деформаций соответствуют удлинению, а отрицательные - укорочению свободной поверхности по заданному направлению. Описание деформированного состояния моделируемых структур будем проводить по рядам квадратов сетки, что позволяет рассмотреть пространственные особенности деформаций свободной поверхности. Возрастание нумерации рядов квадратов и окружностей происходит по мере удаления от горизонтального штампа. Первый ряд квадратов находится в замковой части модели. Остальные ряды квадратов расположены последовательно ниже по склону и далее к подножию. Каждому ряду квадра-

ниям длин линий квадратов сетки, обладают значительно меньшим разбросом по сравнению с деформациями, полученными по деформациям эллипсов. Создается впечатление, что в деформациях окружностей относительно малого диаметра велика роль локальных вариаций как реологических свойств материала, так и поля напряжений. Кроме того, из-за малости окружностей и эллипсов, нанесенных на свободную поверхность, малы и их деформации, поэтому при оценках величин относительных деформаций резко возрастают расчетные ошибки за счет ошибок измерений. В дальнейшем анализ деформаций свободной поверхности следует осуществлять по изменениям длин сторон квадратной сетки. Деформации по оси x очень слабы и связаны со значительным трением глины о стенки устройства, поэтому величины деформаций по оси x в данной работе не использовались.

Результаты экспериментов показали, что в условиях одностороннего горизонтального сжатия деформации свободной поверхности во всех трех моделях характеризуются горизонтальным укорочением вдоль оси y , линейно увеличивающимся по мере возрастания нагрузки (рис. 3, 4). При этом существенно отличаются относительные деформации свободной поверхности аллохтона от деформаций свободной поверхности склона и холма. Для аллохтона характерны значительные дисперсии деформаций удлинения и укорочения вблизи сместителя надвига и у начала смещения штампа. Деформации укорочения возрастают неодинаково в различных частях моделей по мере продвижения штампа вглубь. Максимальные деформации укорочения отмечаются в первых рядах квадратов, их величины несколько меньше, в третьих рядах (у подножия склона, холма или сместителя надвига) снова возрастают, но несколько меньше, чем в первых. Далее деформации укорочения снова уменьшаются (см. рис. 3).

При действии вертикального штампа во всех трех моделируемых структурах деформации происходят иначе. Здесь имеют место значительные деформации удлинения по первым и вторым рядам квадратов. Причем во вторых они несколько больше, нежели в первых. В третьих и в четвертых рядах устанавливаются деформации укорочения, причем в третьих значительнее, нежели в четвертых (см. рис. 3, 4).

При совместном действии горизонтального и вертикального штампов картина деформирования свободной поверхности усложнена,

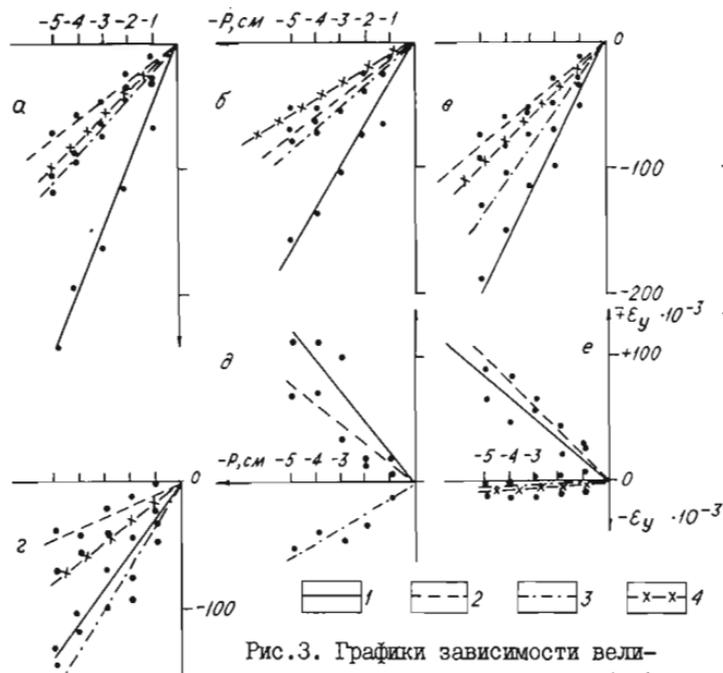


Рис.3. Графики зависимости величины компонента деформаций (ϵ_y)

от величины (в см) смещения горизонтальных и вертикальных штампов P : а - при продольном сжатии склона; б - при продольном сжатии холма; в - при продольном сжатии надвига; г - при продольном сжатии и поперечном изгибе надвига; д - при поперечном изгибе склона; е - при вертикальном выдавливании аллохтона надвига; 1, 2, 3, 4 - ряды элементарных ячеек на модели

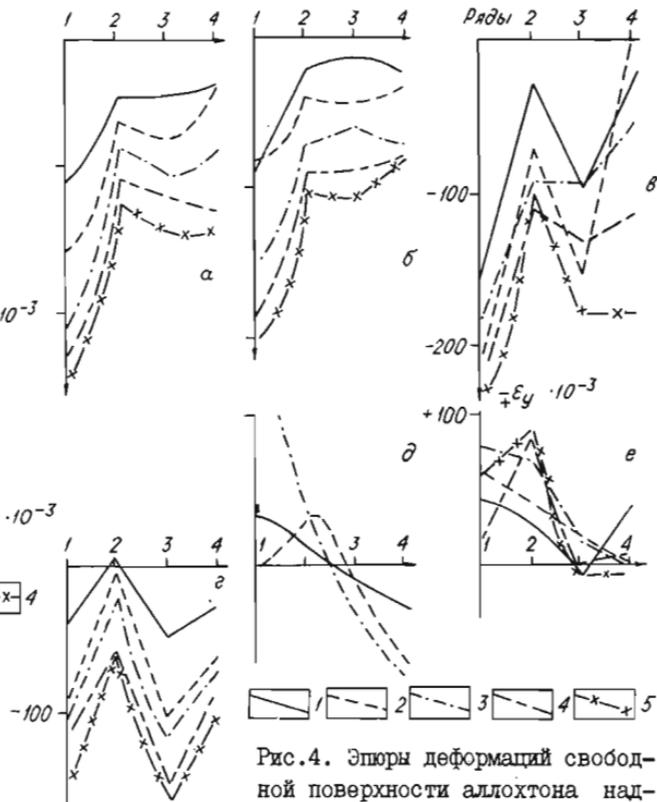


Рис.4. Эпюры деформаций свободной поверхности аллохтона надвига в зависимости от смещения горизонтального штампа (P) в см: 1 - на один; 2 - на два; 3 - на три; 4 - на четыре и т.д.

хотя видно, что во всех рядах квадратов происходят деформации укорочения.

По результатам экспериментов можно сделать следующие выводы:

1. Деформации свободной поверхности в одних и тех же структурных и морфологических условиях существенно зависят от способа приложения деформирующих усилий.

2. При одноосном горизонтальном сплющивании свободная поверхность подвергается только деформациям горизонтального укорочения.

3. Деформации удлинения свободной поверхности наблюдаются только в том случае, если моделируемые структуры подвергаются поперечному изгибу, возникающему при воздымании вертикального штампа.

4. При поперечном изгибе деформации горизонтального удлинения локализуются в приводораздельных частях холма, склона, либо в наиболее высокоподнятых частях аллохтона надвига. Деформации горизонтального укорочения в этом случае имеют место либо у подножия склона (холма), либо у сместителя активного надвига.

5. При воздымании вертикального штампа площади, захваченные деформациями горизонтального удлинения, первоначально локализованные в присводовых частях структур, с течением времени увеличиваются по направлению от свода к подножию. Тем не менее, вблизи подножия склона (вблизи сместителя активного надвига) все время сохраняются участки, испытывающие горизонтальное укорочение.

Обсуждение результатов

Результаты экспериментальных исследований деформаций свободной поверхности позволяют выбрать механизм формирования важнейшей структурной линии Средней Азии — Вахшского надвига, который находится в области наибольшего сближения Индостано-Памирской и Евразийской плит. Здесь выделяются следующие тектонические зоны: Южный Тянь-Шань, Передовая зона Южного Тянь-Шаня, Таджикская депрессия и Северный Памир. Границами тектонических зон являются разломы: Южный Тянь-Шань от Передовой зоны отделяется Гиссаро-Кокшаальской зоной разломов, Таджикская депрессия надвинута на Передовую зону по системе Иляк-Вахшских надвигов, в

свою очередь, Таджикская депрессия от Северного Памира отделена зоной Дарваз-Каракульских разломов /7,8/.

В Северном Памире и Южном Тянь-Шане в основном развиты палеозойские образования; мезозой-кайнозойские отложения - мало-мощны и залегают в небольших изолированных грабенах и грабен-синклиналях. В Передовой зоне Южного Тянь-Шаня и Таджикской депрессии палеозойское консолидированное основание перекрыто толщей мезозой-кайнозойских отложений, мощность которых в Таджикской депрессии достигает 10-12 км, а в Передовой зоне - не более 2-3 км. В толще мезозой-кайнозойских осадков Таджикской депрессии четко выделяется два структурных этажа - верхний, в который входят слои мела, палеогена и более молодых отложений, и нижний - триас-юрский. Верхний этаж сорван по соленосной толще гаурдакской свиты и дисгармонично дислоцирован по отношению к нижнему этажу /9/.

Если Северный Памир и Южный Тянь-Шань в кайнозое испытывали восходящие движения, то в Таджикской депрессии в это время, в основном господствовал режим прогибания и седиментации. И только на границе плиоцена и плейстоцена, смятые в складки мезозой-кайнозойские осадки депрессии вовлекаются в орогенное поднятие, надвигаясь по Вахшскому надвику на Передовую зону Южного Тянь-Шаня.

М.М.Кухтиков рассматривает Вахшский надвиг как вертикальный краевой разлом, ограничивающий с севера Внешнюю зону Памиро-Куань-Луны /10/.

Вслед за И.Е.Губиным /7/, В.И.Шевченко с соавторами /11/ предполагают, что Вахшский разлом возник в процессе надвигания Внешней зоны Памиро-Куань-Луны на осадки Передовой зоны Южного Тянь-Шаня.

Наконец, в последние годы предложена модель, согласно которой Вахшский надвиг возник в процессе инверсии вдавленного блока и является структурным проявлением выжимания мезозой-кайнозойских отложений Таджикской депрессии /12/. В соответствии с вышеизложенным, если Вахшский разлом есть следствие простого надвигания осадков Таджикской депрессии на Передовую зону Южного Тянь-Шаня в условиях горизонтального сжатия, то свободная поверхность, по данным экспериментов, так же, как и глубинные час-

ти надвиговой структуры, должна претерпевать деформации горизонтального укорочения. Если же структура возникла в процессе инверсии вдавленного блока, то свободная поверхность должна растягиваться.

По данным геодезических измерений, в зоне Вахшского надвига свободная поверхность испытывает деформации горизонтального удлинения /6/. К таким же результатам мы приходим, вычисляя деформации свободной поверхности аллохтона по данным о смещениях молодых и современных разрывов /5/.

Таким образом, данные эксперимента и натуральных наблюдений деформаций свободной поверхности Вахшского надвига лучше всего согласуются с механизмом выдавливания мезозой-кайнозойских осадков Таджикской депрессии в обстановке фонового горизонтального сжатия /12/.

ж ж ж

Экспериментальное изучение особенностей деформирования свободной поверхности для различных структурно-геоморфологических условий является хорошей основой для различных тектонофизических интерпретаций геодезических данных о современных деформациях поверхности Земли. Эти деформации зависят как от геометрии свободной поверхности, так и глубинной структуры, поля деформаций и напряжений в массиве. В частности, опыт проведенного тектонофизического анализа на примере аллохтона Вахшского надвига, позволил осветить особенности современной динамики в пределах сочленения Таджикской депрессии и Передовой зоны Южного Тянь-Шаня.

Литература

1. Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. II7 с.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
3. Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана (Геология и сейсмичность). М.: Изд-во АН СССР, 1960. 463 с.
4. Захаров С.А. Генезис покровной складчатости. Душанбе:Дониш, 1979. I67 с.
5. Кучай В.К. Современная геодинамика Земли и орогенез Памиро-Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983. 208 с.
6. Кучай В.К., Бакаева А.И. Голоценовые деформации приповерхностных частей аллохтона Вахшского надвига. - Докл.АН ТаджССР, 1982, № 2, с. I00-I03.
7. Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В. Деформации приповерхностных частей земной коры по данным геодезических измерений на примере зоны перехода от Памира к Тянь-Шаню. - Изв.АН СССР. Физика Земли, 1979, № 8, с. 36-44.
8. Кухтиков М.М. О так называемой границе между Памиром и Алаем. - Ученые записки Тадж.ун-та (Тр.фак.естеств.наук). Т. 6, вып. I, 1955, с. 32-4I.
9. Михайлова А.В. Методика количественных оценок перемещений, деформаций и напряжений в пластических непрозрачных моделях. - В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 197I, с. 38-48.
10. Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. II5 с.
11. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Певшев А.К., Сквородник Ю.П. Основные черты тектоники района Гармского полигона (Таджикистан). - В кн.: Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983, с. I33-I39.
12. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. и др. Области активно-го динамического влияния разломов. Новосибирск:Наука, 1983. II2 с.

УСЛОВИЯ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ФИЗИЧЕСКОГО
МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ ЛИТОСФЕРЫ

Специфика поведения литосферы под нагрузкой определяется, наряду с особенностями ее реологических свойств, двумя важными факторами: во-первых, наличием под относительно жесткими литосферными плитами эффективно жидкой мантии – винклеровского основания, и во-вторых, существованием в литосфере больших гидростатических напряжений, значительно превышающих прочность слагающих ее пород. Действие этих факторов приводит к тому, что деформации любого участка литосферы, изменяющие толщину плиты или отклоняющие ее от уровня изостатического равновесия вызывают перераспределение напряжений и деформаций на значительном расстоянии от деформируемого участка.

Следовательно, физическое моделирование деформаций литосферы необходимо проводить в рамках, как минимум, двухслойной модели верхней мантии, в которой нижний слой – астеносфера (и подстилающая ее мантия) должен быть жидкостью. Кроме этого, должно быть выполнено подобие для напряжений, т.е. отношение надгидростатических (тектонических) напряжений σ , действующих в литосфере, к гидростатическому давлению $P = \rho_e gH$ должно быть одинаковым в модели и оригинале (здесь ρ_e, H – соответственно плотность и мощность литосферы; g – ускорение свободного падения).

Реологические модели литосферы и астеносферы

В этом вопросе до настоящего времени нет еще полной ясности, что связано со сложностью реологических свойств вещества литосферы и их изменения с глубиной, трудностью учета влияния на поведение плиты временного и масштабного факторов и т.д. Результаты экспериментов /22/ по деформации оливина в различных Р-Т-условиях показали, что по реологическим свойствам литосферу можно разделить, по крайней мере, на четыре слоя (сверху вниз) : хрупкий, хрупко-дилатансионный, пластический и вязкий /20,23, 24/. В верхних двух слоях, по данным экспериментов, с глубиной ожидается резкое увеличение прочности σ_S , остаточной прочности

материала после его разрушения и, следовательно, изменение свойств литосферы от хрупких к пластическим (псевдопластическим /8/). В дальнейшем с глубиной происходит полное подавление микротрещин и литосфера может испытывать только пластические деформации по дислокационному механизму /8,18,20/, который по мере увеличения температуры и уменьшения прочности литосферы сменяется диффузионным /20/. Соответственно можно было бы принять трехслойную модель литосферы: верхний слой - хрупкий, второй - пластический, третий - вязкий, хотя такая модель не учитывает масштабного и временного факторов.

Экспериментальные данные и расчеты показали, что фактор времени не меняет трехслойную реологическую модель плиты. Нет также оснований считать, что и масштабный фактор может привести к качественному изменению этой модели, однако совершенно очевидно, что прочность литосферы на различных глубинах с учетом этого фактора будет существенно ниже значений σ_S и модуля упругости E , полученных в экспериментах /9/.

Упрощая модель литосферы, можно исключить нижний вязкий слой плиты, поскольку возникающие здесь надгидростатические напряжения при реальных значениях скорости деформации ϵ_p малы и резко падают с глубиной вплоть до нуля на подошве литосферы /18/. Пренебрегая деталями хрупкого разрушения верхнего слоя плиты, можно прийти к простой пластической (точнее упругопластической) модели литосферы. Параметры E , σ_S этой модели, в силу действия масштабного фактора, можно оценить только косвенным путем по различным проявлениям деформационных свойств литосферы.

Следует отметить, что в пользу "жесткой" модели литосферных плит свидетельствуют также сейсмологические и некоторые другие геолого-геофизические данные /11/, хотя эта модель как пластическая является весьма приближенной. Реологические свойства астеносферы, вещество которой находится в частично расплавленном состоянии, в геологическом масштабе времени определяются свойствами жидкости, имеющей относительно низкую вязкость /1/, на несколько порядков ниже вязкости плит, что позволяет при изучении деформаций литосферы считать ее, равной нулю.

Критерии подобия и модельные материалы

В данной работе принимается двухслойная модель верхней мантии, в которой верхний слой – литосфера по своим свойствам соответствует упругопластической модели, а нижний – представляет собой маловязкую жидкость. В рамках такой постановки критерии подобия будут следующими:

$$\rho_e gH/\dot{\sigma}_s = const ; E/\dot{\sigma}_s = const ; \rho_e/\rho_a = const, \quad (I)$$

где ρ_e , E , $\dot{\sigma}_s$, H – соответственно плотность, модуль упругости, предел текучести и мощность литосферы, ρ_a – плотность астеносферы. В соотношении (I) не включены скорость и время, потому что в рамках принятой модели вязкость литосферы и астеносферы считается несущественной при вязких напряжениях $\eta \dot{\epsilon}_p \ll \dot{\sigma}_s$ (η – коэффициент вязкости) и скорости деформации упругопластической среды $\dot{\epsilon}_p \gg \dot{\epsilon}_k$ намного большей, чем скорость деформации в условиях ползучести. Это означает, что если эквивалентный материал представляет собой идеальное упругопластическое тело, то рассматриваемый процесс можно моделировать с любой скоростью и, следовательно, в течение любого промежутка времени. Если же этот материал наряду с упругими и пластическими свойствами обладает еще и вязкостью, то скорость деформации в модели должна выбираться с учетом условий $\eta \dot{\epsilon}_p \ll \dot{\sigma}_s$ и $\dot{\epsilon}_p \gg \dot{\epsilon}_k$ (более подробно этот вопрос рассмотрен в работе /16/.

В соответствии с этим для моделирования литосферы применялись специально разработанные материалы – композиционные системы, состоящие из сплава минеральных масел (вазелинового, парфюмерного) с твердыми углеводородами парафинового и нафтено-ароматического строения (церизины, парафин), мелкодисперсных порошков солей металлов и несольших добавок поверхностно-активных веществ /15/. По своему строению эти материалы представляют структурированные тиксотропные дисперсии твердых углеводородов и порошков в масле.

Их свойства сильно зависят от окружающей температуры и состава. При относительно низких температурах компаунд представляет собой твердый и хрупкий материал. Нагревание системы приводит к резкому падению ее прочности. Начиная с некоторой температуры, зависящей от концентрации загустителя (твердых углеводородов), компаунд переходит в ньютоновскую жидкость. При

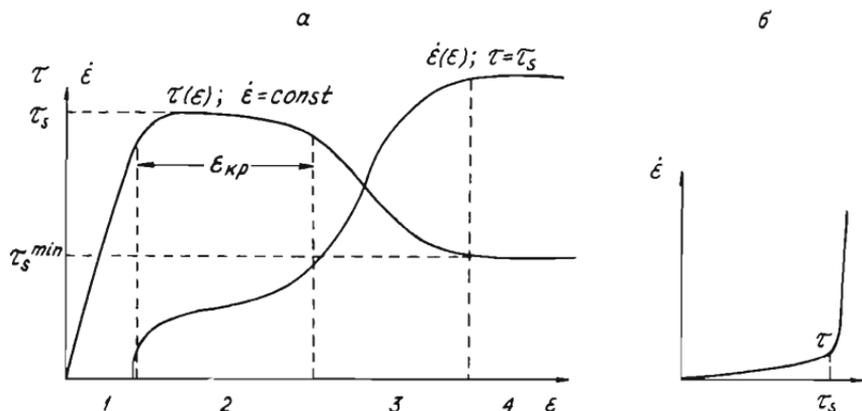


Рис. I. Обобщенные графики зависимости: а) $\tau(\epsilon)$ и $\dot{\epsilon}(\epsilon)$ (при $\tau = \tau_s$); б) $\dot{\epsilon}(\tau)$ для углеводородных систем (τ - напряжение сдвига; $\epsilon, \dot{\epsilon}$ - деформация и скорость деформации)

этом перепад температуры между жидким и твердым состоянием не превышает 10–20°C. В качественном отношении аналогичные изменения свойств материала (только в обратном направлении) происходят с увеличением концентрации загустителя при неизменной температуре.

По реологическим свойствам углеводородные системы представляют собой упруговязкопластические тела с преобладанием различных свойств (упругих, вязких или пластических) в зависимости от состава, температуры стадии и скорости деформации. На рис. I приведены обобщенные графики, полученные в результате измерений на вискозиметре ВПН-01 постоянных напряжений сдвига, отражающих свойства модельных материалов. При малых напряжениях сдвига τ (участок I, рис. Ia) углеводородные системы ведут себя как упруговязкие тела, имеющие относительно большую вязкость (рис. Ib). При достижении τ некоторого значения τ_s (предела текучести) происходит резкое увеличение скорости деформации (см. рис. Ib, участок 2) за счет течения в структурном каркасе материала. При достижении деформации ϵ некоторого критического значения $\epsilon_{кр}$ (при $\tau = \tau_s$) происходит разрушение структурного каркаса (участок 3), и при $\tau = const$, начинается структурное течение (участок 4), характеризующееся низкой вяз-

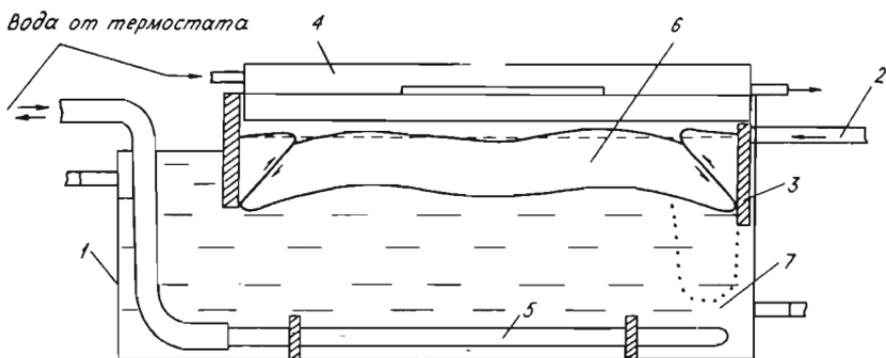


Рис.2. Схема экспериментальной установки и опыта Ia (см. текст)
 1 - ванночка; 2 - толкатель; 3 - поршень; 4,5 - нагреватели ;
 6 - деформируемый образец (литосфера); 7 - вода (астеносфера)

кость. При разрушении прочность материала не падает до нуля, а в силу тиксотропии сохраняет некоторое значение.

Описанные свойства углеводородных систем изменяются в довольно широких пределах, что позволяет регулировать значения реологических параметров эквивалентного материала, в соответствии с условиями подобия по значениям ϵ и τ_s . При этом входящий в соотношение (I) параметр плотности литосферы ρ_e , подбирается в соответствии с плотностью астеносферы ρ_a , которая в опытах, описываемых в данной работе, моделировалась чистой водой.

Методика проведения и результаты экспериментов

Установка для моделирования деформаций литосферы показана на рис.2. В ванночке (1, оргстекло), вдоль боковых стенок передвигается толкатель (2) с поршнем (3). Через емкость (4, медь) и систему латунных трубок (5) циркулирует вода из термостата. На поверхность воды ("астеносферы") и помещается модель литосферной плиты, (8 см x 40 см), плотно (со смазкой) прилегающая к стенкам ванночки. Система термостатируется при заданной температуре в течение двух часов, после чего производится деформиро-

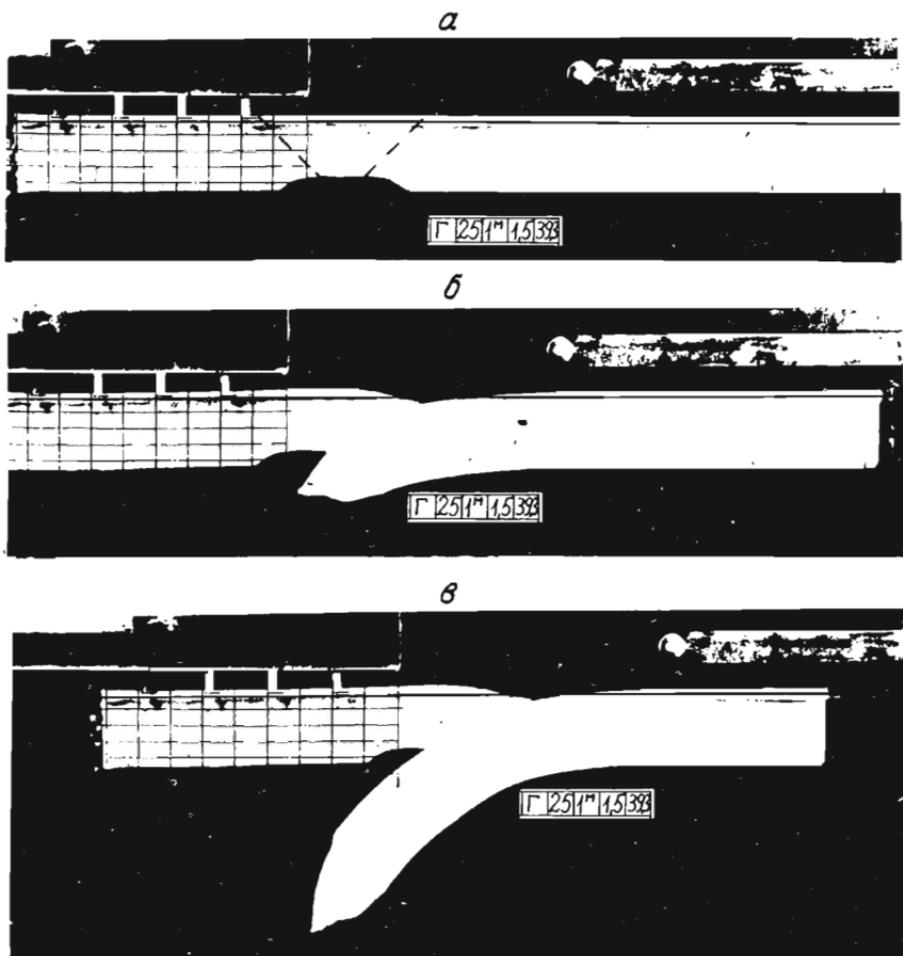


Рис.3. Картина деформации утоненной плиты при сжатии (пунктиром показаны места возникновения сдвиговых зон). Горизонтальная линия параллельна поверхности образца до опыта

вание плиты (сжатие или растяжение). Способы нагружения моделей подробно освещены в работе /15/.

Опыт Га. Плоская деформация океанической литосферы под действием бокового сжатия. Для оригинала и модели принимаются сле-

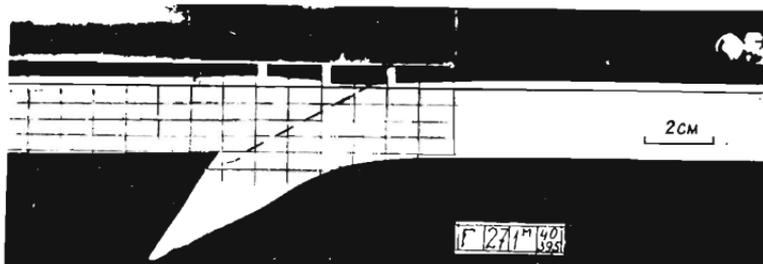


Рис. 4. Картина деформации предварительно разрезанного (пунктирная линия) образца при сжатии

дующие значения параметров в соответствии с (I): $E = 2 \cdot 10^{11}$ дин/см²; $\tau_s^0 = 9,6 \cdot 10^8$ дин/см²; $H^0 = 7 \cdot 10^6$ см; $\rho_e^0 \approx \rho_a^0 = 3,3$ г/см³; $E^M = 2 \cdot 10^4$ дин/см²; $\tau_s^M = 95$ дин/см², $H^M = 2,3$ см; $\rho_e^M = \rho_a^M = 1$ г/см³. На начальной стадии деформации сжатия образец плиты сокращается по всей длине, вследствие чего по его краям образуются надвиги (см. рис. 2), а также прогибы и поднятия по краям и по центру образца. При дальнейшем сжатии у одного из краев образца (обычно у поршня) происходит пододвигание плиты (точечная линия на рис. 2).

Опыт 2а. Если в каком-либо месте образец предварительно ослабить, например, сделать несколько тоньше то деформация пойдет, как показано на рис. 3. В случае утоненной плиты сжатие приводит к подъему ее ослабленного участка и образованию на его краях двух сдвиговых зон. Вдоль одной из них начинает развиваться подвиг одного фрагмента разрушенной плиты под другой (рис. 3б). Разрушение образца происходит под углом близким к 45° , который по мере развития процесса уменьшается.

Так же, как и в предыдущем опыте, в этом эксперименте взаимодействующие по разлому плиты деформируются на значительном расстоянии от места подвига. На рис. 3б, в и рис. 4 видно, что наползающая плита (назовем ее островодужной) испытала поднятие в районе разлома, а пододвигаемая (океаническая) — прогиб относительно первоначального уровня. Дальше в сторону "океана" наблюдается (см. рис. 4) незначительное по амплитуде протяженное поднятие поверхности океанической плиты. Эти отклонения плит от первоначального уровня в результате подвига сохраняют-

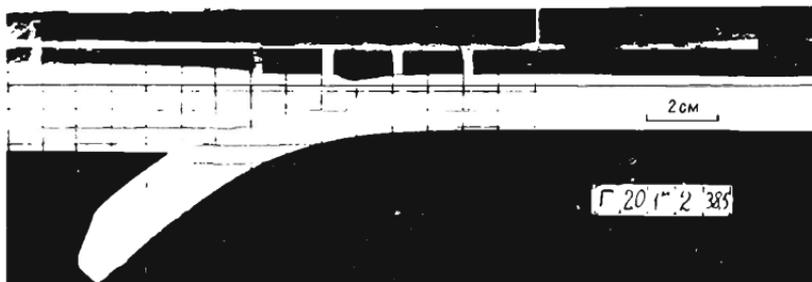


Рис. 5. Картина поддвига тонкой "океанической" плиты под "континентальную" (плотность надвигаемой плиты меньше единицы) .

ся во всех стадиях эксперимента, что соответствует геоморфологии реальных зон поддвига: "островная дуга - желоб - краевой вал". При этом морфометрические характеристики модели (см. рис. 4), пересчитанные по условиям подобия на оригинал, неплохо согласуются с соответствующими батиметрическими данными: глубина желоба относительно абиссальной котловины - 3-4 км, его ширина ~ 100 км, высота краевого вала - 0,5-1 км, его ширина ~ 300 км /25/, амплитуда поднятия островной дуги ~ 2 км, и соответственно в модели: (см. рис. 4) - 1 мм, 2-3 см, 0,3 мм, 10 см, 1 мм. Здесь и ниже под островными дугами понимаются их изостатически нескомпенсированные части - фронтальные дуги, к которым приурочены максимумы изостатических аномалий. Вулканические же дуги имеют "немеханическую" природу, образуясь за счет подъема легких дифференциатов астеносферного вещества.

Важно отметить, что величина деформаций плит в опытах остро реагирует на изменения значений реологических параметров плиты и прежде всего τ_s^M . С изменением τ_s^M , а также E^M меняются амплитуды вертикальных отклонений обеих плит, ширина желоба и краевого вала и т. д. /14/. Учитывая эту зависимость, можно определить эффективные значения параметров τ_s^0 , E^0 в оригинале, подбирая такие значения τ_s^M , E^M в модели, при которых получаемый рельеф зон поддвига хорошо согласуется (с учетом масштабного множителя и соотношения (I) с реальными данными:

$$H^0 = 70 \text{ км. } \rho_a^0 = 3,3 \text{ г/см}^3 \text{ /13/ .}$$

Опыт За. Деформации плит при поддвиге зависят также от их толщины. На рис.5 показана картина поддвига тонкой ($H^M = 1,5$ см) плиты, где лучше виден краевой вал, поскольку уменьшение H^M привело к увеличению его высоты и одновременно длины.

Еще одним важным фактором, определяющим механические условия в зоне поддвига, является отношение плотности литосферы к плотности астеносферы ρ_l / ρ_a или отношение $\Delta\rho / \rho_a$ ($\Delta\rho = \rho_l - \rho_a$). В описанных опытах ρ_l / ρ_a была равна единице, что верно лишь в первом приближении. В действительности это отношение зависит от возраста t_e поддвигающейся плиты /22/ и может быть, как меньше (при $t_e < 40-50$ млн. лет), так и больше (при $t_e >$

40-50 млн.лет) единицы /13/. Перепад плотности $\Delta\rho$ в верхней мантии под океанами при $t_e \geq 100$ млн.лет может, по-видимому, достигать значения $0,1 \text{ г/см}^3$. Некоторые авторы считают, что $\Delta\rho$ может быть еще выше /19/. Выполнение в опытах условия $\Delta\rho > 0$ ($\rho_l / \rho_a > 1$) приводит к интересным результатам. Оказывается, что небольшое увеличение отношения ρ_l / ρ_a вызывает резкое уменьшение поперечных горизонтальных сжимающих напряжений в напозащей плите, существующих там в процессе поддвига при $\Delta\rho = 0$. При достижении $\Delta\rho$ некоторого (положительного) значения сжатие в тылу дуги сменяется растяжением, которое при определенных условиях может привести к разрыву литосферы и зарождению краевого моря. При $\Delta\rho_l / \rho_a < 1$ начальная стадия деформации континентальной литосферы при сжатии не отличается от картины, показанной на рис.3б, однако дальнейшее развитие поддвига в силу положительной плавучести плиты развиваться не может, а происходит заложение новых зон субдукции.

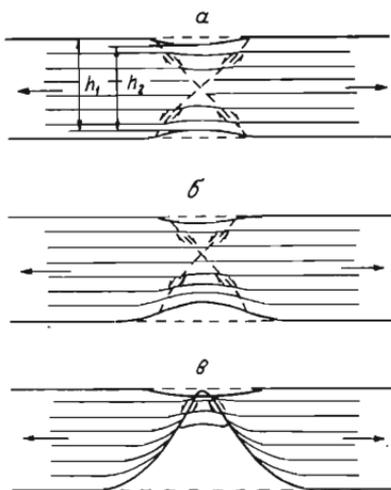


Рис.6. Схема деформации при растяжении однородной плиты в разрезе и искривление нанесенных на нее первоначально прямых линий

Опыт 16. Моделируется деформация литосферной плиты под действием осевого растяжения. Параметры модели принимаются следующими: $\tau_s^M = 20 - 95$ дин/см²; $H^M = 2,3$ см; $E^M = 2 \cdot 10^4$ дин/см²; $\rho_c^M = \rho_a^M = 1$ г/см³ (у поршня и у противоположной стороны ванночки образец сделан несколько шире, чем в центральной части плиты).

На рис. 6 обобщены результаты экспериментов (серии из 30 опытов). Из рисунков видно, что на начальной стадии опыта (после некоторого равномерного растяжения образца) происходит локализация деформации на определенном участке и образуется шейка (рис. 6а). В плане зона развития шейки представляет собой линейный прогиб, пересекающий боковые грани образца (или ось растяжения) под углом около 60°. В разрезе шейка при дальнейшем растяжении приобретает резко асимметричную (относительно горизонтального направления) форму (рис. 6б). Степень смещения шейки вверх относительно середины плиты зависит от τ_s^M , уменьшаясь с его увеличением и при достаточно больших τ_s^M шейка располагается на середине плиты. Это объясняется тем, что снизу под шейкой на образец действует давление P_a , равное $\rho_c gh_1$ (рис. 6а), а сверху ему противодействует меньшее давление $P = \rho_c gh_2$. В процессе симметричного развития шейки на начальной стадии растяжения разность этих давлений растет и в итоге становится достаточной для преодоления прочности материала (при не слишком больших значениях τ_s^M). Тогда происходит подъем шейки вверх и последующее ее развитие идет асимметрично. При этом поле линий скольжения, возникающих в шейке, также эволюционирует от симметричного к несимметричному, обуславливая выделение поднимающегося клина (рис. 6в, 9а) на более поздних стадиях растяжения.

Опыт 26. Картина деформации образца резко меняется, если в нем сверху предварительно сделать вертикальный поперечный надраз на всю ширину плиты. При растяжении такого образца происходит раскрытие разреза (разлома) и распространение его вниз только до некоторой глубины (рис. 7). Ниже этой глубины борта разлома не теряют контакта, и материал здесь пластически растягивается, приводя к подъему подошвы плиты (образованию односторонней шейки, рис. 7а). Глубина зияющей трещины (раскрывшегося разреза) зависит от глубины надреза и значения τ_s^M , увеличиваясь с его ростом. При дальнейшем растяжении в области шейки появляются две приблизительно ортогональные сдвиговые полосы (см.

рис. 7а), по которым заключенный между ними клин начинает двигаться вверх. Далее вдоль этих зон (или только одной из них) происходит разрушение материала, причем образовавшиеся фрагменты образца не разъединяются и при дальнейшем растяжении, когда деформация идет по одному из двух путей (см. рис. 7б, г, 9б, в, г). Это зависит от τ_S^M и глубины задаваемого вертикального разлома (при уменьшении τ_S^M и (или) увеличении глубины разреза наблюдается тенденция к симметричному подъему клина ABC (см. рис. 7)). В случае реализации асимметричной картины (см. рис. 7б, в) после образования разлома АВ сначала наблюдается подъем одного его борта и некоторое опускание другого. Затем приразломная часть поднимающегося блока испытывает сильный изгиб и растяжение в нижних слоях, в результате чего происходит утонение образца в зоне контакта блоков. Этот процесс идет вплоть до отделения двух фрагментов плиты друг от друга.

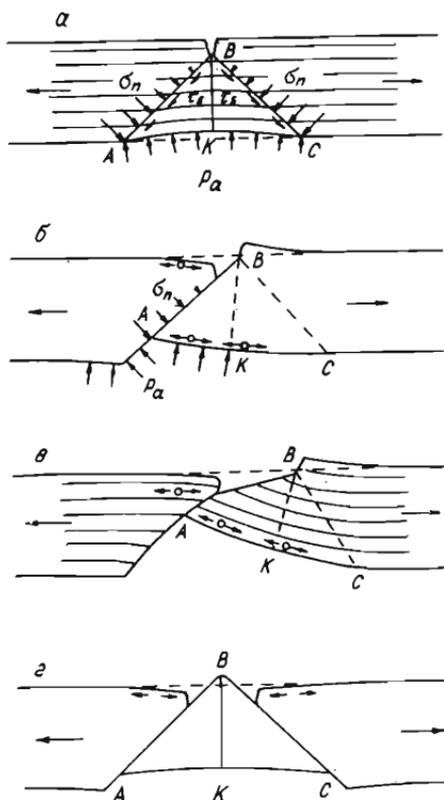


Рис. 7. Схема деформации плиты с надрезом при растяжении

Опыт 3б. Если растяжению подвергается образец, состоящий из двух частей с разной толщиной, которые контактируют по заранее заданному разлому, то деформация идет, как показано на рис. 8.

Существование предельной глубины h_{max} раскрытия надреза (разреза) в образцах в опытах 2б, 3б обусловлено тем, что нормальные напряжения (в том числе горизонтальные) в плите на каждой глубине h не могут быть ниже (по абсолютной величине) некоторого значения, грубо оцениваемого как $-\rho_e gh + \delta_s$ (сжимающим напряжениям соответствует знак "-"). Поэтому в плите, за

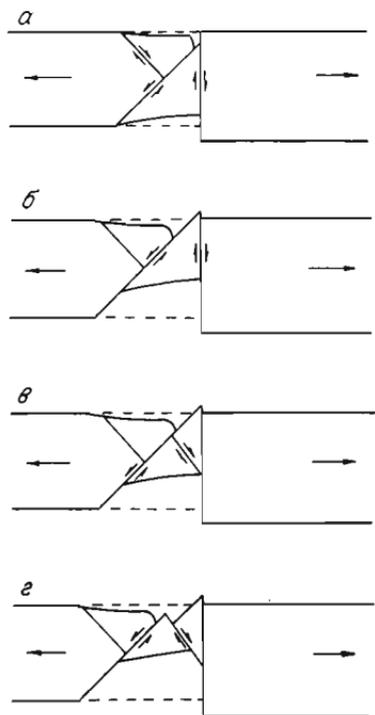


Рис.8. Растяжение образца, состоящего из двух участков с разной толщиной, которые контактируют по вертикальному разлому

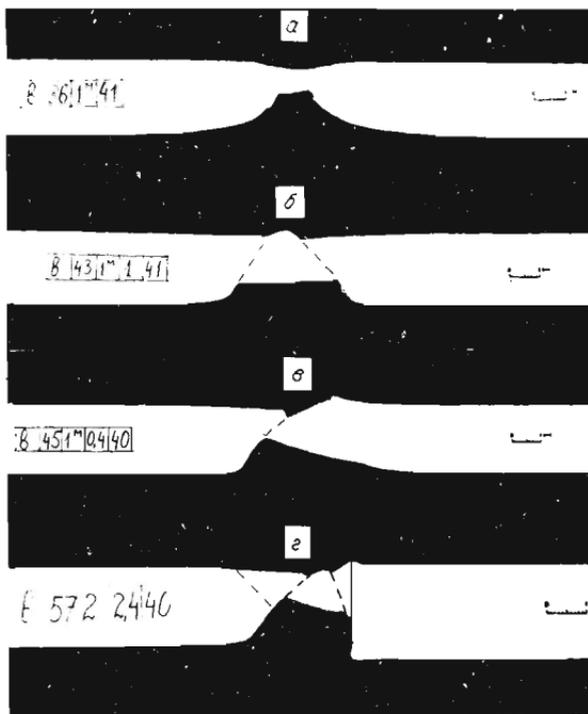


Рис.9. Деформация растяжением однородных образцов (а), имеющих надрезы (б, в) и состоящих из частей разной мощности, контактирующих по вертикальному разлому (г).

исключением ее верхнего слоя, где $\rho_e gh < \sigma_s$ не могут возникать, растягивающие напряжения и, следовательно, раскрытие трещин невозможно ниже некоторой глубины. Вместо этого развивается пластическое растяжение материала в области, заключенной между линиями скольжения АВ и ВС (рис. 7а), происходящее в условиях сильного вертикального и ослабленного горизонтального сжатия. При растяжении образца среднее давление (первый инвариант тензора напряжения) σ_n на линиях АВ и ВС уменьшается, благодаря чему уменьшается и направленная вниз сила, действующая на клин АВС.

В результате сила давления на подошву плиты со стороны астеносферы оказывается неуравновешенной, что и приводит к наблюдаемому в опыте подъему клина. После разрушения материала вдоль линий АВ и (или) ВС касательные напряжения на них резко падают, из-за чего последующее смещение клина в случае разрыва по одной линии пойдет только вдоль нее (см. рис. 7б, в). Поскольку разделение блоков остается невозможным (в силу условия $\sigma_n < 0$), то дальнейшее увеличение длины образца при растяжении происходит за счет пластических деформаций приразломной зоны и требует приложения значительных растягивающих напряжений. При этом поверхность контакта блоков уменьшается и как бы смещается вверх (в область низких гидростатических напряжений), где возможно разделение фрагментов плиты. Аналогичные рассуждения справедливы и в случае первоначально симметричного подъема клина АВС (см. рис. 7г, 9в, г) после того, как он достигнет предельной высоты, соответствующей максимуму разности силы давления на клин со стороны астеносферы и вертикальной составляющей давления на линиях АВ и ВС.

Следует отметить, что в описанных опытах поведение образца слабо зависит от параметра ρ_e / ρ_a , во всяком случае при его значениях, не сильно отличающихся от единицы. Поэтому в рамках рассмотренной однородной модели плиты полученные результаты в равной мере применимы, как к океанической, так и к континентальной литосфере.

Обсуждение результатов

Результаты первой серии опытов (серии "а") показали, что под действием достаточно сильного бокового сжатия происходит разрушение литосферы и начинается процесс ее поддвига. Место разру-

шения и, следовательно, поддвига может определяться различными факторами: первоначальными неоднородностями и ослаблениями в литосфере, концентрацией напряжений на некотором участке плиты в силу внешних условий и т.д. Эти опыты, с одной стороны, демонстрируют физическую вероятность существования процесса поддвига литосферы при расчетных значениях параметров верхней мантии, и с другой стороны, возможность уточнения этих значений в зависимости от геометрических, механических характеристик поддвига и реологических параметров литосферы: $E^0 = 2 \cdot 10^{11}$ дин/см², $\tau_s^0 = 9,6 \cdot 10^8$ дин/см² (близкие значения даны другими авторами) /5/. Наряду с этим, полученные результаты наглядно объясняют целый ряд геолого-геофизических фактов. Это касается в первую очередь механизма образования характерных для активных переходных зон от океанов к континентам морфотектонических структур "краевой вал-желоб-фронтальная дуга (кордильера)". Они естественным образом возникают за счет изгиба взаимодействующих в зоне поддвига плит и реакции на него подстилающей астеносферы. При изгибе плиты отклоняются от уровня изостатического равновесия, что приводит к сильным нарушениям изостази в зонах субдукции /5, 13/: над островными дугами и краевыми валами наблюдаются положительные, а над глубоководными желобами отрицательные изостатические гравитационные аномалии. Количественный анализ экспериментальных результатов с помощью аппарата теории пластичности показал, что амплитуда аномалий Фая Δg с.в. над островными дугами, возникающей при поддвиге, должна достигать величины порядка 100 мгал /4/, что согласуется со значениями Δg с.в., наблюдаемыми в реальных условиях.

Изгиб океанической плиты перед желобом вызывает растяжение ее верхних слоев. В опытах это приводило к образованию очень мелких субпараллельных зоне поддвига трещин растяжения на внешнем склоне желоба. Аналогичная картина наблюдается и в реальных условиях /13/. Отмеченный эффект растяжения подтверждается также сейсмологическими данными /13/.

Следует добавить, что опыты по моделированию процесса субдукции литосферы обнаруживают также возможный с физической точки зрения механизм растяжения (раскрытия) краевых морей. Обстановка растяжения в напозающей литосфере возникает при погружении под нее под действием собственного веса достаточно тяже-

лой (древней) океанической плиты. Напротив, если плотность заталкиваемой плиты меньше плотности подстилающей мантии, то литосфера в зоне субдукции оказывается в состоянии сильного поперечного сжатия, под действием которого происходит разрушение плиты и заложение зоны поддвига в новом месте. Возможно, что такая ситуация имеет место в зонах столкновения континентов.

Результаты второй серии экспериментов (серии "б") позволили выявить ряд весьма интересных механических эффектов. Оказалось, что разрушение модельной литосферы при растяжении не приводит сразу к разъединению образовавшихся блоков, а при дальнейшем растяжении вызывает большие деформации бортов разлома, сопровождающиеся их вертикальными неизостатическими смещениями (см. рис. 7). Кроме этого, опыты показали, что если в литосфере в силу каких-либо причин образуется субвертикальный разлом, то контактирующие по нему блоки при растяжении не смогут отойти друг от друга по этому разлому, давая возможность развитию мантийного диапира (можно ожидать проникновения вверх по разлому лишь наименее вязких составляющих мантийного вещества). Разъединение блоков произойдет по системе вторичных наклонных разломов, образующихся в процессе растяжения. Растягивающие напряжения, которые могут обеспечить такое разъединение соизмеримы с прочностью плиты. Отсюда следует в свою очередь, что блоковое строение литосферных плит, особенно характерное для континентов, не означает, что плита как целое является слабым, малопрочным образованием. В самом деле, любая ее деформация будет приводить к растяжению, сжатию и (или) сдвигу на границах составляющих плиту блоков. Для того чтобы растянуть два блока, требуется, как отмечалось, приложение больших сил. Аналогично, сильное сопротивление будет возникать и при сжатии континентальных блоков, поскольку они не могут пододвинуться друг под друга из-за положительной плавучести континентальной литосферы. Поэтому наиболее предпочтительной формой деформации на границах блоков будет сдвиг, при развитии которого не возникает существенного сопротивления. В целом же плита будет вести себя, как жесткое (если не учитывать эффектов ползучести), достаточно прочное тело, преобладающим типом деформации которого при любых видах боковой нагрузки будет сдвиг по направлениям преимущественного простиранья разломов литосферы.

Аналогичные выводы справедливы и для океанической литосферы. Разница состоит в том, что океанические плиты являются моноконтинентальными на гораздо более обширных участках, чем континентальные.

Проводя сопоставление экспериментальных и природных данных, необходимо принимать во внимание отклонения модели от оригинала. В частности, следует учитывать, что реальная литосфера (с учетом корового слоя) не является однородной, а состоит, как отмечалось, из нескольких реологически отличных слоев, среди которых верхний относительно тонкий и малопрочный слой обладает хрупкими свойствами. При растяжении такой литосферы в хрупком слое с самого начала должны образовываться разломы (сбросы), которые могут выполнять роль надразрывов, задававшихся в опытах. Кроме этого, в реальных условиях не смогут возникать глубокие желоба и высокие уступы с крутыми стенками с вертикальными размерами, которые в опытах (см. рис. 7,8) в пересчете на оригинал превышают 10 км. Они будут уменьшаться и сглаживаться за счет сбросов, оползней окружающего материала и денудации. Необходимо учитывать также, что в действительности значительный подъем подошвы литосферы (образование шейки) при ее растяжении должен приводить к дополнительным эффектам: термическому поднятию рельефа, повышению теплового потока, вулканической активности и др.

С учетом сделанных замечаний в качестве возможных природных аналогов описанных экспериментов (серия "б") можно указать рифтовые зоны, образующиеся в результате регионального растяжения как на океанической, так и на континентальной литосфере. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что полученное в опытах отклонение (в плане) зоны развития шейки (рифта) от поперечного к растягивающей силе направления в среднем на 30° довольно часто выполняется в соответствующих природных ситуациях /6/. Из экспериментальных данных следуют возможные механизмы образования характерных асимметричных структур континентальных рифтов с сохранением этой асимметрии в ряде случаев (Байкальский рифт) вплоть до подошвы литосферы (см. рис. 7б, в), возникновения в некоторых рифтах изостатически нескомпенсированных, поднимающихся массивов (пример – массив Рувензори в Танганьикской зоне /7/) (рис. 6, в, 7г) и т. д. При анализе строения и динамики рифтов нельзя, однако, ограничиваться только механическим аспектом их развития. Здесь следует учитывать действие возможных других факторов /3, 7/.

Более "чистыми" аналогами проведенных опытов являются, по-видимому, океанические трансформные разломы, в которых наряду со сдвигом имеется компонента раздвижения /12/. В таких разломах по сейсмическим данным обнаруживается подъем пересекающего слои коры клина мантийных пород /2/, вершина которого в ряде случаев выходит на поверхность /21/, образуя поднятие ультраосновного состава в осевой зоне разлома (картина, похожая на рис. 7, а, г). Если возраст (т.е. толщина) контактирующих по трансформному разлому блоков литосферы заметно отличается, то в соответствии с полученными данными их развитие может идти по схеме на рис. 8. Из этой схемы и рис. 7 следует целый ряд интересных следствий, касающихся строения, состава структур и динамики трансформных разломов. Их проверка требует детального анализа фактических данных.

Заключение

Приведенные результаты физического моделирования деформаций литосферы выявляют механическое поведение моделей литосферы при сжатии и растяжении в рамках весьма упрощенных схем реальных ситуаций. Тем не менее при грубой схематизации в модели сохранены с учетом требований теории подобия наиболее существенные свойства и характеристики оригинала. Это позволяет, несмотря на отклонения от реальных условий, надеяться, что экспериментальные модели воспроизводят наиболее общие закономерности, присущие природному объекту. В то же время очевидно, что при таком подходе из рассмотрения заведомо исключаются различные, имеющие важное значение геодинамические эффекты. Это относится к процессам рельефообразования (особенно при растяжении) в верхнем хрупком и малопрочном слое плиты, развития в поясах сжатия Земли покровов и другим явлениям, связанным с реологической стратификацией литосферы. Поэтому дальнейшее развитие лабораторных исследований закономерностей деформации литосферы должно идти по пути все большего приближения моделей к реальным условиям: создания многослойных по реологическим свойствам (возможно со слабым сцеплением некоторых слоев /10/) моделей литосферы, учета развития в ней процессов ползучести, термических эффектов и т.д. Основные трудности на этом пути связаны, наряду с ограни-

ченностью знаний об оригинале, с подбором соответствующих модельных материалов, обладающих нужными реологическими и другими свойствами. Необходимо иметь в распоряжении материалы, у которых можно в достаточно широких пределах менять не только обычные механические параметры: предел текучести, вязкость, плотность, модуль упругости, но и такие "тонкие" характеристики вещества, как величина неупругой деформации до разрушения $\xi_{кр}$ и сброс напряжения $\Delta \tau_s = \tau_s - \tau_s^{min}$ при разрушении материала (см. рис. I), имеющие важное значение при моделировании процессов образования и развития в среде макротрещин /I6/. Весьма перспективными (хотя и довольно сложными) в этом плане являются описанные в данной работе углеводородные композиционные системы, указанные свойства которых можно менять, изменяя количественный и качественный состав материала, окружающую температуру, динамические условия деформирования, а также способ приготовления образцов.

Литература

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 320 с.
2. Коган Л.И., Зоненшайн Л.П. Строение трансформных разломов Центральной Атлантики по данным глубинного сейсмического профилирования. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1983, т.58, вып.2, с.15-29.
3. Логачев Н.А., Зорин Ю.А., Рогожина В.А. Кайнозойский континентальный рифтогенез и геологические формации (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон). - Геотектоника, 1983, № 2, с. 3-16.
4. Лобковский Л.И., Шеменда А.И. Анализ пластических деформаций и напряженного состояния литосферной плиты в зоне поддвига на основе физического моделирования. - В кн.: Проблемы теоретической геодинамики и тектоника литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1981, с. 146-154.
5. Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г. Деформации литосферных плит в зонах поддвига. - В кн.: Океанология. Геофизика океана, т.2. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 194-204.
6. Малкин Б.В. Геоморфологические признаки пластических разрывов литосферы. - Геоморфология, 1983, № 2, с. 74-78.
7. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976, 277 с.

8. Николаевский В.Н., Лифшиц Л.Д., Сизов И.А. Механические свойства горных пород. Деформации и разрушение. - В кн.: Механика деформируемого твердого тела, т.2. М.: ВИНТИ, 1978 (Итоги науки и техники).
9. Николаевский В.Н. Динамическая прочность и скорость разрушения. - В кн.: Удар, взрыв и разрушение. М.: Мир, 1981, с. 166-203.
10. Пейве А.В., Руженцев С.В., Трифонов В.Г. Тектоническая расчлененность и задачи изучения литосферы континентов. -Геотектоника, 1983, № 1, с. 3-14.
11. Сорохтин О.Г. Стрoение зоны поддвига литосферных плит. - В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1976, с.5-21.
12. Ушаков С.А., Галушкин Ю.И., Гапоненко Г.И. и др. Гравитационное поле и рельеф дна океана. Л.: Недра, 1979. 320 с.
13. Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Литосфера Земли (по геофизическим данным), т.4. М.: ВИНТИ, 1979. 222 с. (Итоги науки и техники).
14. Шеменда А.И. Упруго-пластический изгиб океанической литосферы в области краевого вала. - Океанология, 1981, т. 21, № 1, с. 77-83.
15. Шеменда А.И. Условия и методика физического моделирования процесса поддвига литосферных плит. - В кн.: Проблемы теоретической геодинамики и тектоника литосферных плит. М.: ИО АН СССР, 1981, с. 154-161.
16. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов. - Геол. и геофиз., 1983, № 10, с. 10-19.
17. Carter N.L. Steady state flow of rock. - In: Reviews of geophysics and space physics, 1976, v. 14, N 3, p. 301-360.
18. Goetze C., Evans B. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics. - Geophys. J., Roy.Astron.Soc., 1979, v. 59, p. 463.
19. Grow J.A. Crustal and upper mantle structure of the Central Aleutian arc. - Geol.Soc.Amer.Bull., 1973, v. 84, p. 2169.
20. Kirby S.H. Tectonic stresses in the lithosphere: constraints provided by the experimental deformation of rocks. - J. Geophys. Res., 1980, v. 85, N 11, p. 6353-6363.

21. Olivet J.L. et al. Charlie Gibbs fracture zone. - J.Geophys. Res., 1974, v.79, p. 2059.
22. Oxburgh E.R., Parmentier E.M. Compositional and density stratification in oceanic lithosphere - causes and consequences. - J.Geol.Soc., 1977, v. 133, p. 343.
23. Paterson M.S. Experimental rock deformation - the brittle field. - Minerals and rocks, 1978, v. 13, p. 254.
24. Stocker R.L., Ashby M.F. On the rheology of the upper mantle. - Rev.Geophys., 1973, v. 11, p. 391.
25. Watts A.B., Talwani M. Gravity anomalies seaward of deep sea trenches and their tectonic implication. - Geophys.J.Roy. Astron.Soc., 1974, v. 36, p. 57.

Е.С.Пржиалговский, Е.Н.Терехов

МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ДРЕВНИХ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР БАЛТИЙСКОГО ШИТА

Возрастающий поток информации, получаемой с космических снимков (КС) определяет необходимость разработки методов ее геологической интерпретации. Значительная часть линейных и особенно кольцевых структур, выделенных по КС не обнаруживает какой-либо связи с картируемыми геологическими структурами, поэтому для решения проблем их возникновения и эволюции необходим поиск новых нетрадиционных методов исследования, в частности использования, тектонического моделирования.

Данная статья рассматривает механизм образования кольцевых (вихревых) структур размером от 10 до 60-70 км, выделенных по среднемасштабным КС в пределах и по периферии сдвиговых зон в районе распространения карелид восточной части Балтийского щита.

В ряде обобщающих работ /2,6,9/ собственно карелиды (сумий, сариолий, ятулий, суйсарий и вепсий) представляются как образования орогенного (сумий и сариолий) и платформенного (ятулий и др.) этапов развития карельской геосинклинали. При этом, по крайней мере для сариолия и ятулия, предполагалось их площадное рас-

пространение с изменением состава и мощности отложений в зависимости от палеогеографической обстановки. Современное же распространение этих образований объяснялось их приуроченностью к структурам опускания: грабенам, синклиналиям и мульдам. Наблюдаемая сложность структуры карелид истолковывалась как приразломная, более поздняя складчатость платформенного чехла. Выделяемые ранее в пределах этой территории кольцевые морфоструктуры относились либо к гранито-гнейсовым куполам, либо к вулканоплутоническим депрессиям /1,7/.

Отдешифрованные по КС кольцевые структуры в большинстве не являются принадлежностью одного стратиграфического или магматического комплекса, и часто конкретная структура расположена в пределах и того, и другого комплекса, в различной степени захватывая площади их распространения. Полевая проверка показывает, что космическая информация, полученная со среднemasштабных КС на территорию восточной части Балтийского щита отвечает карельским структурам, обновленным на современном этапе. По характеру дешифрирования в регионе выделяются два типа структурного рисунка. Первый характеризуется преобладанием параллельно ориентированных северо-западных разломов с многочисленными кольцевыми структурами в межразломных участках, которые и являются объектом настоящего исследования (рис.1). Геологические исследования показывают, что разломы северо-западного простирания являются расколами докарельского фундамента, возникшими и развивавшимися в условиях преобладания хрупких деформаций. Этот тип структурного рисунка характерен для гранит-зеленокаменных областей восточной части Балтийского щита.

Второй тип - характеризуется обилием дугообразных линейментных зон, которые соответствуют карельским, а иногда докарельским надвигам и отвечают квазипластичным условиям деформации горных пород. Этот тип структурного рисунка характерен для Беломоро-Лапландского мобильного пояса и некоторых других районов (Мурманский блок).

Анализ КС позволяет трактовать геодинамическую обстановку эпохи формирования карелид иначе, чем принято считать в соответствии с идеями их площадного распространения. Наблюдается совершенно очевидная структурная приуроченность карельских зеленокаменных структур к северо-западным разломам, для которых различными методами устанавливается их сдвиговая природа. Нали-

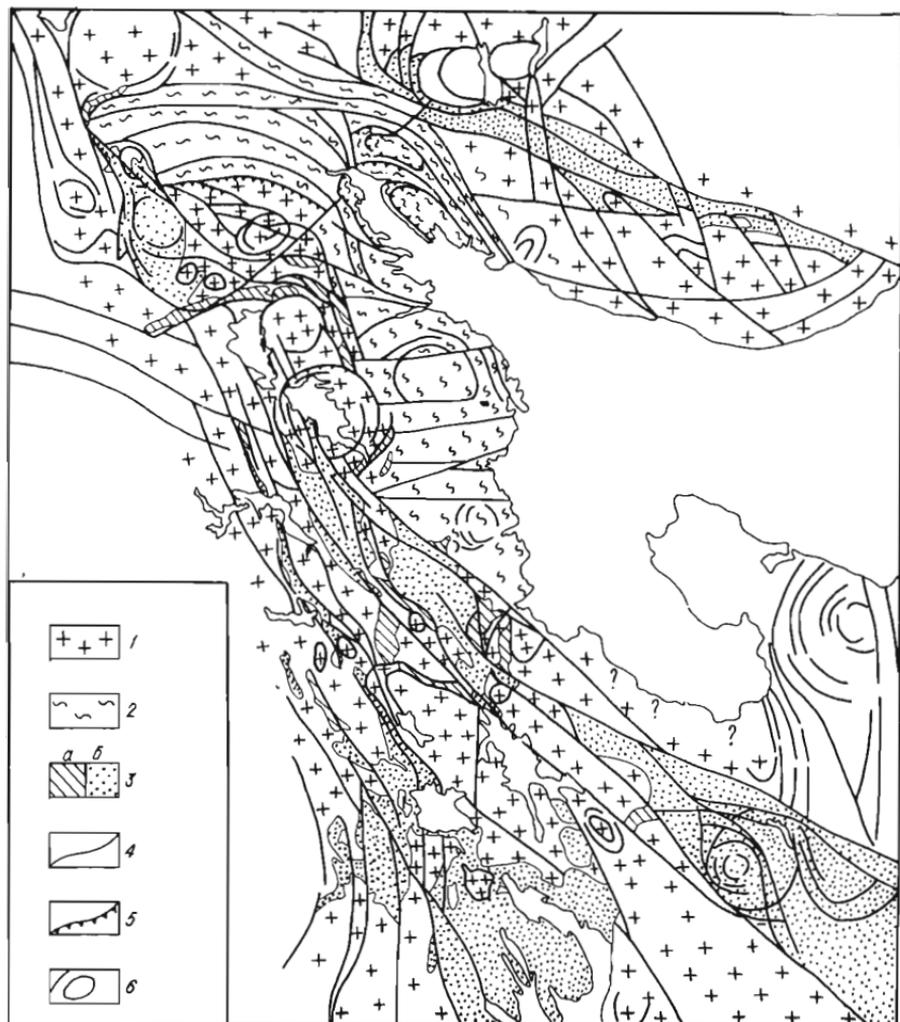


Рис. I. Структура карелид восточной части Балтийского щита по результатам дешифрирования КС.

1 - гранито-гнейсы фундамента карелид; 2 - гнейсы, гранулиты Беломоро-Лапландского мобильного пояса; 3 - карелиды (а - ранние, б - поздние); 4 - основные разломы; 5 - надвиги; 6 - кольцевые объекты

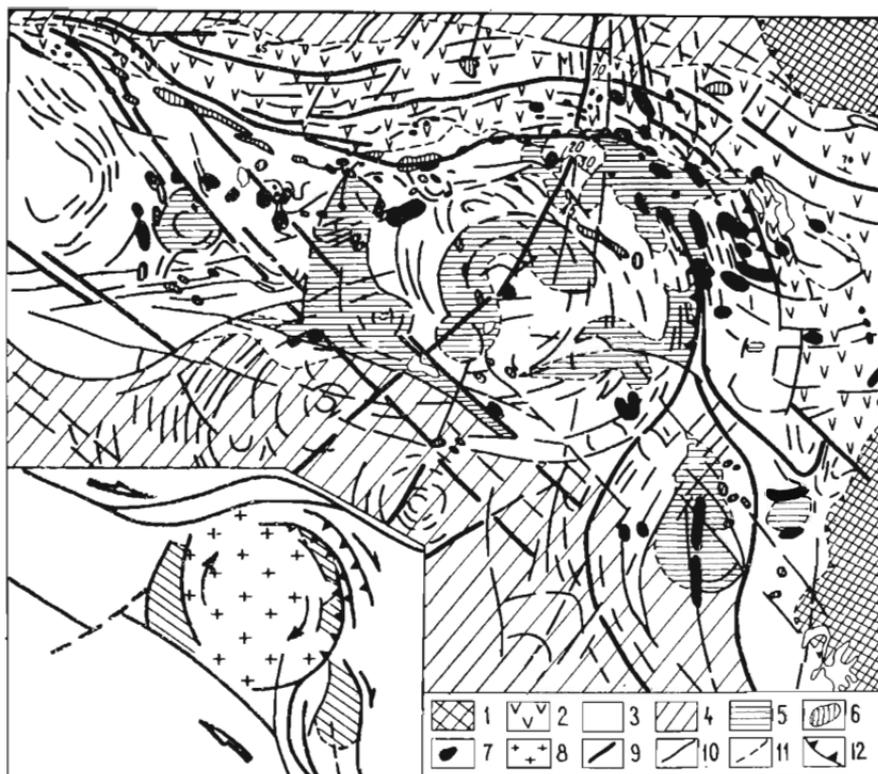


Рис.2. Строение Кожозерской кольцевой структуры по результатам дешифрирования КС (с использованием геологических материалов Г.Б.Дехтярева, А.В.Пекурова).

На врезке - предполагаемый механизм образования структуры. I - платформенный чехол; 2 - зеленые сланцы, свиты Ветреного Пояса; 3 - амфиболиты, гнейсы; 4 - гранито-гнейсы; 5 - молодые карельские гранитоиды (на врезке отвечают зонам растяжения); 6 - основные интрузии; 7 - ультраосновные интрузии; 8 - anomalно жесткое ядро в сдвиговой зоне (на врезке); 9 - основные разломы; 10 - прочие разломы; 11 - геологические границы; 12 - взбросо-надвиги

чем сдвиговых подвижек по слегка изогнутым северо-западным разломам хорошо объясняется закономерное чередование зон сжатия и растяжения по их простиранию, что и отразилось в размещении зе-

ленокаменных структур карелид, приуроченных к зонам растяжения. Таким образом, карелиды являются рифтогенными образованиями в системе региональных сдвигов и, согласно определениям /4/, их можно относить к зеленокаменным поясам. Рифтогенная природа карелид объясняет многие особенности их литологии, метаморфизма и структуры и совершенно не требует признания идей их площадного распространения. В то же время признание наличия крупных сдвигов, к которым приурочены зеленокаменные пояса карелид, позволяет интерпретировать и природу кольцевых структур в межразломных зонах.

Одной из наиболее четко выраженных на КС является Кожозерская кольцевая структура, расположенная в юго-восточной части Карелии. В пределах этой структуры картируются гранито-гнейсы докарельского фундамента, амфиболиты неясного возраста, зеленые сланцы свиты Ветреного Пояса и интрузивные породы основного - ультраосновного состава (рис.2). Все эти комплексы в различной степени были переработаны карельской гранитизацией. Предполагается, что структурный рисунок Кожозерского кольца является отображением сложных вращательных напряжений, возникших в сдвиговой зоне (см.рис.2), причем участки гранитизации, маркируя "теплицы давления", указывают на некоторое вращение центрального ядра структуры по часовой стрелке. Центральное ядро этой структуры первоначально не обязательно должно быть аномально более жестким, чем другие ее части, так как оно могло возникнуть в процессе вращения, с развитием по периферии структуры конических разломов, а также благодаря локальной гранитизации.

Подобные кольцевые структуры выделяются на всей площади карелид, но особенно их много и они хорошо оформлены в пределах Восточно-Карельской сдвиговой зоны. Практически ни одна из этих структур не картируется как цельное, тектонически или вещественно обособленное геологическое тело. Естественно, что по периферии кольцевых объектов при более детальном их изучении, почти всегда обнаруживаются такие структурные элементы, как зоны трещиноватости, разломы, цепочки интрузивных и жильных тел, участки метасоматической переработки и гранитизации, которые можно увязать с космической информацией. Иногда это только ледниковые моренные гряды, которые в свою очередь приурочены к зонам трещиноватости. В отличие от кольцевых, крупные линейные и дугообразные элементы, выделенные по КС, геологически хорошо подтвер-

ждаются. При относительно пластичных условиях в их пределах развивались разнообразные по составу и внешнему облику blastsmilonitы, автохтонные и алохтонные выплавки кислого и основного состава. Все текстуры и структурные элементы в этих зонах приобрели закономерную ориентировку. В более хрупких условиях деформаций, какие характерны для карелид, линейные зоны маркируются процессами милонитизации, частично blastsmilonitизации, окварцевания, к ним приурочены интрузивные тела кислого, основного и ультраосновного составов, а также вулканогенно-осадочные рифтовые образования карелид. Хорошая геологическая выраженность линейных зон, видимых на КС, объясняется длительным существованием в пределах этих зон близких по направлению полей напряжений, которые и сформировали однозначно картируемые геологические комплексы.

Аналогичные тангенциальные напряжения возникают и в междвиговых зонах, однако они не достаточно велики для образования крупных тектонических структур и, кроме того, меняют ориентировку, благодаря наличию реологических неоднородностей, обусловленных сложностью геологического строения. Образующиеся здесь деформации, как правило, представлены малоамплитудными разрывами и трещинами, которые трудно диагностируются при геологическом картировании. Из этого следует, что лучшим материалом для изучения полей напряжений, имевших место при формировании карелид, является структурная основа, полученная по КС. Именно благодаря этой информации мы имеем возможность более качественно восстанавливать геодинамические условия формирования геологических комплексов. При этом имеет большое значение интерпретация кольцевых структур, так как они и сопряженные с ними линейные элементы являются единственными индикаторами полей напряжений в междвиговых зонах.

Образование кольцевых и вихреобразных структур в сдвиговых зонах предполагалось многими исследователями /3,8,10/. Проведенное П.М.Бондаренко моделирование в оптически упругих средах с использованием результатов дешифрирования КС Камчатки, удачно иллюстрирует вихреобразный характер распределения касательных и нормальных напряжений при сдвиге аномально жестких ядер /10/. Нами осуществлен эксперимент по моделированию в хрупкоупругой среде образования кольцевой структуры в пределах сдвиговой зоны.

Материалом для моделирования служил цемент на стадии затвердевания, когда незначительные смещения по направляющим сдвиговым плоскостям приводят к образованию хрупких сколовых трещин. Предполагалось также, что наиболее благоприятные условия образования кольцевых структур возникают при наличии в пределах зоны относительно более жестких тел или поперечных тектонических структур.

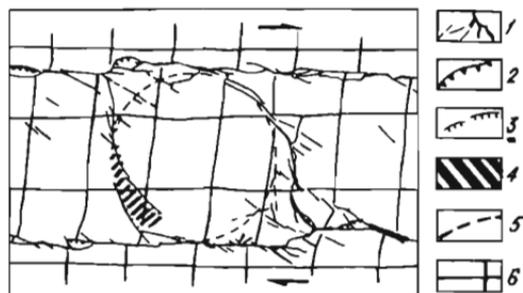


Рис.3. Образование кольцевой структуры в сдвиговой зоне. Эксперимент. I - сдвиги; 2 - надвиги; 3 - сбросы; 4 - структуры растяжения; 5 - контур кольцевой структуры; 6 - маркирующая сетка

Результаты эксперимента показывают, что уже на стадии, когда плоскость сдвига еще полностью не оформилась как разрыв, образуются зачатки кольцевой структуры, возникновение которых связано с "обтеканием" линиями максимальных тангенциальных напряжений (и сколовыми трещинами) аномально жестких ядер (рис.3).

Эксперимент подтвердил возможность образования кольцевой структуры в сдвиговой зоне в результате разрядки напряжений вблизи аномально жесткого тела, что указало на необходимость поиска структур, которым ранее не придавалось значения. Так, на рис. 3 видно, что уже на ранних стадиях образования кольца, по его периферии закладываются "грабени", поперечные простираению сдвигов. Такие структуры в обрамлении колец мы находим и в природных объектах, их обнаружение является хорошим доказательством приемлемости предложенной модели. Известно, что в пределах зоны карелид, в виде отдельных тектонических клиньев развиты вулканогенно-осадочные образования кукасозерской, ириньегорской, пезозерской и других свит, метаморфизованных до амфиболитовой фации. Структурные соотношения этих образований с карелидами весьма неопределенны, но в целом устанавливается их более древний возраст /9/.

Их специфический состав, повышенный метаморфизм, а также приуроченность к периферии кольцевых структур, позволяют и эти комплексы относить к карельской эпохе тектономагматической активизации и считать, что их образование связано с вращением структур в сдвигах и предшествовало формированию основной массы зеленокаменных поясов карелид, приуроченных к северо-западным разломам. Таким образом, единым механизмом – дроблением гранито-гнейсового фундамента по системе СЗ разломов можно объяснить формирование ранних и поздних карелид, а также структур вращения, развитых в межразломных зонах. Зоны трещиноватости и отдельные разломы, ограничивающие кольцевые структуры при возобновлении повторных подвижек могут образовывать более четкие кольцевые разломы конической формы; при этом увеличивается не только их проницаемость, но и глубина проникновения. При определенных условиях такие структуры являются наиболее благоприятными для внедрения в них глубинной щелочной магмы. Действительно, интрузии щелочного типа в пределах восточной части Балтийского щита приурочены к сдвиговым зонам, выделенным по КС, обычно к местам их изгиба, где наиболее вероятно образование структур вращения. Невскрытый массив Хибинского типа предполагается и в пределах Кожозерской кольцевой структуры /5/.

Таким образом, результаты тектонического моделирования помогают полнее интерпретировать космическую информацию, что в свою очередь, ведет к пониманию геодинамических обстановок формирования комплексов горных пород, и в частности месторождений полезных ископаемых.

Литература

1. Доливо-Добровольский А.В., Стрельников С.И. Роль космических снимков в изучении линейных и кольцевых структур земной коры. – В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геол. и геоморфол. Т.5. М.: ВНИТИ, 1976, с. 87–98.
2. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. Л.: Изд-во АН СССР, Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 16, 1963. 209 с.
3. Ли Сы-гуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем северо-западного Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 131 с.

4. Моралев В.М. Характерные черты металлогении и тектоническая природа докембрийских зеленокаменных поясов. - В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978, с. 205-211.
5. Моралев В.М., Терехов Е.Н. Опыт геологической интерпретации Кожозерской кольцевой структуры, отдешифрированной по космическим снимкам (Восточная Карелия). - Исследование Земли из космоса, 1980, № 5, с. 17-21.
6. Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии. Отв. ред. В.А. Соколов. Петрозаводск, 1972. 185 с.
7. Тектоника восточной части Балтийского щита. Отв. ред. В.А. Перевозчикова. Л.: Недра, 1974. 288 с.
8. Терехов Е.Н. О вихреобразной структуре Лапландского гранулитового пояса и механизме ее формирования. - Вестн. МГУ. Геология. 1982, № 2, с. 26-31.
9. Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 216 с.
10. Шаратов В.Н., Бондаренко П.М., Пяткин В.В. Выявление инструментальными методами рисунка разломов Центральной Камчатки и расшифровка их генезиса. - Исследование Земли из космоса, 1980, № 2, с. 44-50.

П.М. Бондаренко

К МЕТОДИКЕ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ КОЛЬЦЕВЫХ И
ДРУГИХ ЦЕНТРАЛЬНО-СИММЕТРИЧНЫХ СТРУКТУР,
РАЗЛИЧНЫХ ПО МОРФОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСУ

Физическое моделирование геологических структур и процессов приобретает все большее значение в разработке и оценке геологических гипотез. Целесообразность и эффективность моделирования конкретных геологических объектов определяется в первую очередь состоянием их изученности, обеспечивающим разработку отчетливого теоретического представления о механизме их образования, схематизацию такого представления и приведение его к виду, доступ-

ному для физического воспроизведения современными техническими средствами. Лишь в этом случае моделирование может принести не только новые данные о ранее неизвестных особенностях предполагаемых процессов, но и подтвердить или опровергнуть представление в целом.

Эти общие требования особенно важно иметь в виду при выборе рационального направления экспериментального исследования особого класса структур, отмеченных центральной симметрией и широко известных под названием кольцевых, концентрических, конфокальных, структур центрального типа, радиальных, вихревых, спиральных и т.п.

Характерный общий признак этих структур – овальное, круглое сечение в плане – резко выделяет их из общего числа геологических образований и, несомненно, отражает сходство в механизме их образования под действием усилий, ориентированных определенным образом относительно некоторого центра.

Однако этими общими чертами сходство между ними исчерпывается, поскольку механизмы образования структур такого рода глубоко различаются по способу приложения деформирующих усилий, фазовым состоянием и свойством среды, передающей и воспринимающей эти усилия. Это указывает на необходимость дифференцированного подхода к выявлению генезиса таких структур в каждом конкретном случае, в особенности, если это связано с применением трудоемких экспериментов.

Распространение разнотипных кольцевых структур и обзор представлений о их генезисе

Различная природа и направление действия механических сил, участвующих в образовании кольцевых структур отражены в их морфологии как в плане, так и в вертикальном разрезе (радиально-конические, цилиндрические дайки, положительные и отрицательные овалыные морфоструктуры и т.п.). Такие различия положены в основу систематики той части структур этого рода (в основном метеоритных и вулканоплутонических), механизм образования которых известен достаточно определенно /16/. В зависимости от направления и времени действия структурообразующих сил, а также

свойств среды, передающей или воспринимающей давление, конечные формы кольцевых структур подразделяются на 2 группы:

1. Структуры, возникшие при импульсном приложении нагрузки на твердые тела через газообразную, жидкую и твердую среды (метеоритные и взрывные кратеры и кальдеры, трубки взрыва и т. п.).

2. Структуры, возникшие при длительном приложении нагрузки через жидкопластические среды на твердые тела (кольцевые структуры над магматическими и соляными куполами и т. п.).

Следует отметить, что структуры обеих групп, связанные с деятельностью локальных источников энергии — подъем соляных или магматических штоков, удары небольших метеоритов и другие, — представляют собой элементарные кольцевые структуры простого строения. Однако региональные масштабы проявления структур этих групп выявляют значительные осложнения в их строении и, соответственно, в общем механизме их образования. Известны примеры региональных типов структур второй группы, возникающих в результате становления крупных магматических очагов, охватывающих несколько локальных центров предшествующего проявления магматизма в прошлом.

Морфологически такие структуры выражены обширными, до 100–200 км в диаметре, центральными опусканиями, окруженными кольцевыми дайками и заполненными продуктами вулканических извержений /14/.

Механизм формирования подобных региональных структур принципиально отличается от способа образования локальных надочаговых форм, которые возникают в активную стадию механического взаимодействия магмы с окружающими породами при высоких давлениях в очагах. В большинстве случаев региональный механизм представляет явление компенсационного обрушения при ведущей роли гравитационных сил. Это связано с изгибанием коры над очагом и возникновением вдоль его границ контурных (круговых в плане, конических или цилиндрических в разрезе) поясов напряжений. Экспериментально показано /16/, что такие напряжения разрешаются либо сплошными вертикальными зонами скалывания, либо системами эшелонированных сколов или разрывов в зависимости от мощности пород кровли, их механических свойств, диаметра очага и других факторов.

Более сложный механизм предполагается для случаев, когда формирование региональной кольцевой структуры связывается с ударно-метеоритными явлениями, вызвавшими возникновение обширных углублений в земной коре, выполненных впоследствии осадочными, а также магматическими комплексами, сопровождаемыми малыми кольцевыми структурами надвнутрузивного типа /9,10/. По существу в данном случае имеет место равномерное проявление механизмов, образующих каждую из выделенных групп кольцевых структур. Однако гипотетические объяснения происхождения кольцевых структур этого и других типов (в том числе и гигантских размеров до 500–700 км в диаметре), выделяемых в большом числе на высотных и космических снимках, заслуживают более детального рассмотрения.

Предполагаемая величина таких форм значительно превосходит как известные на Земле метеоритные кратеры (I–10 км, редко до 100 км) /4,19/ так и допустимые размеры магматических очагов, способных обеспечить действие единого по всей площади структуры надвнутрузивно-диапирового механизма.

В качестве гигантских структур метеоритного происхождения В.С.Зейликом и Э.Ю.Сейтмуратовой /10/, по данным дешифрирования высотных аэроснимков в Центральном Казахстане, выделены – Ишимская (700 км), Каибско-Чуйская (500–600 км), Южно-Прибалхашская (до 400 км), Токрауская (250 км) и др. кольцевые структуры. Их образование в результате ударно-взрывных процессов доказывается, по мнению авторов, утонением или полным выбросом гранитно-метаморфического слоя, развитием центробежных надвигов, круговых и радиальных поясов, образуемых глыбовыми складками и грабенами, скоплениями аллогенных брекчий и возникновением высокобарических модификаций ряда минеральных соединений.

В Северном Прибалхашье, охваченном перекрывающимися друг друга названными гигантскими кольцевыми структурами, размещено множество малых кольцевых форм (от I до 20 км в диаметре), связанных как с терригенно-осадочным выполнением метеоритных воронок (Акшоки, Ынтылы), так и имеющих вулканоплутоническое происхождение (Каркаралинск, Байназар, Майтас, Улькен-Каракуус, Кызыл-Рай, Машан и др.), в том числе и интрузивы центрального типа (Кайнар, Кент, Бектау-Ата и др.). Эти кольцевые структуры выражены магнитными аномалиями круговой или эллиптической формы.

Образование региональных круговых форм, охватывающих прои

мелких вулканоплутонических структур, связывается также с формированием древнейших овальных структур в догеосинклинальные стадии развития Земли, отличавшиеся плавными безразломными формами делимости земной коры /5/.

По данным исследования подобных структур на Алданском щите, М.З. Глуховский и Е.В. Павловский /5/ выделили лунную стадию развития Земли с преобладанием отрицательных кратеровидных кольцевых структур, сходных с лунными кратерами по форме и по предполагаемому происхождению в результате плавления и дегазации вещества верхней мантии. Для следующей за лунной, нуклеарной стадии развития земной коры характерно образование положительных круговых структур в виде гранитогнейсовых куполов. Для обоих типов крупных кольцевых структур свойственно развитие в них мелких кольцевых и овальных форм, что отражено, по-видимому, в размещении кольцевых плутонов Кольского полуострова /8/ и ряда кольцевых структур Алданского щита /6, 18/.

Аналогичным механизмом разделения коры на блоки овальной формы, по мнению Доливо-Добровольского /7/, объясняется образование отмеченных выше региональных кольцевых форм в Западном и Северном Прибалхашье. Многие из этих форм, рассматриваемые как гигантские метеоритные кратеры /9, 10/, оказываются, по данным этого автора, областями унаследованного развития первичных древних форм делимости земной коры, не нарушенных геосинклинальной переработкой с участием линейных разломов.

По А.А. Абдулину и др. /1/, центрально-кольцевые, изометричные и овальные структуры Казахстана, представляющие депрессии, мульды, кальдеро-синклинали, вулкано-купола с периферическими кольцевыми дайками различаются по морфологии, определяемой механизмом образования и глубиной эрозионного среза, по составу магматических образований, а также по принадлежности их к разновозрастным вулканоплутоническим поясам. Последние, образуя внешние и внутренние дуги, огибающие скопления мелких надочаговых кольцевых структур, формировались в течение длительного времени на орогенных этапах различных, начиная с байкальского, тектономагматических циклов. Это резко противоречит представлениям о почти одноактном возникновении условий для проявления тектономагматических процессов в результате ударно-метеоритного механизма на больших площадях, соизмеримых со структурно-формационными зонами.

Морфологически сходные крупные структуры неясного происхождения выделены С.С.Шульцем /36/ в Приаралье и Кызылкумах по данным дешифрирования космических снимков. Они соответствуют обширным уплощенным круговым поднятиям диаметром более 100 км (Букан, Тамды и др.) с амплитудой до первых километров. Отчётливо выраженные их концентры наложены на линейные структуры складчатого фундамента. В механизме образования таких поднятий С.С. Шульц предполагает участие продолжающихся до настоящего времени эпейрогенических и изостатических движений палеозойского складчатого фундамента и осадочного чехла над разуплотненными участками в подошве коры или в мантии.

Характерно структурное отражение магматогенных форм в геофизических полях в виде кольцевых гравитационных и магнитных аномалий, отрицательных в центре и положительных по периферии, отвечающих концентрическому распределению интрузивных тел. Имеются сведения о совпадении кольцевых структур с тепловыми аномалиями /37/, что свидетельствует о глубинном их заложении, а также способствует формированию ландшафтных и морфологических признаков кольцевых структур, выявляющих их на космоснимках /6/.

Интересными в этом отношении представляются работы И.П.Иошинской /19/, выявившей подобие морфологических признаков магнитных аномалий в локальных (десятки км) и региональных (200-450 км) кольцевых магнитных аномалиях Русской плиты, а также сходство тех и других с кольцевыми магматическими структурами, известными на Земле, и кольцевыми формами Луны.

Гигантскую кольцевую структуру с поперечником в сотни километров составляют Южно-Украинский и Северо-Украинский магматические комплексы, выявляющие также кольцевую зональность аномального магнитного поля /47/.

Происхождение многих из перечисленных форм, в особенности крупных и несогласных с геологической структурой и рельефом земной поверхности, не находит пока обоснованного объяснения. Некоторые из них, составленные радиально-концентрическими разломными системами конфокального типа, но не имеющие видимой связи с магматическими проявлениями, относятся к скрытовулканическим депрессиям /37/.

Независимое положение некоторых кольцевых магматических структур по отношению к окружающим геологическим образованиям и

размещение их вдоль линий позволяет предполагать /27,37/, что они являются производными магмогенерирующих очагов, расположенных ниже слоистой оболочки земной коры в менее подвижной ее части или в астеносфере. Прорывая вышележащие подвижные чешуи или блоки, такие очаги образуют ряды кольцевых структур, маркирующих направление и величину перемещения коры. Исходя из этого В.В.Соловьев /27/ по ряду фиксированных им положений одной из кольцевых структур в Иртышской зоне смятия установил смещение блока коры к западу на 15 км. Более вероятная причина линейно-цепочечного расположения подобных структур состоит в очередности проявления магматических очагов вдоль скрытых магмоподводящих разломов /8/, чем, впрочем, доказывается наличие таких разломов на Луне и эндогенное происхождение многих лунных кратеров /29/.

Приуроченность крупных кольцевых структур к линейным зонам глубинных разломов установлена Г.А.Абрамовичем /12/ по данным изучения космических снимков. Несколько таких структур, выявленных в зоне Главного Саянского разлома, имеют размеры от 75 до 160 км. Их эпицентры расположены на участках сопряжения разлома с оперяющимися структурами или другими разломами.

Для части таких структур характерно резкое несогласие к архейским структурам и совпадение их элементов с контурами позднепротерозойских образований, а также с гипербазитовыми поясами (Урикская структура).

На юго-востоке Сибири М.З.Глуховским / 6/ выделено несколько групп крупных кольцевых структур, сопоставимых с элементами геологического строения регионов. В их числе Муйская (диаметр 400–450 км), Верхнеангарская (250 км), Баргузинская (220 км), Вилуйская (до 700 км) кольцевые структуры. Строение последней определяется центральным овалом и системой концентрических дуг с возрастающим через 30–50 км радиусом. В кольце наименьшего радиуса (110–150 км) размещены трубки взрыва.

Особенности размещения в регионе plutонических образований, зон метаморфизма и гранитизации, элементов тектоники в сравнении с положением кольцевых структур свидетельствует, по мнению М.З.Глуховского, о высокой магматической проницаемости центральных частей этих структур, и важной роли в размещении разновозрастных структурно-вещественных комплексов и оруденения.

Отмечая зональность по глубинности происхождения магматических образований, от мантийных в центре до коровых по периферии кольцевых структур, М.З.Глуховский предполагает грибообразную модель магматического очага в основании этих структур.

Кроме того, в состав центрально-симметричных образований необходимо включить выявляемые в структуре крупных регионов дугообразные и спиралевидные сочетания структурных элементов в виде дислокационных зон, цепей интрузивных тел, поясов динамометаморфизма, группирующихся, как предполагается, в соответствии с ориентацией напряжений, вызванных вращением Земли.

Эти сочетания, называемые в общем вихревыми структурами, рассматриваются как результат горизонтально-вращательного сдвигения масс при непосредственном приложении вращательных усилий /12, 13/ или как следствие рассеянной релаксации первично дугообразного, спиралевидного /26/ или концентрического плана /33/ напряжений, что исключает крупные поворотные перемещения.

Проблема существования и механизма образования подобных структур, выделяемых при синтезе геологических материалов в поисках региональной и глобальной упорядоченности тектономорфологических элементов верхней оболочки Земли заслуживает особого внимания. Вращательно-сдвиговое происхождение вихревых структур Китая доказывалось Ли Сы-гуаном /12, 13/ моделированием их элементов путем вращения кругового основания под слоями упругопластических материалов.

Вихревые структуры, выделенные О.И.Слензаком /26/, характеризуются спиральным схождением линейно-сдвиговых форм против часовой стрелки. По его построениям они отражают не механическое изгибание прямолинейных элементов, а следуют спиральным направлениям постоянно действующих в земной коре тангенциальных напряжений.

Аналогичные структуры регионального масштаба выделены М.Д. Чурилиным /33/ на основе обобщения картографических материалов в Горном Алтае, в Тунгусской синеклизе (Аяткинская система) и на востоке Таймыра. В распознавании таких систем автор также опирается на представление о повсеместном подчинении ориентации линейных элементов дугообразно-спиральному плану, в центре которого размещаются относительно стабильные участки земной коры.

Возможность образования дугообразных и спиралевидных соче-

таний структурных элементов вне прямой связи с вращением, а возникающих при сдвиговых перемещениях блоков подтверждается результатами выполненного нами /35/ оптического моделирования полей напряжений, возникающих в упругом однородном материале, вмещающем сдвигающиеся блоки.

Наиболее многочисленные примеры площадного распространения разноранговых кольцевых структур, выявленных по данным анализа аэро- и космических снимков приведены в работе М.М.Василевского /3/ для многих регионов (Охотско-Чукотский вулканический пояс Прибалхашье, Камчатка и др). Рассматривая эти структуры в качестве семейств (популяций) структурных неоднородностей центрального типа, играющих важную роль в локализации различных типов оруденения, М.М.Василевский сформулировал новые общие положения о том, что класс подобных образований, включая магматогенные кольцевые формы, является закономерным отражением эндогенных процессов, имеющих осевую или радиально-лучевую симметрию, в отличие от линейных структур планальной симметрии.

Рассмотренные данные о типах и механизмах образования кольцевых структур и общие сведения о их размещении, приведенные на картах территории СССР /27/ и схемах отдельных регионов /2,3,6/ указывают на широкое их распространение наряду с линейно-блоковыми структурами. Это, несмотря на проблематичность диагностики и неясность генезиса некоторых из них, позволяет придавать существенное значение разнородным процессам формирования родственных по морфологии кольцевых структур в ряду ведущих механизмов структурообразования в земной коре.

В то же время выясняется, что резкое увеличение общего числа выявленных кольцевых структур в основном приходится на те типы, для которых установлена принадлежность по второй группе структур, возникших при длительном приложении осевых нагрузок через жидко-пластичные среды, твердые тела /15,16/. Поэтому очевидной является необходимость более детальной и определенной типизации структур этой группы по механизму образования с учетом крупных структур простого и сложного строения, а также структурно-генетических различий в формировании их элементов.

По-видимому, имеются основания предусмотреть выделение в особый тип таких кольцевых и спиральных структур, в механизме образования которых ведущая роль принадлежит горизонтальным уси-

лиям, создающим круговое и спиралевидное распределение направлений действия напряжений.

Кроме того, несомненно требует уточнения и расширения типизация по механизму образования большого числа вулканоплутонических структур. Сейчас в ряду этих структур рассматриваются и такие их типы, которые как по грандиозным размерам, так и по предлагаемому генезису не учтены в классических представлениях о механизме формирования дислокаций, связанных со становлением отдельных магматических очагов.

В связи с этим следует оценить принципиальные стороны теоретических и физических моделей надочаговых структур с целью определения границ их применимости для дальнейшего исследования магматогенных и других типов структур, отмеченных центральной симметрией.

Механизм образования кольцевых надочаговых структур и динамическая модель Андерсона

Обзор представлений о механизме образования надинтрузивных структур и магматических комплексов центрального типа дан во многих работах /14, 21, 25, 28 и др./. Здесь в развитие работ по моделированию кольцевых структур этого типа /14, 15, 16/ мы подробнее остановимся на исходных положениях наиболее распространенной динамической модели Е. Андерсона /38/. Она и в настоящее время применяется для анализа возникающих в результате механического воздействия магмы на породы центрально-кольцевых структур, вызывающих все больший интерес как с теоретических позиций, так и в отношении поисков рудных месторождений.

Располагаясь в ореоле разрушения горных пород, окружающем магматический очаг, закономерно ориентированные концентрически-радиальные дислокации, составляющие каркас кольцевых структур, служат путями проникновения магмы, а также минерализующих растворов из интрузии в верхние горизонты. К структурам такого рода приурочены многие магматогенные гидротермальные месторождения медных полиметаллических и, в особенности, редкометалльных руд. /1, 27, 32, 33, 36/ В связи с этим особую важность приобретает изучение последовательности образования различных элементов

кольцевых структур (кольцевые дайки, круговые зоны трещиноватости, конические слои, структуры обрушения и т.п.) относительно стадий формирования интрузивных массивов.

Однако особенный интерес к кольцевым структурам проявляется не только в связи с необычностью их морфологии и большим значением для рудных прогнозов. Сочетание характерного структурного парагенезиса дислокаций с достоверно определяемым источником механических напряжений (в случае вскрытия в одном сечении магматического очага и кольцевой структуры) представляет собой весьма редкий в геологии пример наличия фактических данных, характеризующих одновременно причину и результат произошедших в прошлом явлений, что важно для реконструкции и моделирования тектонодинамических процессов.

Первые описания магматических кольцевых структур известны с 1904 г., а первое представление о механизме образования этих структур разработано 60 лет назад Е.Андерсоном /38/ одновременно с началом исследования кольцевых комплексов Шотландии /39/.

Согласно этому представлению, различные типы кольцевых структур образуются в зависимости от знака давления в магматическом резервуаре, а направление и размещение этих структур полностью предопределяется формой этого резервуара, близкой в данном случае к параблоиду вращения. При возрастании давления магмы трещины возникают вдоль траекторий нормальных напряжений и ориентируются перпендикулярно стенкам резервуара. Вдоль этих трещин образуются конические слои, наклоненные к центру интрузии.

При убывании давления магмы до значения ниже веса перекрывающих пород трещины возникают по плоскостям наибольших скалывающих напряжений. Вдоль этих трещин внедряются кольцевые дайки, которые круто погружаются от центра интрузии и, замыкаясь вокруг нее, способствуют обрушению внутрикольцевых блоков и образованию кальдер. Эта схема удачно объясняла происхождение большинства известных к тому времени кольцевых структур и получила широкое распространение как "ортогональная концепция механизма кольцевых даек" /41/.

Приняты Е.Андерсоном для обоснования математических расчетов допущения об источнике давлений в магматическом очаге, о зависимости направления разрывов от формы очага и глубины его залегания, о механическом состоянии внешней среды и влиянии гра-

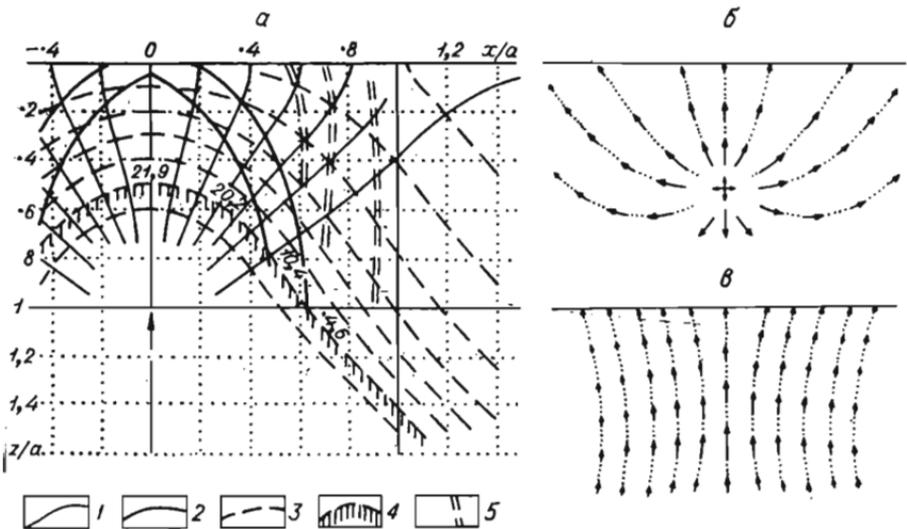


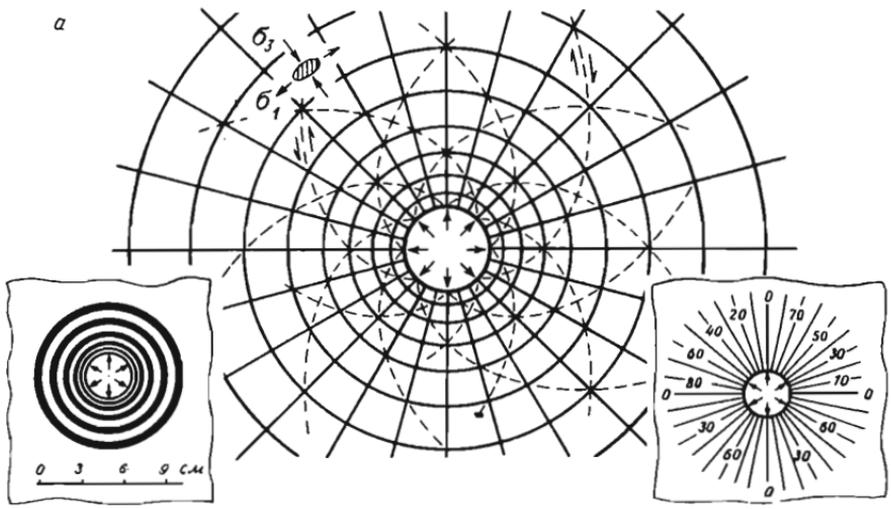
Рис. I. Схемы образования конических слоев и кольцевых даек над магматическим резервуаром (а) и кинематика перемещения вещества в процессе расширения очага (б) и его подъема (в) ниже свободной поверхности. По Е.Андерсону /38,39/.

Траектории: 1 – напряжений сжатия; 2 – касательных напряжений; 3 – растягивающих напряжений; 4 – магматическая камера; 5 – вертикальные траектории касательных напряжений, положение которых следует из построений Е.Андерсона

витации представляют интерес и в настоящее время. В представленной модели интрузии, как источнике давлений и напряжений, автор различал два рода действующих совместно элементарных перемещений и соответствующих им напряжений. К перемещениям или напряжениям первого рода (рис. I) он относит систему напряжений, окружающих некоторый центр расширения (centre of dilatation), что соответствует радиальному расширению магматического очага, первоначальные размеры которого условно сводятся к точке (точечное расширение – point dilatation).

Перемещения второго рода возникают в том случае, если в точке гомогенной среды прилагается усилие в направлении общего

a



b

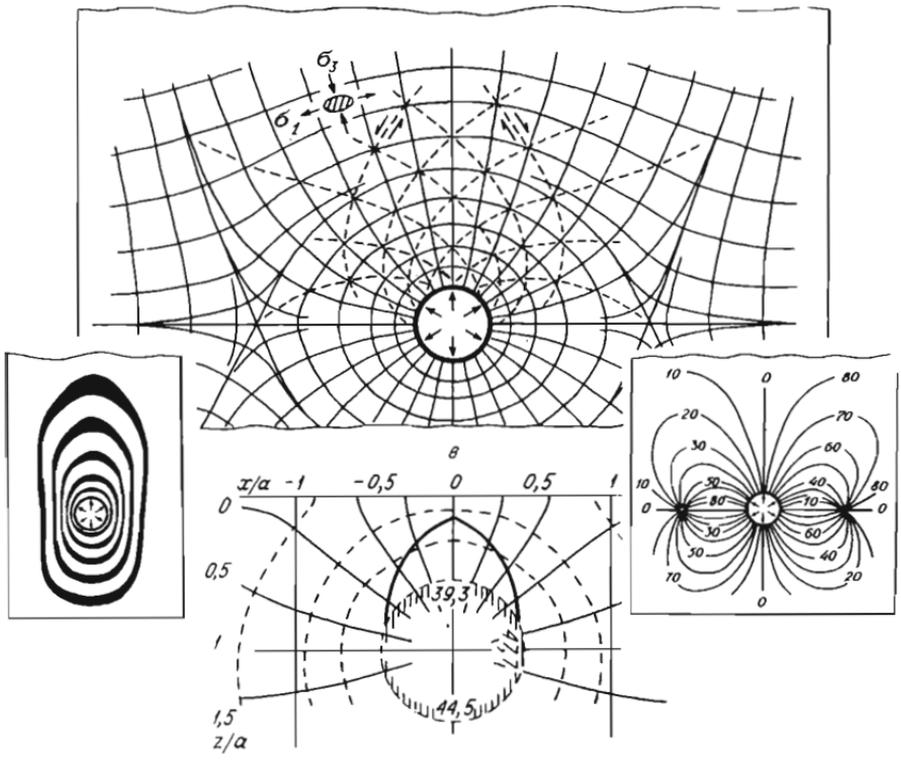


Рис.2. Физические и математические модели распределения напряжений в гомогенном материале вокруг круговой камеры, расширяющейся под внутренним давлением.

а - в бесконечной горизонтально лежащей пластине. Эксперимент.
б - в полубесконечной вертикальной пластине, испытывающей давление собственного веса. Эксперимент. Во врезках: слева - изохромы, справа - полизоклины; в - расчетная модель изостатических поверхностей, образуемых точкой расширения ниже свободной горизонтальной поверхности. По Е.Андерсону /39/

восходящего продвижения магмы (рис.2) и условно обозначается как точечное толкание (point push), хотя представлять эти движения в физически единственной точке, как замечает Е.Андерсон, не обязательно.

Суммарным результатом этих перемещений должен, по-видимому, быть восходящий (upward) и расширяющийся наружу (outward) источник всестороннего давления, создаваемого магмой, заключенной в резервуар определенной формы. Оба вида перемещений, выраженные математически, автор объединяет общими условиями равновесия, исходными для вычисления приращений напряжений и давлений, а также изменения направления траекторий вдоль осей координат по мере удаления от поверхности очага расширения.

Не останавливаясь на ходе довольно сложных расчетов*, мы считаем, что они, как отмечено автором, справедливы для изотропной, гомогенной бесконечной твердой среды, деформируемой ниже свободной дневной поверхности. Кроме того, он относит эти расчеты к состоянию среды, предшествующему разрыву, что предполагает среду достаточно упругой для накопления напряжений и, наконец, этот же исследователь рассматривает среду как невесомую субстанцию (weightless) на том основании, что действующая наверх сила толкания, развиваемая магмой вследствие того, что плотность ее меньше, чем у окружающих ее пород, "будет достаточно большой, чтобы перекрыть любое "гидростатическое" давление, существующее независимо от интрузивной системы" /38, с.146/.

Графическое выражение расчетов Е.Андерсона состоит в пост-

*Расчеты Е.Андерсона полностью приведены И.В.Лучицким в книге "Основы палеовулканологии" /14/.

роении системы поверхностей равных напряжений и давлений, называемых автором "изостатическими". Эти поверхности располагаются перпендикулярно направлению главных давлений и напряжений, имеющих радиальную симметрию вокруг вертикальной оси и параллельны контуру магматического очага. Последний в данном случае приобретает форму усеченного конуса, сужающегося кверху и заканчивающегося там полусферой. Как видно из рис. 1б расчетные построения систем траекторий выполнены Андерсоном только для апикальной части магматического резервуара, вертикальное сечение которой близко к дуге окружности. Хотя данная форма резервуара, обоснованная расчетами, отличается от принятого ранее (рис. 1а) параболоида вращения, она, как признает автор, не объясняет существующую локализацию конических слоев в кольце определенного диаметра, очерчивающем "будущую" кольцевую дайку близвертикального залегания.

Отсюда вытекает затруднение в объяснении причин образования крутонаклоненных кольцевых даек, что в данной концепции связывается с эволюцией первоначального поля напряжений в условиях падения давлений в очаге. При этом прежняя обстановка развития при избытке давления радиальных трещин растяжения (конические слои) сменяется условиями образования при падении давления спиральных трещин скалывания, ориентированных в соответствии с первоначальными направлениями траекторий касательных напряжений, рассчитанными для положительных давлений.

Это справедливо для условий падения давления до исходной его величины, вызвавшей появление "положительных" структур. Однако форма траекторий скалывания в этом случае остается также спиралевидной (см. рис. 2), что не соответствует условиям образования субвертикальных дайковых зон. Очевидно искомый механизм следует связывать не только с возвратным действием давления в очаге, сохраняющем первоначальную форму, но и с процессами изменения его формы и окружающего поля напряжений.

Действительно, при падении давления до уровня литостатической нагрузки под кровлей, скалывающие напряжения могут быть вызваны лишь силой тяготения, вдавливающей в полость очага перекрывающую его толщу пород, которая в расчетах Е. Андерсона для активного периода действия очага признана невесомой.

Таким образом, возникновение кольцевых даек субвертикально-

го направления, по-видимому, надо объяснять дальнейшим развитием гравитационного обрушения кровли над округлой в плане полостью, занимаемой очагом, в соответствии с новым, не сходным с первоначальным полем тектонических напряжений.

Эти противоречия пытались разрешить исследователи, развивавшие концепцию Е.Андерсона /40, 41/. М.Биллингс /40/, изучавший механику разрастания магматического очага и генезис кальдер, утверждал, что образование различных элементов кольцевых структур связано исключительно с растяжением, проявляющимся в разные моменты развития интрузии: сначала при напоре магмы образуются радиально-конические слои, затем при падении давления в очаге возникают собственно кольцевые дайки вдоль трещин растяжения, параллельных вертикальному внешнему контуру интрузии, а не перпендикулярных к нему (по траекториям напряжений сжатия), и не наклоненных под углом 45° (по траекториям скалывания), как вытекает из построений Е.Андерсона.

Надо сказать, что этот автор считал указанные им направления недостаточно крутонаклоненными, чтобы соответствовать природным кольцевым дайкам, следующим каким-то более крутым, падающим наружу от очага направлениям скалывания, обрушающим параболоидальные блоки, на место которых продвигается магма. М.Биллингс отмечал также, что такая схема, отражающая слишком идеальные условия развития трещин в гомогенной среде, не отвечает природным примерам. Образование кольцевых даек, залегающих строго вертикально и имеющих неровные контакты с боковыми породами, по мнению М.Биллингса, происходит не по единому кольцеобразному разрыву, а по круговой зоне мелких смежных прямых разрывов растяжений, которые выполняются магмой при активном движении ее наверх.

Таким образом, модель Е.Андерсона оставляла открытым один из наиболее сложных вопросов генезиса рассматриваемых структур: являются ли различные по морфологии их элементы – конические слои, кольцевые, цилиндрические и радиальные дайки, пологие силлы, кальдерообразные опускания – отображением единого направленного деформирующего процесса, как следует из этой модели, или каждому из этих элементов свойственен отдельный самостоятельный механизм.

Морфологическое многообразие кольцевых структур связано в

некоторых случаях с различной глубиной их эрозионного среза, обнажающего различные планы распределения дислокационных структур, отвечающие единому механизму образования (конические слои над сферической частью штока и радиальные дайки вокруг цилиндрической его части на глубине). В других случаях такое различие обусловлено разобренным во времени проявлением различных механизмов, действующих при активном давлении магмы и в период угасания очага. В целом установлено /29/, что образование различных элементов кольцевых структур отвечает нескольким стадиям их становления, при сохранении центральной симметрии нагружения надочаговых и боковых пород.

1. В предварительной стадии на месте будущей кальдеры образуется надвнутрузивный купол и конические радиальные разрывы.

2. В раннюю стадию происходит извержение магмы из центрального вулкана или из кольцевых разломов, вслед за чем появляется кальдера, где накапливаются вулканические продукты.

3. Возникает кольцевой пояс даек, родственных по составу эффузивам.

4. В поздние стадии образуются центральные интрузии и малые интрузивные тела в кольцевом поясе.

Выбор физической модели и результаты экспериментов

В дополнение к нашим работам по данной проблеме /I4-I6/ рассмотрим подробно методические подходы к выбору физической модели надвнутрузивных кольцевых структур, охарактеризованных различными теоретическими построениями /25, 38, 42, 43/. Предпринятое в ходе анализа моделей сочетание физического и расчетно-математического методов моделирования рекомендуется для исследования механизма образования как кольцевых структур различного генезиса, так и любых геологических структур. В итоге такого анализа предусматривается постановка дальнейших задач по моделированию наиболее важных элементов механизма кольцевых структур, различающихся по морфологии и генезису.

При выборе физической модели механизма образования концентрических структур мы опираемся на следующие положения. Напря-

женное состояние горных пород, интродуцируемых магмой, обычно осуществляется с полем напряжений, возникших в изотропной среде вокруг некоторой полости, находящейся под внутренним давлением (очаг расширения). Такое поле напряжения центрируется относительно этого очага, а строение и размеры этого поля должны определяться механическими свойствами вмещающей среды, характером ее внешних ограничений, а также формой самого очага расширения. Среда, вмещающая расширяющийся очаг, может быть либо свободной от нагрузок или нагружена однородно (всестороннее сжатие), либо испытывать направленные нагрузки (сжатие-растяжение, сдвиг-кручение, гравитационное поле). Форма очага и его положение относительно внешних контуров вмещающей среды определяет характер взаимодействия центрированного поля напряжений с границей среды, отвечающей в природе дневной поверхности.

В различных построениях форма камеры принимается округлая, эллиптическая /25/, цилиндрическая с горизонтальной осью /44/ или сферическая в сочетании с усеченным конусом /38, 39/. Тем не менее апикальная часть очага расширения, определяющая форму центрированного поля напряжений и его распространение в направлении к дневной поверхности, в большинстве построений принимается сфероидальной, имеющей круговые или близкие к ним главные сечения.

Таким образом оказывается возможным свести решение задачи к исследованию плоско-напряженного состояния среды в виде полубесконечной или ограниченной пластины, деформируемой очагом расширения, имеющим круговую форму. Это облегчает техническое осуществление эксперимента и позволяет исчерпать большинство возможных вариантов формы камеры и ее положения относительно границ среды.

В механике подобные задачи решаются при расчетах на прочность дисков, толстостенных труб, нагруженных внутренним давлением, а также цилиндров, имеющих различную форму внешних контуров. В этих расчетах определяются числовые значения нормальных напряжений, направленных по радиусу и по кругу (радиальных и окружных), и касательных напряжений, определяемых как линии скольжения /20/. Однако для выяснения характера взаимодействия центрированных полей напряжений с контурами среды, испытывающей внешние нагрузки, требуются дополнительные

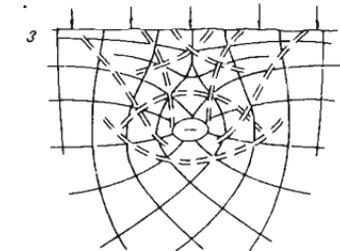
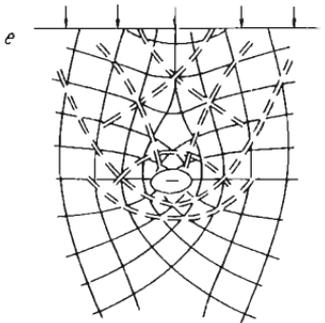
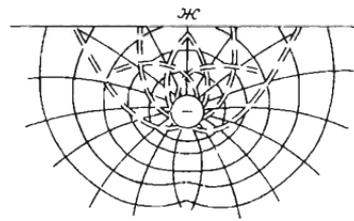
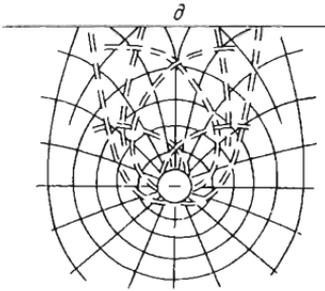
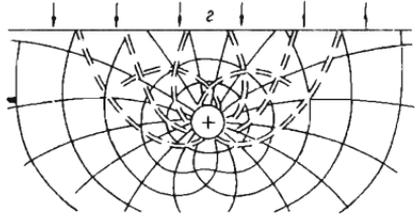
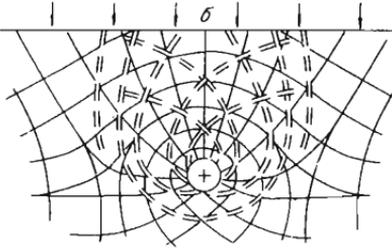
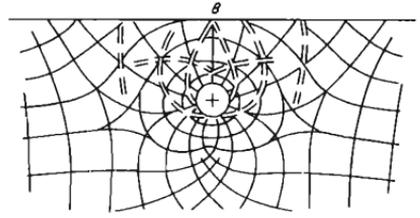
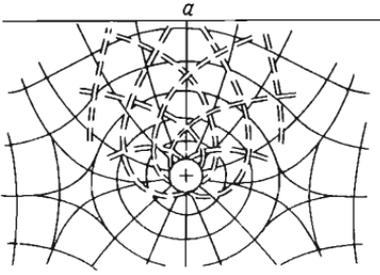


Рис.3. Модели точечных очагов расширения и сжатия, действующих на различной глубине от поверхности в изменяющихся условиях внешнего нагружения. Эксперимент.

а - поле нормальных (сплошные линии) и касательных (двойной пунктир) напряжений, возникающих вокруг очага расширения, равноудаленного от границ блока при жестком его ограничении; б - то же при нагрузке на верхнюю плоскость блока; в, г - то же, что в "а" и "б" соответственно с приближением очага к верхней плоскости блока; д - поле напряжений вокруг очага сжатия, равноудаленного от границ жесткоограниченного блока; е - то же при нагрузке на верхнюю плоскость; ж, з - то же, что в "д" и "е" с приближением очага к поверхности блока

весьма громоздкие расчеты. Нами для решения этой задачи применен наиболее простой, технически доступный и точный метод поляризационно-оптического исследования напряжений на моделях камер расширения в пластинах упругих (15 %) желатино-глицериновых студней.

Опыты по изучению напряжений вокруг очага расширения, возникающих в ограниченном со всех сторон объеме материала, согласно допущениям Е.Андерсона, производились в пластинах толщиной до 50 мм, помещенных в бокс из органического стекла размером 95 x 170 x 50 мм. В качестве камеры расширения применялись заполняемые водой или воздухом резиновые баллоны сферической формы диаметром до 25 мм. Они помещались в расплавленный материал, после затвердевания которого модель исследовалась в плоском полярископе при повышении и понижении давления.

Для моделирования точечного очага расширения (point dilatation) по Е.Андерсону /42/ применялись микробаллоны диаметром 1 мм. В опыте каждый баллон помещался на конце трубчатой иглы, продвигаемой в материале снизу вверх одновременно с ростом внутреннего давления от 0,1 до 0,5 кг/см² и расширении от 1 до 5-10 мм. Это позволяло более детально изучать условия обособления концентрически-радиального поля напряжений при различном напряженном состоянии среды и на различном расстоянии от поверхности модели (рис. 3). Во всех случаях расширение баллона сопровождалось появлением вокруг него и быстрым ростом числа и порядка концентрических изохроматических полос. Когда они дос-

тигали верхней границы модели, опыт останавливался и производилась съемка изохром и зарисовка изоклин, служащих основой построения сетки траекторий нормальных и касательных напряжений. Эти траектории в случае жестко ограниченного объема изотропного материала, деформируемого изнутри очагом расширения, образуют вокруг него концентрически-радиальную систему, достигающую границ модели, не изменяясь существенным образом. Отмечается лишь слабое выполаживание радиальных траекторий у поверхности модели вправо и влево от ее вертикальной оси. Это несколько отличает полученное поле напряжений от рассчитанного Е.Андерсоном для модели концентрических структур. Нашими опытами /15/ установлено, что эти траектории изгибаются и подходят под прямым углом к верхней границе, как показано автором лишь при условии, когда эта граница нагружена.

При падении давления в камере и уменьшении ее объема общая структура поля напряжений остается в общем неизменной. Уменьшается только число изохром вплоть до полного их исчезновения при возвращении объема камеры к исходной величине, а материала модели в изотропное состояние. Дальнейшее уменьшение объема камеры (откачка жидкости или воздуха) приводит к появлению такой же, как и при повышении давления, структуры изохром и изоклин и подобного расположения траекторий нормальных напряжений, имеющих в этом случае противоположные направления сжатия и растяжения.

Новые данные о формах обособления круговых полей напряжений получены на моделях расширяющегося очага в условиях внешней нагрузки на вмещающую среду. Изохромы, образующие круги по периферии камеры в горизонтальной ненагруженной пластине (см. рис.2), в вертикальном ее положении располагаются в виде концентрических эллипсов, большие оси которых ориентируются вертикально, в направлении давления. Изоклины в верхней части модели, так же как и ранее, расходятся от вертикальной оси, однако на горизонтальной оси они пересекаются в двух равноудаленных от центра точках. По результатам построений эти точки оказываются отрицательными изотропными точками, в которых по известным положениям /30/ напряжения сжатия по величине равны напряжениям растяжения ($\sigma_1 = \sigma_3$; $\tau = 0$).

Среди траекторий нормальных напряжений здесь, в отличие от предыдущих опытов, отчетливо различаются две системы: первая

образует известное по первым опытам концентрически-радиальное поле вокруг камеры расширения. Вторая же система представляет собой участки прямоугольной сетки напряжений, обусловленной нагрузкой сверху. Положение изотропных точек на границе между этими системами линий дает наглядное представление о размерах зоны влияния центрального очага расширения в материале, сжатом в одном направлении (см. рис.2,3).

С увеличением внешнего давления (P_n) изотропные точки приближаются к центру модели; с увеличением внутреннего давления (P_v) в камере они, напротив, постепенно удаляясь от центра, выходят за пределы модели, и поле напряжений во всем объеме приобретает концентрически-радиальную структуру ("вытеснение" внешнего поля). Переходная зона между этими полями напряжений проходит вдоль промежуточных (нодальных) линий, пересекающих изотропные точки. Она выражена резким изгибанием радиальных траекторий с удалением от центра и приспособлением их к прямоугольной сетке напряжений, характерной для сжатого блока.

При падении давления в камере и той же внешней нагрузке структура поля напряжений остается радиально-концентрической, как и в предыдущих опытах в ограниченном блоке. При этом ось удлинения этого поля переориентируется из горизонтального в вертикальное положение, а радиальные траектории изгибаются в сторону от вертикальной оси симметрии модели. Такая картина устойчива до тех пор, пока давление в камере (P_v) превосходит внешнее давление (P_n).

При $P_n > P_v$ начинается деформация камеры и распределение напряжений в ее окрестностях приобретает принципиально новые особенности, характерные для структур прогибания с последующим обрушением над полостями, не поддерживаемыми внутренним давлением. В таких случаях над сводом полости выделяется ограниченное изотропной областью локальное поле, в котором направление растяжения противоположно таковому во всей модели и ориентируется поперечно контуру камеры, обозначая зону возможного развития разрывов отслоения.

Изложенные результаты экспериментов можно привлечь к объяснению механизма образования концентрических и радиальных структур следующим образом:

I. Поле напряжений вокруг очага расширения, имеющего круго-

вое сечение и помещенного в изотропную среду, нагруженную однородно во всех направлениях, образуется системой радиальных траекторий сжатия (σ_1) и концентрических (окружных), параллельных контуру очага траекторий растяжения (σ_3). В соответствии с этим образование трещин разрыва следует ожидать в направлении радиальных траекторий, которые в случае сферического очага расширения образуют над ним систему конических поверхностей, наклоненных к центру и выполаживающихся с удалением от него.

Далее, если предположить, что магматический очаг, апикулярная часть которого имеет форму полусферы, продолжается на глубину в виде цилиндра или расширяющегося конуса, то напряжения, действующие вдоль той же системы траекторий приведут к образованию радиальной системы разрывов, подобных сериям разрывов, выполненных дайками, окружающими Испанский тип в Колорадо, горы Крейци в Монтане /31,43/.

Таким образом можно допустить, что конусовидные концентрические и радиальные структуры, являются структурами, производными одного магматического очага сложной формы на различном гипсометрическом уровне его становления.

Рассмотренное сочетание трещин разрыва и скола в виде конических поверхностей, наклоненных в разные стороны от центра системы, свойственно для очага расширения в замкнутом ненагруженном блоке, в изотропной среде. Эти данные являются экспериментальным подтверждением расчетов Е.Андерсона, приведенных им для верхней субсферической части камеры. Однако для нижней границы камеры, наклоненной под углом, близким к 45° , геологическое значение траекторий скалывающих напряжений автором схемы не рассмотрено, хотя их положение на схеме математически обосновано (см. рис.1). Именно эти субвертикальные направления могут являться основой для заложения крутопадающих кольцевых (цилиндрических) сколов, охватывающих концентрически-радиальную систему разрывов, сформированную ранее над апикулярной частью камеры. Примером этому являются многие кольцевые комплексы Казахстана (Карқаралинский, Улькен-Карақуус, Машан и др.).

2. Результаты экспериментов с нагружением среды, вмещающей расширяющийся (сжимающийся) очаг, наиболее полно отражают природные условия: гравитационное поле, боковое сжатие, сдвиг и т.п., и показывают особенности взаимодействия централизованного

поля напряжений с полями, вызванными внешней нагрузкой. Эти данные позволяют, кроме того, более точно выделить поле, окружающее очаг расширения среди сложных составных полей напряжений, определить характер и степень искажения этого поля и, наконец, оценить размеры зоны его влияния. Надо отметить, что эти положения не были учтены в расчетных построениях Е.Андерсона, принявшего среду, окружающую очаг, невесомой, следовательно, ненапряженной. В то же время данными этих экспериментов подтверждается точность расчетной модели Г.Оде /43/, объясняющей механизм сложного сочетания радиальной и ортогональной систем даек Испанского пика, отражающих взаимодействие поля напряжений, вызванного внедрением цилиндрического очага, и поля, обусловленного региональным давлением со стороны ближайшего горного сооружения.

3. При моделировании "возвратного" механизма деятельности магматического очага установлены существенные различия в структуре поля напряжений, окружающего магматический очаг, при снижении в нем давления до уровня внешней нагрузки ($P_v = P_n$) и до величин, меньших этой нагрузки ($P_v < P_n$).

В первом случае при сохранении концентрически-радиальной структуры поля напряжений и перемене знаков напряжений, сжатие ориентируется вдоль окружных траекторий, что должно вызывать появление в этом направлении не радиальных, а параллельных поверхности магматической камеры трещин разрыва.

Во втором случае выявлены отличия в морфологии поля напряжений, указывающие на принадлежность его к совершенно иному типу полей, характеризующих условия образования кольцевых, конических сбросов, что связано с деформацией полости занимаемой ранее очагом. В связи с этим распределение напряжений в окружающей камеру среде подчиняется закономерностям, свойственным известному механизму гравитационного обрушения. В начальных стадиях этого процесса, возможно, как и в случае нагружения по опыту I, развитие трещин отрыва, субпараллельных контурами камеры, но лишь в сегментовидном участке, прилегающем к своду камеры.

Такой тип обрушения сходен с предполагаемым механизмом выкалывания свода камеры (магматическое обрушение, отщепление) и образования колоколообразных интрузий /25/. После обрушения

присводовой части камеры наиболее вероятным видом нарушений могут явиться крутонаклоненные конические сбросы над полостью, чем, по-видимому, и завершается образование круговых проседаний, сравнимых по форме с кальдерами /41/.

Следует отметить, что почти во всех рассмотренных случаях, исключая механизм гравитационного обрушения, структуры траекторий касательных напряжений оказались сходными собой по форме. Они образуют в вертикальном сечении не замкнутые круговые, а спиралевидные линии, отвечающие развернутым коническим винтообразным поверхностям. Таким образом, положение сколовых нарушений среди кольцевых, концентрических структур на поверхности над очагом остается еще не ясным. Для выяснения соотношений между разрывами и сколами в горизонтальном сечении на поверхности требуются новые геологические наблюдения, расчеты и эксперименты. Началом изучения этой проблемы можно считать работу Е.Дюранса /42/, который на примере анализа конических слоев Арднамерхена показал, что если эти слои занимают разрывы скалывающих деформаций, то они должны лежать вдоль дуг логарифмических спиралей. Именно этими причинами, а не разноэтапным внедрением слоев, имеющих различную в плане кривизну, Е.Дюранс объясняет полицентричность структуры Арднамерхена и приводит расчетные построения, хорошо совпадающие с геологическими картами этого участка.

Изученные модели напряженного состояния представляют в сущности идеализированные схемы простых полей напряжений, возникающих вокруг очага расширения в изотропной и нагруженной среде. Ими, конечно, не исчерпывается многообразие физического влияния магмы на окружающие породы. Совершенно очевидно, что даже собственно механическое воздействие магматического очага существенно осложняется такими факторами, как периодическое изменение знака напряжений в процессе развития отдельных элементов структуры, влияние скорости нагружения и физико-механических свойств пород. По имеющимся данным о формах разрушения горных пород при производстве крупных подземных, в том числе и атомных взрывов/22/, представляющих по существу модель камеры расширения в хрупких породах, отмечается существенная роль скорости деформации в том, что главные сколы и зоны разрушения размещаются не в виде системы радиальных или конических нарушений, а образуют единичную

круговую в плане зону цилиндрического строения. Эта зона подобна структурам трубообразных брекчий и трещинных куполов, описанных В.Перри /24/ в Мексике, Колорадо и Южной Африке. Он вслед за М.Биллингсом /40/ допускает "поршневидное" опускание цилиндрических блоков горных пород в магматическую камеру.

Заключение

Рассмотренные примеры разнородных кольцевых образований, а также результаты анализа моделей магматогенных кольцевых структур позволяют наметить основные задачи дальнейших исследований в этом направлении.

1. Существующие модели магматогенных кольцевых структур наиболее полно характеризуют лишь надвнутрузивный тип этих образований. Теоретическими и экспериментальными данными определены механические условия обособления радиально-концентрических полей напряжений в общем гравитационном и региональном полях. Однако изученные поля напряжений, в конечном счете, являются непосредственным, но не первичным источником центрированных систем рассматриваемых дислокаций. Они отражают в основном круговые формы магматических очагов, первичные механизмы обособления которых в виде центрально-симметричных тел совершенно не изучены.

Еще не созданы физические модели, описывающие механизмы зарождения магм, оформления очагов в условиях разгрузки давления при всестороннем сжатии, движущие силы вязкостно-плотностной инверсии, увеличения объема и других факторов, регулирующих магматические процессы. Экспериментальной проверки требуют статистически обоснованные предположения о трубообразно-вертикальном залегании гранитных плутонов, выдержанном до границы базальтового слоя /23/, что в целом определяет кольцевые формы лобовых связанных с ними структур на различных глубинных уровнях.

Отсюда следует необходимость постановки теоретических и экспериментальных тектонопетрологических исследований механизмов изометрического обособления магматических очагов различных размеров в условиях гетерогенной структуры земной коры и планетарного поля напряжений. Это позволит не только совершенство-

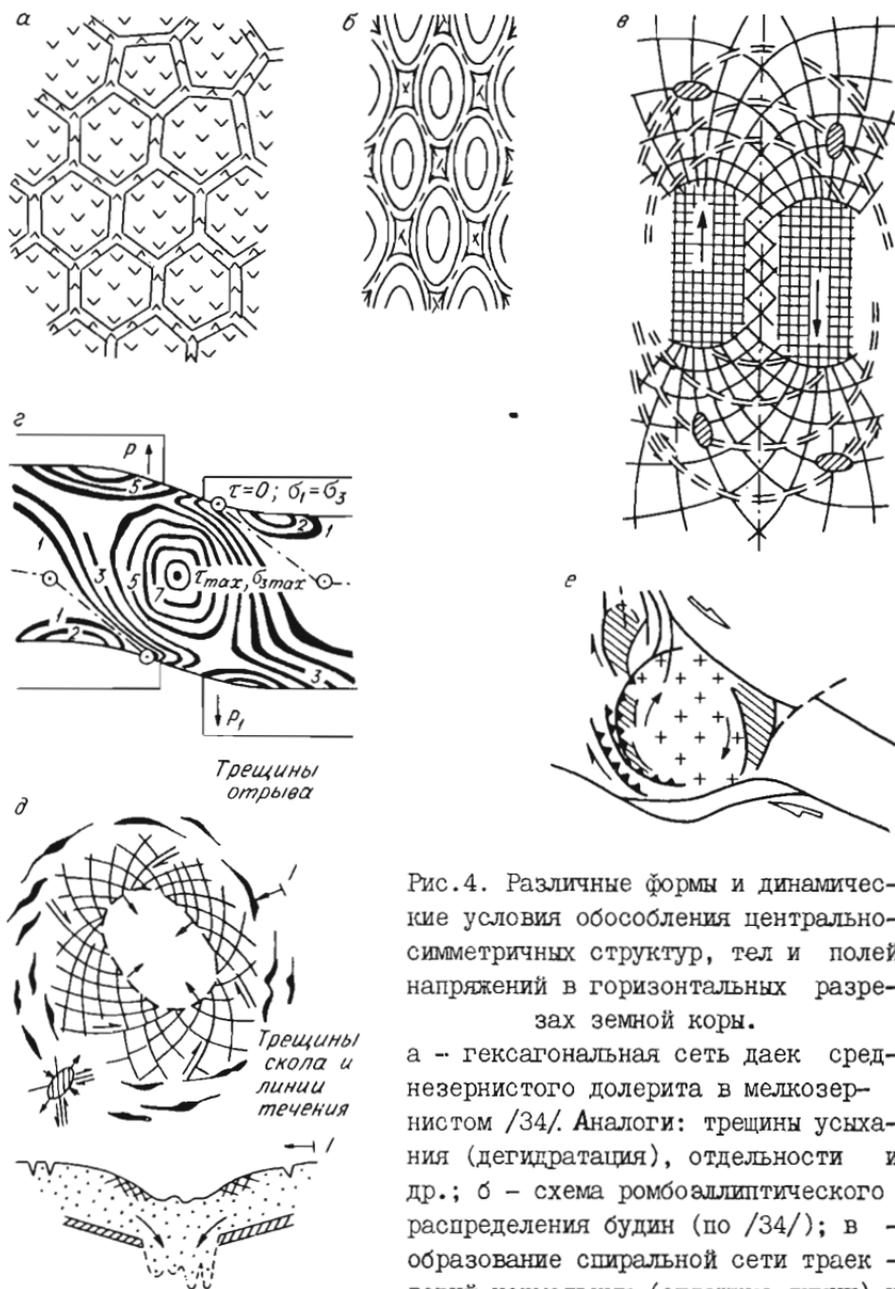


Рис.4. Различные формы и динамические условия обособления центрально-симметричных структур, тел и полей напряжений в горизонтальных разрезах земной коры.

а - гексагональная сеть даек среднезернистого долерита в мелкозернистом /34/. Аналоги: трещины усыхания (дегидратация), отделности и др.; б - схема ромбоэллиптического распределения будин (по /34/); в - образование спиральной сети траекторий нормальных (сплошные линии) и

скалывающих (двойной пунктир) напряжений, огибающих сдвигающиеся тела в однородной среде. Эксперимент /35/; г – концентрическое поле изолиний касательных напряжений (изохромы), возникающее в однородной пластине при горизонтальном сдвиге и изгибе, заданных смещением основания. Эксперимент; д – сочетание круговой и спиральной дислокаций, образуемых при проседании слоя пластичного материала (водонасыщенная глина) над овальной плоскостью. Эксперимент; е – схема образования Кожозерской кольцевой структуры вследствие вращательных движений в зоне широкого сдвига. По В.С.Пржиялговскому и Е.Н.Терехову (см. статью в настоящем сборнике)

вать моделирование локальных кольцевых структур надвнутрузивного типа, но и подвести основу под разработку новых представлений о механизме региональных и гигантских кольцевых образований, выявляемых на поверхности Земли.

2. Аналогичные задачи связаны с изучением крупных кольцевых форм, не имеющих установленных связей с магматизмом, а предположительно образовавшихся в результате иных энергетических процессов, действие которых, по-видимому, также локализовано в изометрических объемах земной коры.

Совершенно новую задачу представляет выяснение динамических условий обособления подобных изометрических форм, ограничивающих протекание различных процессов преобразования и перемещения вещества земной коры и их отношение к проявлениям подобных процессов в линейных формах структур (глубинные разломы, рифты и др.).

Несомненно, что для изучения процессов механического обособления геологических тел, в виде центрально-симметричных образований, необходимо привлекать принципы учения о симметрии /II, 34/, как физическом состоянии материально-энергетического пространства, в котором происходит данное явление /II/. Согласно этим принципам морфологическая симметрия геологических тел определяется состоянием и строением тел и среды, и их относительными движениями, что обуславливает полное или частичное совпадение всех элементов симметрии тела и среды или их несовпадение. Такие обстоятельства вызывают изменение основных черт собствен-

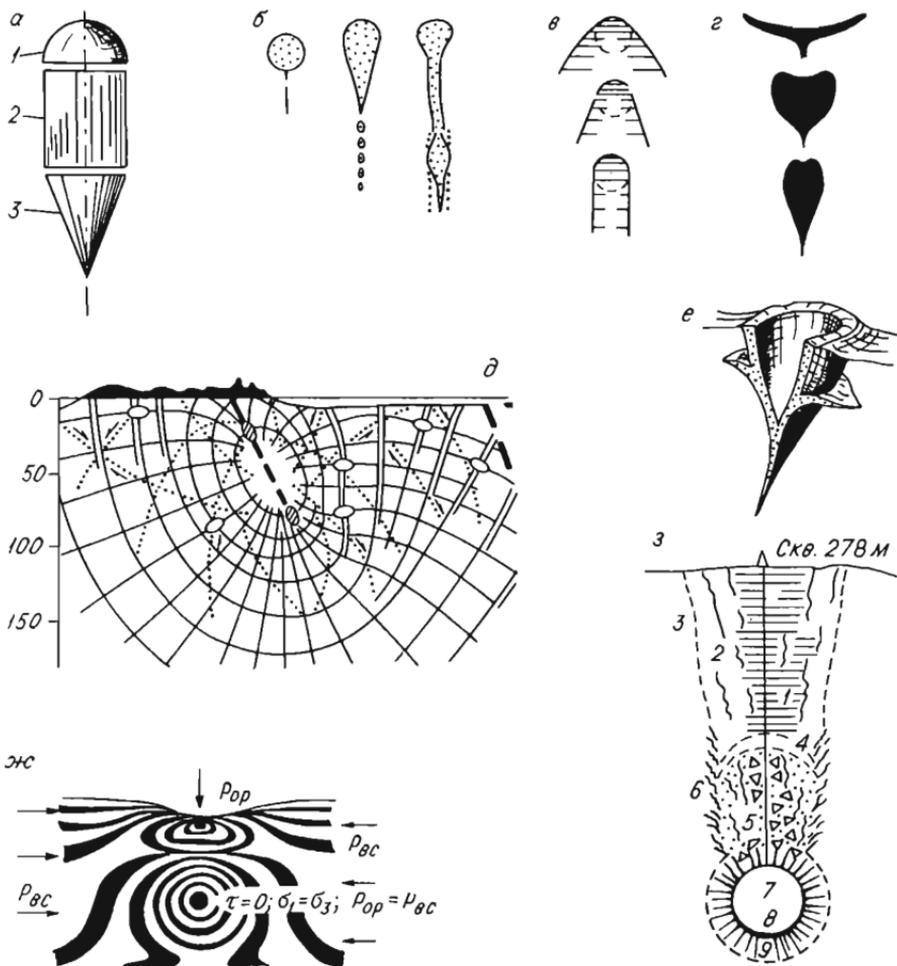


Рис.5. Различные формы и динамические условия обособления центрально-симметричных структур, тел и полей напряжений в вертикальных разрезах земной коры.

а - комбинация элементов предельных видов конечной симметрии шара, (I) цилиндра (2) и конуса (3), характерных для силового поля земной коры; б - формы жидких обособлений, всплывающих в вязкой среде (по /25/); в - предполагаемые и принимаемые в расчетах формы апикальных частей интрузивных магматических камер: сферо-

параболоидальная, сфероконическая, сфероцилиндрическая; г - гипотетические формы плутонов, формирующихся на различных глубинах (по П.А.Балькину); д - концентрически замкнутые и радиальные траектории сжатия и растяжения в поле напряжений, реконструированном по направлениям действия напряжений в очагах землетрясений в разрезе п-ва Камчатка (Авачинский залив, по /34/); е - типичные остаточные формы корневых частей магнетитовых месторождений Ангаро-Илимского бассейна (м-е Капаевское), и частью Алтае-Саянской группы, а также алмазоносных трубок (Мирный). Обобщенный рисунок; ж - обособление центрально-симметричного концентрического поля касательных напряжений (изохромы по равным значениям τ_{max}) в области выравнивания величин ориентированной нагрузки P_{op} и бокового (всестороннего) сжатия P_{oc} на однородный упругий материал. Оптический эксперимент; з - конечные формы разрушения пород при подземных ядерных взрывах системы "Райнир". 1 - зоны трещиноватости, достигающие поверхности; 2 - отдельные трещины; 3 - контуры зоны разрушения; 4 - полости отслаивания при обрушении; 5 - зона интенсивного дробления и обрушения; 6 - зона сдвига пород; 7 - полость взрыва; 8 - сфера расплава; 9 - сфера спрессованных взрывом пород. Обобщение по Нифонтову и др./22/

ной симметрии тел и среды, и определяют резульативные формы симметрии, называемые вынужденной симметрией /34/.

Отсюда при полном совпадении элементов симметрии тела и среды возникают идеальные формы тел с симметрией шара (взвешенные формы газовой-жидких тел в вязкой среде, рис. 4 а). При неполном совпадении, например, в ориентированном вертикально поле земного тяготения, симметрия которого в любой точке земного шара характеризуется фигурой конуса или цилиндра, возникают соответственно конические и цилиндрические формы геологических тел (штоки, батолиты, трубки взрыва, вулканические конусы и т. п.). В обоих случаях образуются предельные виды конечной симметрии тел кругового сечения /35/.

В сложных динамических условиях, создаваемых в земной коре полем тяготения, всесторонним сжатием, температурными напряжениями и другими факторами возникают комбинации классических

форм, сохраняющих круговые сечения в плане (каплевидные астенолиты и диапиры), или трансформирующихся при движении тел в горизонтальной плоскости в элементы криволинейной симметрии /34/ (ромбо-эллипсоидальные, вихревые и спиральные структуры, серповидные тела и др.).

Таким образом, принципиальные положения о симметрии геологического пространства, определяя генетическую основу классификации форм геологических тел, в том числе и центрально-симметричных, существенно расширяют представления о структурно-динамической эволюции этих форм, и способствуют выбору правильных методических подходов к физическому моделированию механизма их образования.

3. Необходимо дальнейшее развитие работ по моделированию круговых, дугообразно-спиральных структур, возникших в результате горизонтальных движений земной коры, вызванных как глубинными источниками, так и связанными с вращением Земли. Ближайшая задача моделирования таких механизмов состоит в изучении особенностей распределения напряжений в крупных блоках земной коры, приобретающих в широких зонах региональных сдвигов круговые формы вследствие вращательных перемещений или путем формирования спирально-дуговых систем дислокаций в стационарном поле напряжений.

Гипотетические схемы, природные и экспериментальные примеры обособления изометрических и центрально-симметричных тел в различных динамических условиях в общем виде представлены на рисунках 4 и 5. Даже неполная сводка подобных примеров (исключены известные наиболее распространенные вулканоплутонические, ударно-метеоритные и другие структуры) раскрывает широкое разнообразие центрально-симметричных образований и ориентирует на постановку новых задач по их выявлению, исследованию и моделированию.

В целом, конкретные методические задачи моделирования механизма разнородных кольцевых структур будут, по-видимому, определяться темпами решения общего и важного в современной геологии вопроса изучения динамических условий создания и обособления изометрических тел и энергогенерирующих объемов в земной коре и верхней мантии.

Литература

1. Абдуллин А.А., Абдрахманов К.А., Авдеев А.В. Центральнo-кольцевые структуры Казахстана, их типы и механизм формирования. Изв. АН КазССР, Сер. геол. Алма-Ата: Наука, 1972, № I, с. I-I8.
2. Абрамович Г.Я. Геологическая сущность кольцевых структур.- В кн.: Кольцевые структуры земной коры. Иркутск: Изд.Вост.-Сиб. фил.СО АН СССР, 1978, с.5-21.
3. Василевский М.М. Структуры разрушения и прогноз рудоносности. М.: Наука, 1982. 152 с.
4. Гинтов О.Б., Гутерман В.Г., Симоненко Т.Н. Древняя структура земной коры и кольцевая зональность аномального магнитного поля.-В кн.: Геофизический сборник, № 73. Киев: Наукова думка, 1976, с.37-45.
5. Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли.-Геотектоника, 1973, № 2, с.3-8.
6. Глуховский М.З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири. - В кн.: Кольцевые структуры земной коры. Иркутск, 1978, с.22-38.
7. Доливо-Добровольский А.В. К вопросу об изучении кольцевых структур по космическим снимкам.-В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геол.и геоморфол.Т.2. М.: ВИНТИ, 1974, с.90-93.
8. Елисеев Н.А. Структурная петрология. Ленинград: Изд. ЛГУ, 1953. 309 с.
9. Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю. Метеоритная структура в Центральном Казахстане и ее магморудоконтролирующая роль. - ДАН СССР, 1974, т.218, №1, с.167-170.
10. Зейлик Б.С., Сейтмуратова Э.Ю. Метеоритные структуры Казахстана и ударно-взрывная тектоника.-Изв.АН КазССР. Сер. геол., 1975, № I, с.62-75.
11. Кюри П. Избранные труды. М-Л.: Наука, 1966. 400 с.
12. Ли Сы-гуан, Сунь Дянь-цин, У Лей-бо и др. Вихревые и другие структуры вращения и проблемы сочетания тектонических систем. М.: Госгеолиздат, 1960. 120 с.
13. Ли Сы-гуан. Вихревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем северо-западного Китая. М.: Госгеолиздат, 1958. 130 с.

14. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971, т.2. 382 с.
15. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Механизм образования концентрических структур над магматическим очагом.—Геол.и геофиз.,1974, № 10, с.3-19.
16. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Проблемы генезиса вертикальных концентрических структур по данным моделирования.—В кн.: Палеовулканологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1976, с.13-24.
17. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Систематика и механизм образования концентрических структур.—В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976, с.163-170.
18. Максимов Е.П. Мезозойские кольцевые магматические комплексы Алданского щита.—Изв. АН СССР. Сер.геол.,1972, № 3,с.33-43.
19. Мошинская И.П. Кольцевые магнитные аномалии Русской плиты и их связь с кольцевыми магматическими комплексами.—В кн.: Прикладная геофизика, вып.90. М.: Недра,1978,с.135-146.
20. Надаи А. Пластичность и нарушение твердых тел. Т.2. М.: Мир, 1969. 863 с.
21. Невский В.А. Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования.—Изв. АН СССР. Сер.геол., 1971, № 5, с.47-62.
22. Нифонтов Б.И., Протопопов Д.Д., Ситников И.Е., Куликов А.В. Подземные ядерные взрывы. М.: Атомиздат,1965. 160 с.
23. Паталаха Е.И., Колмогоров Ю.А. К проблеме морфогенеза гранитоидных плутонов Казахстана.—ДАН СССР, 1975. Т.223, № 2, с.442-445.
24. Перри Д.В. О генезисе трубообразных брекчиевых тел. М.: ОНТИ ВИМС, 1962. 26 с.
25. Робертс Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы.—В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с.230-283.
26. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. Киев: Наукова думка, 1972. 183 с.
27. Соловьев В.В. Морфоструктуры центрального типа в связи с некоторыми аспектами глобальной тектоники и металлогении.— В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973,

28. Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973. 184 с.
29. Томсон И.Н., Ходак Ю.А., Хорошилов Л.В. Кольцевые структуры Земли и Луны (опыт сравнительного планетологического исследования).—Сов. геол., 1968, № 9, с.73–87.
30. Фрохт М.М. Фотоупругость. М.–Л.: Госгеолиздат, т.1, 1948. 432 с.; т.2, 1950. 448 с.
31. Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 478 с.
32. Чижова Н.Г. Кольцевые морфоструктуры и их роль в локализации эндогенного оруденения.—В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., 1973, с.151–155.
33. Чурилин М.А. Спиральные системы геологических структур и некоторые приемы их выявления.—В кн.: Тектоника Сибири. Т.УШ. Новосибирск: Наука, 1980, с.73–80.
34. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. Л.: Недра, 1975. 144 с.
35. Шаратов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило–Камчатского региона. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
36. Шульц С.С. Концентрические сводовые структуры Приаралья и Кызылкумов на космических снимках, получаемые с пилотируемой орбитальной станции "Салют". Геол.геоморф. Т.2. М., 1974, с.88–90.
37. Яковлев Н.А., Скублова Е.В. Дешифрирование космических снимков с целью выявления кольцевых вулcano–плутонических структур и изучения закономерностей их размещения.—В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геол. и геоморф. Т.2. М., 1974, с.83–88.
38. Anderson E.M. The dynamics of the formation of cone-sheets, ringdykes and cauldron-subsidences.—Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1935–1936, v.56, pt.2, p.128–157.
39. Bailey E.B., Clough C.T. et al. Tertiary and post-tertiary geology Mull, Loch Aline, and Obane.—Memoirs of the Geol. Surv., Scotland, 1924.—445 p.
40. Billings M.P. Mechanics of igneous intrusion in New Hampshire.—Amer. Jour. of Sci. 1945, v.234-a, p. 40–68.

41. Chapman R.W. and C.A. Cauldron subsistence at Ascutney Mountain Vermont.—Geol. Soc. Amer. Bull., 1940, v. 51, p.191-212.
42. Durrance E. Photoelastic Stress Studies and their Application to a Mechanical Analysis of the Tertiary Ring-Complex of Ardnamurchan, Argllshire.—Proc.of the Geol.Assoc. of London, 1967, v. 78, pt. 2, p. 289-319.
43. Ode H. Mechanical Analysis of the Dike Pettern of the Spanish Peaks Area, Colorado.—Bull.Geol. Soc. Amer.,1957, v.68, N 5, p.567-576.
44. Robson G.R., Barr K.G. The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body.—Bull. volcnaolog., 1964, v. 27, p. 315.

В.В.Ружич, Ю.И.Днепровский,

В.А.Саньков, В.А.Трусков

РАЗЛОМНЫЕ УЗЛЫ, ИХ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И РОЛЬ
В ПРОЦЕССАХ ДЕСТРУКЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ
РИТОВОЙ ЗОНЫ

При изучении процессов деструкции крупных блоков земной коры необходимо выяснить, каким образом взаимодействуют растущие разрывные нарушения друг с другом, а также с более ранними дизъюнктивами. Поскольку деформирование и разрушение горных масс во многом зависит от кинетики роста разломов, то изучение их взаимодействия становится актуальной задачей геотектоники, тектонофизики и ряда других прикладных геологических направлений. Предполагается, что при взаимодействии растущих разрывов процессы деструкции и связанные с ними динамические явления, например, горные удары и землетрясения, могут идти как по пути ослабления несущей способности массивов горных пород, так и их упрочнения. Есть основание предполагать, что количественные параметры распространения и ранговой представительности разломных

узлов (РУ) отражают в определенной мере закономерности существующей иерархии в блоковой делимости земной коры. Поэтому изучение РУ является важной задачей разработки общей теории разрушения горных масс при геологических процессах.

Под термином "разломный узел" исследователи понимают место пересечения или сочленения двух или более разрывных нарушений, существенно отличающихся азимутами простирания. Если один из разрывов имеет признаки разрастания, то такой РУ считается активным.

Интерес к ним исследователи проявляют давно и, особенно, в последние десятилетия в связи с повышенной рудоносностью и сейсмической активностью этих структур, а также в связи с оценкой их роли в процессах разломообразования в земной коре Байкальской рифтовой зоны и влияния на характер высвобождения энергии сейсмических колебаний /2,4,9,10/. Плотность РУ в регионе с учетом рангов разломов, определялась по специальной карте, где фиксировались разломы протяженностью более 10 км, разделенные по длинам на три ранга: генеральные (81-100 и более км), региональные (41-80 км) и локальные (10-40 км) /18/. Согласно зависимости между наибольшими линейными размерами очагов землетрясений и их энергиями /13/ рангу генеральных разломов будут соответствовать I7-I8-й энергетические классы землетрясений, региональных - I5-I6-й и локальных - I3-I4-й. Физический смысл такой классификации разломов по рангам подразумевает то предельное количество упругой энергии сейсмических волн, которое освобождается при одноактном образовании разломов определенной длины. Нами выделены 9 вариантов взаимных пересечений разрывов разных рангов (см. таблицу), составляющих 6 основных (подчеркнуты) и три дублирующихся типа разломных узлов. Площадное распределение РУ определялось путем подсчета общего количества РУ на территории Байкальской рифтовой зоны по квадратам со стороной 60 км.

В результате выяснилось, что если оценивать плотность РУ не учитывая ранговых различий, то наибольшие ее значения отмечаются на северо-восточном фланге рифтовой зоны, наименьшие - на юго-западном. Однако более объективными будут оценки плотности РУ с учетом их размеров, поскольку и в структурно-тектоническом, и в сейсмотектоническом аспектах значимость крупных и мелких РУ

Ранговая классификация разломных узлов

Ранг разломов и интервалы их длины	Буквенные обозначения рангов разломов	Ранги разломных узлов (варианты пересечений)		
Генеральные 8I-100 км и более	А	<u>АА</u>	<u>АБ</u>	<u>АВ</u>
Региональные 4I-80 км	Б	БА	<u>ББ</u>	<u>БВ</u>
Локальные 10-40 км	В	ВА	ВБ	<u>ВВ</u>

различна. Для придания дифференцированных весовых оценок РУ различных рангов, мы вновь прибегли к формализации, исходя из соотношения общих площадей разрывов в узле, взятых как сумма квадратов их средних длин, соответствующих размеру очагов с $K = 17,5; 15,5; 13,5$. В этом подходе важно было установить относительную весовую значимость каждого ранга в сравнении с другими рангами. В итоге для рангов АА, АБ, АВ были соответственно установлены весовые значения 34; 25; 18, а для трех других рангов, в порядке убывания размеров, оценки равнялись 16; 9 и 2, т.е. ранг АА имеет вес в 17 раз больший, чем ранг ВВ. После подсчета суммарных значений плотности РУ в каждом квадрате (палетке) территории площадью 3600 км² и составления карты распределения узлов с учетом весов их рангов установлено, что максимальные значения плотности устанавливаются на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны, минимальные – на юго-западе, а также определено положение достаточно крупных узлов. При этом выяснилось, что соотношение между крупными, средними и мелкими узлами в каждом участке региона примерно одно и то же, т.е. крупных узлов больше там, где много и средних, и мелких. Максимальная плотность РУ проявлена в местах, где отмечается дискордантное соотношение древних и новейших структурных элементов, а минимальное – в районах с ярко выраженной унаследованностью. Следовательно, показатель плотности РУ можно использовать в качестве объективного количественного критерия в оценках при вы-

яснении соотношения разновозрастных структур /15/. В итоге отмечается, что на юго-западном фланге значения плотности РУ составляют 28 % от общей величины для региона, в центральной части рифтовой зоны 32 %, а на северо-восточном фланге 40 %. Именно в пределах последнего происходит переход новейших рифтовых структур из Саяно-Байкальской складчатой области в пределы Алданского щита Сибирской платформы.

Расчет частоты встречаемости разломных пересечений различных рангов рассматриваемой территории показал, что наибольшее распространение отмечается для рангов ВВ, БВ и ББ. Далее, в порядке уменьшения, идут ранги АВ, АВ и АА, что соответствует последовательности чисел: 324, 308, 300, 128, 79, 68. По ним видно, что крупные РУ встречаются примерно в 4-5 раз реже, чем мелкие, в особенности на детальных картах, где число мелких РУ имеет еще большее преобладание над крупными за счет узловых пересечений разрывов с длинами ниже 10 км.

Дальнейшее исследование РУ и их роли в процессах разломообразования проводилось путем статистического анализа и экспериментального изучения механизмов взаимодействия разрывов в местах пересечений. В качестве модельного материала взяты желатиновые студни различной концентрации, обладающие высокой упругостью и прозрачностью. Это позволило следить за механизмом взаимодействия трещин внутри модели на разных стадиях деформирования. Учитывая высокие упругие свойства материала и небольшую длительность экспериментов, процесс разрушения моделей можно считать подобным процессам хрупкого разрушения горных пород, протекающим в последнюю стадию подготовки землетрясения, включая сам момент землетрясения и афтершоковую деятельность.

Изучение взаимодействия трещин проводилось на модели размером 10x10x8 см, где наносились зародышевые трещины определенных размеров и простираний, которые в процессе дальнейшего деформирования в условиях сжатия или растяжения росли и вступали во взаимодействие друг с другом. При этом фиксировались уровень напряжений на модели и показания величин деформации, а также изменения параметров трещин при их разрастании и взаимодействии. Измерения проводились на всех стадиях деформирования модели и фиксировались записывающими приборами.

В ходе разрушения отмечались спады напряжений в модели, соот-

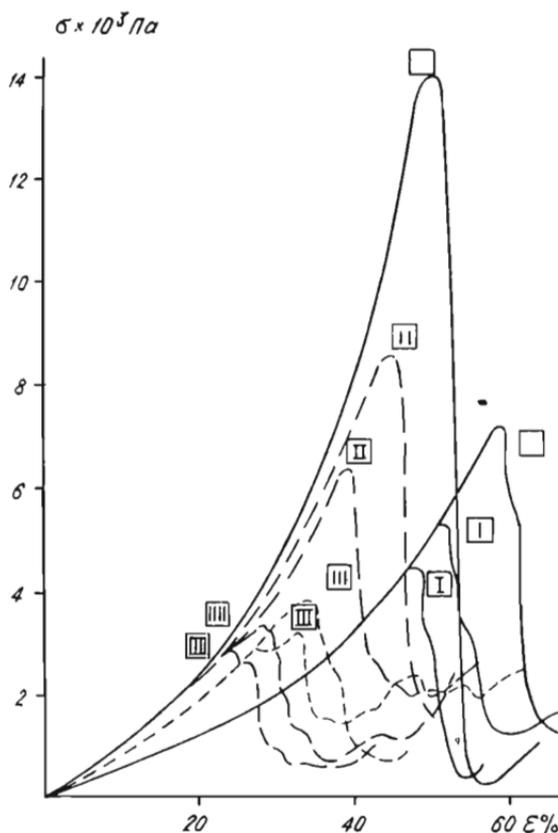


Рис. I. Изменение физико-механических характеристик при деформации желатиновых моделей в зависимости от степени их нарушенности трещинами и взаимной ориентировки последних.

Пустым квадратом обозначаются модели без трещин, квадрат с одной линией — модель с одиночной трещиной и т.д. Модели, упрочненные поперечными трещинами, показаны в виде квадратов с пересеченными линиями. Пунктиром и сплошной линией показаны модели с соответственно более высокими и низкими значениями модуля упругости

ответствующие развитию трещин и их взаимодействию предшествующему стадии разрушения. Для выяснения условий разрушения модели и изменения ее напряженного состояния, наряду с трещиноватыми исследовались и условия разрушения монолитных моделей с такими же размерами. На рис. I, приведен график "деформация — напряжение" одной из серии испытанных образцов, где можно видеть, каким образом при одноосном сжатии происходило изменение напряжений и деформации на разных моделях — монолитных и с трещинами. Существенно то, что ослабление прочностных и упругих свойств модели происходило соответственно увеличению размеров нанесенных трещин, параллельных оси главных нормальных напряжений сжатия. Однако те модели, в которых развитие продольных трещин тормозилось трещинами поперечными

оказывались относительно более устойчивыми к трещинообразованию.

Как легко заметить предельные напряжения, характеризующие прочность моделей на представленном графике, весьма различны в зависимости от наличия трещин в модели. Причем, в моделях с нанесенными трещинами прочность и характер разрушения в немалой степени зависят от их взаимного расположения и ориентации по отношению к осям главных напряжений. Наличие 2-х продольных по отношению к оси сжатия трещин снижает прочность модели почти в два раза, а 4-х - в четыре раза. Однако, когда из 4-х трещин две являются поперечными и ограничивают рост продольных трещин, то прочность модели уменьшается не в четыре, а в два раза. Подобное явление характерно для всех проведенных серий экспериментов и воспроизводится при вариации с различным числом трещин в моделях с разными упругими и вязкими параметрами.

Проследивая поведение модели на ниспадающей части кривой, можно заметить, что бестрещинная модель накапливает при деформировании больший запас упругой энергии, чем модель с трещинами. Разрушение такой модели происходит быстро и сопровождается падением напряжений почти до нуля, что связано с мгновенным высвобождением запасенной упругой энергии. В моделях с продольными трещинами разрушение происходит при меньших деформациях и, чаще всего, путем поочередного формирования трещин с соответствующими ступенчатыми спадами напряжений. При наличии препятствующих трещин, разрушение модели приостанавливалось, не доходя до полного, что видно на графике. Таким образом, в результате испытания моделей с различным числом трещин, в том числе ограничиваемых трещинами-препятствиями, выяснено, что наличие поперечных трещин затрудняет рост трещин продольных и, что модель с узлами трещин оказывается более прочной, чем с одними продольными трещинами. Ее разрушение происходит при более высоком уровне напряжений, быстро и энергично. Стоит отметить снижение эффекта торможения продольных трещин поперечными по мере роста числа исходных трещин. Во всяком случае, для наших условий эксперимента установлено однозначно, что в модели, сильно нарушенной множеством трещин и их узлов, что напоминает сложный разломный узел, разрушение начинается с более низкого уровня предельных напряжений и сопровождается многочисленными, но сравнительно мелкими спадами напряжений в модели. Соответственно такими же

порциями выделяется и упругая энергия, адекватная размерам трещин. Эта особенность разрушения одиночных узлов трещин в отличие от их совокупности, на наш взгляд, представляет интерес с точки зрения сейсмотектоники.

Наряду с исходной нарушенностью модели ее прочностные характеристики зависели от ряда других причин. С увеличением модуля Юнга и вязкости соответственно росла прочность модели. В итоге, модель с более высоким модулем упругости при деформации накапливала больше упругой энергии, что приводило к более интенсивному выделению последней и быстрому разрушению.

Во второй стадии экспериментов на прозрачных моделях изучались механизмы взаимодействия растущей продольной трещины и поперечной, являющейся препятствием. При этом возникла ситуация,

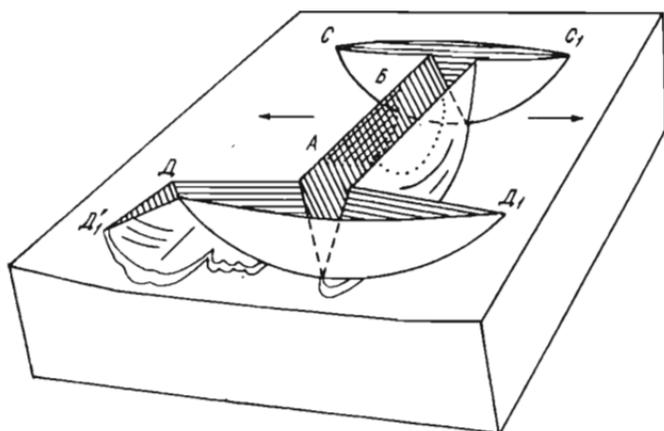


Рис.2. Схема модели взаимодействия продольной трещины растяжения с поперечными дислокациями CC_I и DD_I .

Буквами АБ показана "зародышевая" дислокация, из которой проросла продольная трещина. DD_I - дислокация отрыва, возникшая при трансформации раздвиговых подвижек продольной трещины в сдвиговые на препятствии DD_I . Этот вид взаимодействия трещин рассматривается как обход сбоку

когда новая трещина обходила старую поперечную трещину снизу, сбоку или путем прорыва через поперечную, в случае сильного ее сжатия. Последний механизм имел место при деформации в условиях одноосного сжатия, когда трещина-препятствие имела значительные размеры — глубину и длину. При этом обход ее сбоку или снизу требовал больших затрат энергии при значительно возросшей из-за сжатия силе трения. Обход трещины — препятствия сбоку (рис. 2) отмечался в случаях, когда она имела большую глубину, ограниченную длину и небольшое трение при поскальзывании вдоль стенок за счет смазки. Наиболее благоприятные условия для обхода снизу возникли на трещинах-препятствиях с ограниченной глубиной, но при достаточно большой длине. Было отмечено, что после встречи продольной трещины с таким препятствием, ей понадобилось увеличить свою глубину и длину более чем в два раза, а площадь ее возросла при этом примерно в четыре раза. Это, соответственно, происходило при использовании дополнительной энергии трещинообразования, пропорциональной увеличению площади растущей трещины. Далее, после соответствующего накопления энергии, был совершен обход кромки препятствия снизу, путем быстрого прорастания трещины на участке с другой стороны препятствия. При этом был отмечен спад напряжений, соответствующий размерам приращения площади трещины и не превышающий по величине первых процентов от напряжений, равных пределу прочности модели. Измерения показали, что прирост площади трещины на стадии быстрого обхода препятствия снизу составлял примерно 8–10 % от всей ее площади. Поэтому, при таком обходе импульс выделившейся упругой энергии разрушения сравнительно невелик. Сходные оценки соотношения прироста площади трещины от начала подготовки обхода и до его завершения получены для двух других механизмов обходов.

Важно отметить наблюдаемые в эксперименте фазы взаимодействия трещин и соответствующего изменения напряженного состояния модели. В первую фазу, когда растущая трещина выходит на плоскость трещины-препятствия, отмечается ускорение ее роста, и, едва заметный в условиях эксперимента, спад напряжений. Рост трещины затормаживается и начинается вторая фаза взаимодействия, связанная с общим повышением напряжений в модели в соответствии с увеличением нагружения на нее. Остановленная трещина начинает медленно расти в свободном от препятствий пространстве на фоне

возрастающего напряженного состояния модели. В момент достижения определенной критической длины и уровня напряжений, вблизи фронта трещины начинается третья фаза взаимодействия трещин – стадия обхода. По длительности она намного короче двух первых и характеризуется при этом быстрым приращением площади с соответствующим спадом напряжений и высвобождением части запасенной упругой энергии. В заключительную четвертую фазу, если деформация модели продолжается, может происходить дальнейшее медленное прорастание трещины, совершившей обход, если уровень напряжений и запас упругой энергии в модели достаточны для этого.

Во второй стадии экспериментов напряженное состояние в деформируемой модели, где одни трещины тормозят развитие других, изменяется в зависимости от того, на какой фазе взаимодействия трещин идет процесс деформирования модели. Наиболее высокий уровень напряжений в модели отмечается в конце второй фазы, самый низкий – после завершения третьей фазы обхода. Поэтому очевидно, что энергетический потенциал Т-образного сочленения трещин заметно выше, чем крестообразного, у которого обход препятствия уже завершен. В случаях, когда препятствующие трещины примерно равны по размерам трещине растущей или больше нее, может наступить полное торможение активной трещины, т.е. ее "запирание". При этом отмечалось максимальное для данного размера трещин упрочнение модели, и ее разрушение, чаще всего, происходило по другим дефектам.

Таким образом, экспериментальное изучение позволило выявить стадийность и четыре основных механизма взаимодействия трещин в местах их Т-образного сочленения. Возможны и комбинации этих механизмов. К четвертому типу механизмов РУ мы относим взаимодействие трещин в условиях "запирания", т.е. при полном взаимном блокировании дислокаций. В этом случае повышенное напряженное состояние в модели сохраняется до наступления разрушения модели по другим дефектам. Эти особенности взаимодействия растущих трещин с трещинами-препятствиями при Т-образном сочленении – хорошо известны по данным в механике и знакомы экспериментаторам, изучающим формы разрушения горных пород/3/. Это также позволяет предполагать аналогию явлений взаимодействия дислокаций, отмеченных при моделировании, и реальных разломов в земной коре.

Анализ полученных в экспериментах результатов указывает на необходимость постановки новых задач, требующих дальнейших экспериментальных работ. В первую очередь это касается необходимости оценки силы сцепления (F) берегов трещины-препятствия. Ее величина зависит от наличия смазки, модельного материала, размеров трещины, ее морфогенетического типа, характера поля напряжений, ориентировки прикладываемых усилий, а также ряда других факторов. В свою очередь, сила трения, в зависимости от ее соотношения с растягивающим усилием, контролирует механизм взаимодействия трещин вплоть до полного блокирования растущей трещины. Несомненно, что и в природных условиях показатель F в разломах-препятствиях также существенно меняется. Особенно существенно он меняется в зависимости от всестороннего давления и наличия флюидной фазы в зоне разлома. Исследование роли этих факторов выходит за рамки данной работы, поскольку требует отдельного углубленного рассмотрения.

Вернемся к анализу РУ в реальной геолого-структурной обстановке. С точки зрения выявленных экспериментальным путем механизмов взаимодействия трещин, было установлено следующее соотношение типов РУ в пределах региона. Наиболее распространены узлы Т-образного типа, в меньшей мере - крестообразные и те, в которых отмечено сочленение разрывов под углами менее 45° . Разрывы, блокированные с двух сторон, редко встречаются среди рангов РУ типа АА, АБ и АВ. Чаще всего они отмечены среди рангов ББ, БВ и ВВ, но и там они имеют второстепенное значение. Учитывая характер изменения напряжений для разных стадий взаимодействия разрывов, можно заметить, что в сеймотектоническом аспекте определяющая роль в становлении напряженного состояния геологической среды в области РУ принадлежит Т-образному типу. В то же время необходимо обращать внимание на "блокированные" узлы рангов ББ, БВ, ВВ, где также могут проявляться высокие концентрации эпицентров землетрясений.

Именно эти два типа узлов - Т-образный и блокированный способны существенно влиять как упрочняющие элементы в структуре земной коры на ее напряженное состояние.

Нами были проведены расчеты величины удельной плотности сейсмической энергии, выделяющейся на 3-х разных участках региона - юго-западном и северо-восточном флангах и в центральной

части рифтовой зоны /15/. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в рассмотренных больших участках Байкальской рифтовой зоны уровень сейсмической активности возрастает в соответствии с ростом плотности РУ. Это можно расценивать как важный аргумент в пользу правильности выводов о их роли в становлении более высокого уровня напряженного состояния земной коры, в частности на северо-восточном фланге рифтовой зоны.

Проведенные нами измерения и расчеты по экспериментальным данным позволяют предполагать, что величина упругой энергии, высвобождаемой в фазу обхода, даже в крупном узле трещин имеет ограниченные значения. Она эквивалентна величине прироста новой площади разрыва в конце второй фазы обхода, которая примерно на порядок меньше суммарной площади взаимодействующих дислокаций. Следовательно, мало оснований ожидать, что очаги с энергией $K \geq 17$ способны возникать только за счет энергетических ресурсов при взаимодействии разломов самого крупного узла. Фиксируемое во многих случаях тяготение очагов сильных землетрясений к РУ логичнее объяснить повышением уровня напряженного состояния и возникновением стартового разрыва, из числа наиболее подготовленных в этом месте. При этом высвобождается упругая энергия деформации, запасенная в достаточно большом объеме земной коры, прилегающей к узлу пересечения. В дальнейших работах по оценке сейсмического потенциала РУ необходимо более углубленное их изучение с дифференциацией не только по размерам, но и морфологии. В частности, Т-образный и заблокированный типы узлов, очевидно, имеют существенно более высокий сейсмический потенциал по сравнению с крестообразным (неблокированным) того же ранга, который уже прошел фазу наиболее интенсивной генерации упругих волн.

Особое внимание следует уделять заблокированным активным разломам, когда возникает так называемый запертый тип РУ, способный длительное время находиться в неустойчивом высоконапряженном состоянии. Подобный тип РУ по сеймотектоническим признакам отмечается, например, в районе западной окраины Муйской впадины, где Келяно-Ирокиндинский глубинный разлом северо-западного простирания играет роль блокирующего препятствия для активных разломов северо-восточного простирания.

Стоит отметить, что проницаемость для флюидной фазы в зоне

заблокированного, но активного разлома должна быть существенно повышенной и благоприятной для отложения руд.

После того, как было показано значение PV как структурного элемента, упрочняющего геологическую среду, определенным образом влияющего на ее деформационные свойства и кинематику процесса деструкции, обратимся к конкретному анализу связей с сейсмическим процессом. Для количественных сопоставлений нам необходимо преобразовать в удобный вид некоторые параметры PV и сейсмичности. Прежде всего, нужно отразить площадное распределение значений энергии землетрясений не только за инструментальный период, но также за исторический и доисторический. Последний можно охарактеризовать, используя данные сейсмогеологов Института земной коры СО АН СССР о распространении палеосейсмодислокаций, изложенные в ряде монографий /5, 17/ и в новом каталоге сильных землетрясений на территории СССР /11/. Разбив всю рассматриваемую территорию региона на квадраты 60×60 км, мы брали из каждого квадрата значения плотности PV с учетом их рангов и все известные значения энергии сильных землетрясений, упоминаемые в новом каталоге за период порядка тысячи лет, если иметь в виду возрастной диапазон палеосейсмодислокаций. Таким образом, в выборку для сопоставлений попали 47 квадратов, где расположены один или несколько эпицентров землетрясений с $K = 12-18$. Энергия попадающих в палетку нескольких землетрясений суммировалась. Для удобства расчетов брались значения K , уменьшенные на 11, т.е. $K_{\text{прин.}} = K-11$, поскольку, землетрясения с энергией меньше $K = 12$ не учитывались.

Это обусловлено тем, что для исторических и доисторических землетрясений эти значения $K = 11$ неизвестны, а с другой стороны, в расчетах не фигурировали разрывы с длинами менее 10 км. Таким образом, землетрясения с $K = 17$ получали оценку 6, $K = 16$ оценивались значением 5 и т.д. В итоге, после соответствующей обработки данных, мы получили возможность количественно оценить связь параметров PV с энергией землетрясений, выраженной параметром $\sum K$ в условных единицах. Все расчеты проводились А.А.Бабичевым на ЭВМ БЭСМ-6. Было установлено, что имеется значимая связь $\sum K = f(\rho)$, где ρ - плотность PV с учетом рангов, описываемая лучше всего кубическим уравнением вида:

$$\sum K = 5,3 - 0,013\rho + 0,00009\rho^2 - 0,00000008\rho^3; R = 0,65$$

Лучшие результаты получаются, если значение ρ скорректировать путем дополнительного учета значений градиентов скорости вертикальных тектонических движений (q), которые были взяты по данным С.В. Ласточкина / 8/. Для разных участков региона они колебались в пределах $0,1-1,1 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$. Такой подход оправдан, если учитывать, что активность РУ во многом определяется новейшими движениями, отражающими уровень интенсивности неотектонических деформаций коры. Поэтому процесс корректировки значений плотности РУ сводился к умножению ρ на максимальные показатели q в каждом отдельном квадрате в виде коэффициента, колеблющегося в пределах $0,1-1,1$ (значения q были умножены на 10^8). Таким образом, параметр плотности РУ был объединен с градиентом q и его можно называть объединенным параметром (ρq).

Интересно заметить, что линейная и квадратичная зависимости $\Sigma K = f(q)$ для данной выборки не являются значимыми. Но тем не менее хорошо заметна приуроченность сильных землетрясений к тем районам, где градиент скорости выше $0,4 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$, а наиболее высокая их концентрация отмечается в местах $q = 0,8-1,1$ год $^{-1}$. Связь объединенного параметра ρq и ΣK более очевидна. Она хорошо может быть описана линейным уравнением регрессии вида

$$\Sigma K = 3,39 + 0,012 \rho q, \quad R = 0,635.$$

С помощью графопостроителя БЭСМ-6 по программе, усовершенствованной А.А. Бабичевым, построена карта распределения параметра ρq в пределах Байкальской рифтовой зоны (рис. 3). Для наглядности на нее вынесены эпицентры сильных землетрясений /II/. Анализ карты указывает на отчетливую тенденцию группирования эпицентров землетрясений в местах повышенных значений параметра ρq , хотя некоторые землетрясения попадают и в области низких значений. Последние относятся в основном к доисторическим землетрясениям, эпицентры которых могут быть установлены с невысокой точностью. Примечательно, что обсуждаемая карта по расположению высоких и низких значений изолиний имеет много общего с картой сейсмической активности по A_{10} С.И. Голенецкого /17/. Расчеты показали, что и с осредненными по площади палетки значениями A_{10} параметр ρq имеет значимую связь вида

$$A = 0,61 \rho q - 9,16$$

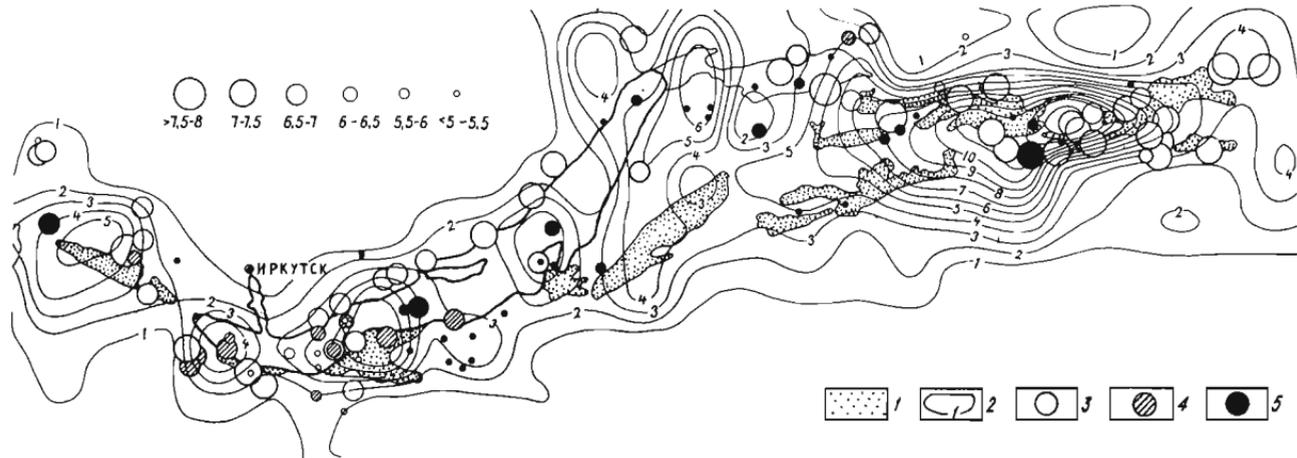


Рис.3. Карта распределения значений объединенного параметра ($\rho\varphi$) для Байкальской рифтовой зоны.

1 - кайнозойские рифтовые впадины, 2 - изолинии значений $\rho\varphi$ (значение уровней: 1 - 40; 2 - 80; 3 - 120; ... 14 - 560; 15 - 600); 3 - палеосейсмодислокации; 4 - эпицентры исторических землетрясений; 5 - эпицентры землетрясений, зафиксированных инструментальными методами

при $R = 0,49$ и количестве коррелируемых пар $N = 78$.

Таким образом, статистический анализ сейсмогеологических данных также подкрепляет наш вывод о сейсмоконтролирующем влиянии такого структурного элемента, как дизъюнктивный узел.

Обратимся к конкретным примерам, взятым применительно к рассматриваемой территории Байкальской рифтовой зоны. Наиболее ярким из них можно считать сейсмическое событие 27.У1-1957 г., когда на северном склоне Удоканского хребта произошло катастрофическое Муйское землетрясение с магнитудой 7,6. Его плейсто-сейстовая область и эпицентральной поле афтершоковой последовательности пространственно приурочены к месту пересечения зон крупных активизированных разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Данные полевого изучения сейсмодислокаций /5, 16/, а также механизмов очагов /9/ главного толчка и афтершоков указывают на вспарывание сейсмогенерирующего разлома по двум направлениям: северо-западному и северо-восточному. Также имеются данные /1, 6, 7/ о приуроченности к разломным узлам других достаточно сильных современных землетрясений: Кодарского - 05.05.70, Уоянского - 02.II.76, Мондинского - 04.04.50, Тас-Юрхского - 18.01.67 /1, 6, 7/.

Особый интерес в сеймотектонике Станового нагорья представляют 3 сближенных во времени и пространстве девятибальных землетрясения: Нюкжинское (05.01.58, $M = 6,5$), Олекминское (14.09.58, $M = 6,5$) и Тас-Юрхское (18.01.67, $M = 6,8$). Их эпицентры расположены на ограниченной территории площадью 500 км^2 в районе сочленения нескольких разломных зон меридионального и субширотного направлений, имеющих древнее заложение, но активных в неотектонический этап /6/. Характерно, что здесь современные движения имеют сравнительно низкие градиенты ($0,2 - 0,4 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$), что дает основание предполагать умеренное по скорости накопление напряжений в земной коре, часть которых успевает релаксировать из-за возрастания доли пластических деформаций. Как показали наши эксперименты, при столь медленном нагружении среды процесс разрушения в сложно построенном дизъюнктивном узле происходит поэтапно с пониженной интенсивностью выделения упругой энергии и за более растянутый временной интервал.

Таким образом, сейсмоконтролирующее значение разломных уз-

лов для данного региона вполне очевидно. Дальнейшее изучение рассмотренного структурного элемента в сейсмоактивных областях необходимо проводить путем статистического анализа параметров РУ с учетом их типа, ранга и стадии развития.

В земной коре с ростом глубины быстро снижается и количество разрывов, особенно небольших по протяженности /14/. Кроме того, нарастание давления и температуры способствует более плотному смыканию берегов разрывов, быстрому их залечиванию и ликвидации как структурного элемента, влияющего на распределение напряжений. Отсюда можно предполагать, что роль разломных узлов также снижается с глубиной. Для условий Прибайкалья, где земная кора находится в режиме рифтогенной тектономагматической активизации, сейсмоконтролирующее значение РУ, по-видимому, заканчивается начиная с глубин 30–35 км.

В заключение хотелось бы подчеркнуть большое значение экспериментальных исследований как на горных породах, так и на эквивалентных материалах, позволяющих с определенным приближением моделировать и познавать в комплексе с другими методами динамические закономерности геологических процессов.

Литература

1. Боровик С.Н. Элементы сейсмического режима Северного и Северо-Восточного районов Байкальской рифтовой зоны.—В кн.: Геологические и сейсмические условия района БАМ.—Новосибирск: Наука, 1978, с.138–141.
2. Бунэ В.И., Гитис В.Г., Каленик В.Н., Шукин Ю.К. Прогноз максимальных магнитуд землетрясений по комплексу геолого-геофизических данных.—В кн.: Детальное сейсмическое районирование. М.: Наука, 1980, с.III–II9.
3. Воларович М.П., Томашевская И.С., Будников В.А. Механика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1979. 151 с.
4. Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.И. и др. О критериях высокой сейсмичности.— ДАН СССР, 1972, т.202, № 6, с. 1317–1320.
5. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Под ред. В.П.Солоненко. М.: Недра, 1966. 231 с.

6. Козьмин Б.М. Механизмы очагов сильных ~~пено-якутских~~ землетрясений.—В кн.: Сейсмические и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМ. Якутск, 1978, с.58-71.
7. Кочетков В.М. Сильное землетрясение в районе трассы БАМ.— В кн.: Геологические и сейсмические условия района БАМ. Новосибирск: Наука, 1978, с.187-190.
8. Ласточкин С.В. О состоянии градиентов скоростей вертикальных тектонических движений и сейсмической активностью Прибайкалья.—В кн.: Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1978, с.108-III.
9. Мишарина Л.А., Ружич В.В., Вертлюб М.Б. О связи эпицентрального поля и механизма района со строением земной коры.— В кн.: Сейсмические и сейсмологические исследования на центральном участке БАМ. Якутск, 1978, с.33-50.
10. Мишарина Л.А., Солоненко Н.В., Хренов П.М. О приуроченности землетрясений Байкальской рифтовой зоны к системам разломов фундамента.—Геол. и геофиз., 1973, № 2, с.103-106.
11. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975г. М.: Наука, 1977. 535 с.
12. Рейснер Г.И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. М.: Недра, 1980. 173 с.
13. Ризниченко Д.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент.—В кн.: Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976, с.9-25.
14. Ружич В.В. Глубинная анизотропия земной коры северо-восточного фланга Байкальского рифта и некоторые особенности сейсмичности.—В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981, с.101-112.
15. Ружич В.В. Оценка степени унаследованности развития новейших структур в Байкальской рифтовой зоне.—В кн.: Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы. Таллин, 1982, с.78-79.
16. Ружич В.В., Саньков В.А., Днепровский Ю.И. Дендрохронологическое датирование сейсмогенных разрывов в Становом нагорье.—Геол. и геофиз. 1982, № 8, с.122-126.
17. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы /Ред. В.П.Солоненко.Новосибирск: Наука, 1977. 302 с.

18. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 101 с.

В.Г. Жариков

ОПОЛЗНЕОБРАЗОВАНИЕ КАК ПРИРОДНАЯ МОДЕЛЬ
МЕХАНИЗМА ФОРМИРОВАНИЯ НАДВИГОВ

В настоящее время можно считать доказанным тот факт, что значительное количество месторождений нефти и газа приурочено к антиклиналям, сопряженным с надвигами /2/. Естественно, поэтому, что изучение взаимоотношения между этими пликативными и дизъюнктивными дислокациями представляет большой интерес не только в теоретическом плане, но и в практическом, так как правильное понимание этого вопроса позволяет более эффективно проводить поисково-разведочные работы на нефть и газ. Наши исследования, основанные на сравнительном изучении морфологии надвиговых структур и оползневых деформаций, позволяют по-новому осветить взаимоотношение складчатой и разрывной форм дислокаций при образовании надвигов.

В самых общих чертах сместители надвигов представляют собой поверхности, конфигурация которых (в продольном разрезе) характеризуется присутствием как элемента прямолинейности, так и криволинейности. Обычно, в тыльных частях разрывов надвиг прямолинеен и субгоризонтален, ближе к фронту происходит его искривление, нередко завершающееся у дневной поверхности субвертикальной ориентировкой. Здесь лобовая часть надвига осложняется складкой, высота которой постепено уменьшается с глубиной. В то же время вдоль криволинейного элемента сместителя последовательно изменяется амплитуда перемещения в сторону уменьшения так, что у дневной поверхности она становится минимальной. На рис.1 в качестве примера изображена Салиховская надвиговая структура /3/.

Одновременное существование криволинейной и прямолинейной частей разрыва свидетельствует о нарастании величины сжимающего напряжения, при котором с момента достижения области пластичес-

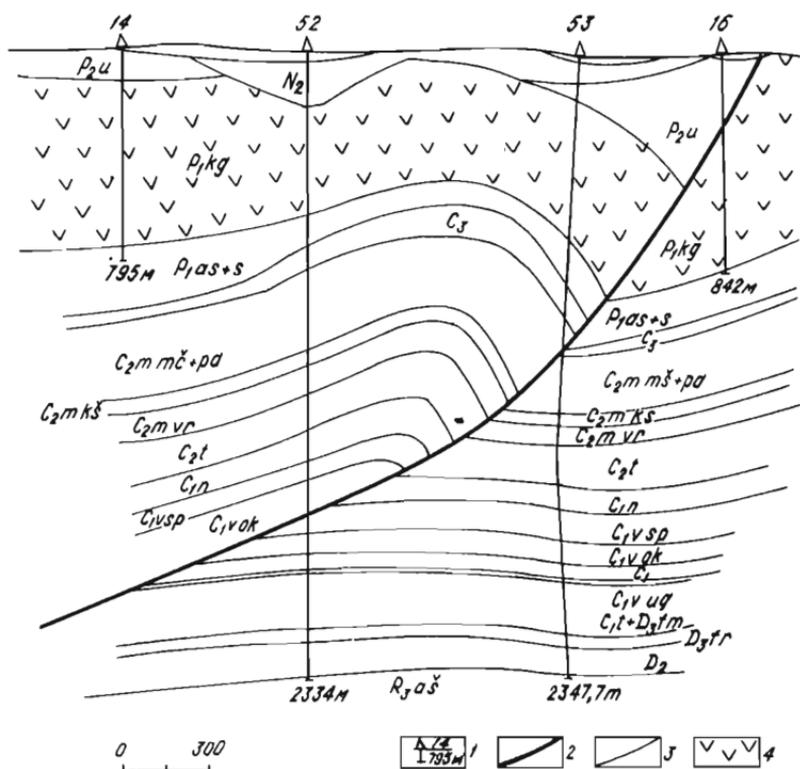


Рис. I. Салиховская надвиговая структура, по М.А. Камалетдинову и др., /3/.

I - скважины механического бурения и их номера; 2 - сместитель надвига; 3 - литолого-стратиграфические границы; 4 - галогенная толща

кой деформации компенсация такого сжатия осуществляется вращательным перемещением, искривляющим разрыв. В разрезе траектория вращательного движения вдоль линии надвига отражает, с одной стороны, сдвиговую (сколовую) реакцию горных пород на одностороннее нарастающее сжатие, а с другой стороны, характер изменения сжимающих усилий. Иначе говоря, морфологические особенности сместителя, так же как и его местоположение, определяются совокупностью физи-

ко-механических свойств пород и параметрами изменяющегося горизонтального напряжения.

В соответствии с вышеизложенным расположение сопряженных антиклинальных складок в фронтальной лобовой части надвиговых структур не является случайным, ведь именно здесь находится область пластической деформации, обуславливающая искривление разрывов. Самой важной особенностью морфологии антиклинальных складок является изменение их высоты. Относительно поверхности криволинейного разрыва эти изменения таковы, что высота складок в месте начала искривления минимальная (антиклиналь практически исчезает). Вдоль сместителя, становящегося все более крутым, она постепенно увеличивается, достигая максимального значения на поверхности. В то же время здесь, на поверхности, амплитуда перемещения пород вдоль разрыва наименьшая, ее величина возрастает с глубиной, где и достигает наибольшего своего значения как раз в месте начала искривления сместителя. Таким образом, устанавливается обратная зависимость между изменением высоты складки и амплитудой перемещения пород вдоль криволинейной поверхности надвига, которая выражается в том, что уменьшению величины смещения по разрыву соответствует приращение (увеличение) высоты антиклинали. Установленная формальная зависимость подразумевает и обуславливает отражение морфологией антиклинальных складок физико-механических характеристик пород и параметров изменяющегося поля напряжений подобно вышеописанному отражению в морфологии сместителей надвигов.

Аналитическое рассмотрение соотношения дизъюнктивной и пликтивной форм дислокаций надвиговых структур невозможно без привлечения дополнительных данных. Для их получения необходимо обратиться к разделу горной механики и инженерной геологии, объясняющему особенности вращательного перемещения пород вдоль криволинейной части разрыва применительно к оползневым деформациям.

Как оползание, так и надвигание вызваны односторонним давлением и наличием свободной поверхности, в сторону которой реализуется сдвиговое (сколовое) движение пород вдоль криволинейной поверхности разрыва. И если формирование надвигов связано с горизонтальными напряжениями и наличием дневной поверхности, в сторону которой горизонтальное давление в области пластической деформации компенсируется вертикальным перемещением горных пород,

то в оползневых смещениях вертикальная гравитационная сила создает горизонтальное движение горной массы в сторону откоса, реализующееся вращением вдоль криволинейной части разрыва.

Теоретические исследования, основанные на гипотезе Прандтля /1/ показали, что такое движение в идеализированной среде может происходить вдоль разрыва, имеющего конфигурацию ветви логарифмической спирали. Однако, как показали наблюдения, в реальных условиях вращательное перемещение оползня осуществляется по круглоцилиндрической поверхности разрыва /6/. Аналитические способы определения положения сместителя приведены в курсах горной механики и инженерной геологии /4,5/. Исходя из вышеизложенного, становится очевидным, что нарастающее горизонтальное напряжение после преодоления предела упругости вызывает круглоцилиндрическое сдвиговое усилие, которое в то же время осложняется вертикальным давлением смещаемых пород. Коротко рассмотрим их взаимодействие.

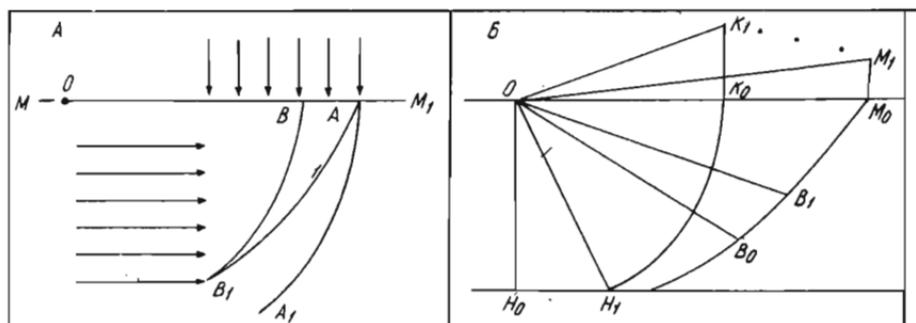


Рис.2. Принципиальные схемы возникновения структурных особенностей в надвигах. Пояснения в тексте

Допустим, что тангенциальные силы относительно центра вращения точки O вызвали сдвиговое напряжение в направлении свободной дневной поверхности MM_1 (см.рис. 2 А) вдоль дуги BB_1 , которое уравновешено встречным гравитационным давлением, образующим обратное сдвиговое усилие, также направленное по дуге B_1B . Естественно, что перемещение в этом случае не произойдет. Оно осуществится только тогда, когда горизонтальное сжатие, вызывающее на-

чальное искривление, превзойдет конечную суммарную величину гравитационного давления. Так как весовое влияние линейно уменьшается в направлении дневной поверхности MM_I , результирующее сдвиговое напряжение соответственно регулярно отклоняется от дуги BB_I , достигая на поверхности точки А. В этой точке уже отсутствует встречное добавочное давление, поэтому она характеризует только нормальное тангенциальное значение напряжения, определяемое дугой круга AA_I .

Таким образом, взаимодействие вертикальных и горизонтальных сил образует общее вращательное напряжение, развитое вдоль кривой $B_I A_I$, графически отображающей равномерный и постепенный переход от дуги окружности BB_I к дуге AA_I . Полученная кривая $B_I A_I$ представляет собой ветвь арифметической спирали, по которой осуществляется сдвиговое перемещение пород под действием тангенциального сжатия.

Такая конфигурация сместителя надвига обуславливает неравномерность перемещения вдоль него геологических тел. Максимум неравномерности возникает на концах криволинейного разрыва, определяющих вместе с центром вращения параметры отрезка арифметической спирали.

Рассмотрим особенности вращательного движения вдоль этой кривой и его отличия от движения вдоль дуги круга. Для упрощения примем, что среда однородная изотропная и величина горизонтального давления не меняется с глубиной.

На рис. 2 Б показаны: центр вращения точка O и дуга круга $H_I K_O$ с радиусом OH_I и соответственно OK_O . Предположим, что от точки H_I вдоль дуги $H_I K_O$ длина луча регулярно и последовательно изменяется (в нашем случае увеличивается) на какую-то величину α . В результате получается отрезок арифметической спирали $H_I M_O$.

В основу дальнейших рассуждений положен принцип количественного равенства при переносе вещества вращением в начале и конце ветви спирали. Это равенство необходимо соблюдать вследствие того, что такой перенос осуществляется в области пластической деформации.

В соответствии с требованием принципа, сдвиговое перемещение вдоль ветви $H_I M_O$ будет неравномерным в отличие от движения вдоль отрезка круговой линии $H_I K_O$, где его величина из-за постоянности значения радиуса в любом месте дуги будет неизменной.

Эта неравномерность обусловлена непрерывным увеличением длины луча, в результате чего исходное смещение $H_0 H_I$ будет больше конечного $M_0 M_I$, хотя их количественный (площадной) эффект переноса будет одинаковым.

Рассмотренный случай передвижения вдоль концов отрезка арифметической спирали (в его наиболее контрастном проявлении) приводит к заключению, что равенство количественного (площадного) переноса вращением соблюдается и на всем протяжении ветви. Из вышеизложенного следует, что площади треугольников $H_0 O H_I$ и $M_0 O M_I$ будут равны между собой и будут, соответственно, равны и площади любого сегмента, например, $B_0 O B_I$, образовавшегося в результате передвижения любой точки вдоль отрезка спирали относительно центра вращения точки O .

Полученное соотношение является достаточным для установления правила изменения амплитуд на всем протяжении криволинейной части надвига. Это правило выводится из равенства площадей двух сегментов, образующихся при вращательном передвижении любых двух точек вдоль ветви арифметической спирали, конфигурация которой в то же время обязательно вызывает разность их амплитуд смещений.

Положим, что на каком-то отрезке спирали известны две точки, характеризующиеся разновеликими лучами R_1 и R_2 . При их вращательном перемещении возникают сегменты с соответствующими значениями C_1 и C_2 в градусах. Эти сегменты с целью упрощения вывода принимаются за круговые секторы, а первоначальные длины лучей за радиусы. В этом случае становится правомерным уравнение:

$$\frac{C_1}{360^\circ} \pi R_1^2 = \frac{C_2}{360^\circ} \pi R_2^2,$$

в котором левая часть является значением площади первого сегмента, а правая – второго. Из него получаем соотношение:

$$\frac{C_1}{C_2} = \frac{R_2^2}{R_1^2}.$$

Это выражение связывает в обратном отношении изменение амплитуды смещения с квадратом изменения длины луча. В свою очередь, меняющаяся величина амплитуды смещения вдоль поверхности криволинейного надвига находится в обратной зависимости с высотой приразломной антиклинальной складки.

Здесь следует вернуться к рисунку 2Б, который поясняет механизм образования, а следовательно, и морфологические особенности анти-

клинали. Так как ее формирование вызвано тем же увеличением длины луча, т.е. той же причиной, что и в разобранным уже случае уменьшения к поверхности амплитуды смещения вдоль разрыва.

Все изменения происходят от места начального искривления, принадлежащего как ветви спирали $H_I M_0$, так и дуге круга $H_I K_0$, обозначенной точкой H_I . Вращательное передвижение этой точки реализуется на свободной поверхности, обозначенной прямой $O M_0$, максимальным своим значением $K_I K_0$. Дальнейшее перемещение представляется как последовательный перенос вращением точек, совокупность которых образует кривую $H_I O_0$, от H_I к M_0 на дневную поверхность. Оно вызывает постепенное уменьшение амплитуды передвижения, сопровождающееся смещением точек переноса от начального положения K_I конечному M_I . В результате образуется новая совокупность, которая представляет собой отрезок линии $K_I M_I$.

На рис.2 Б этот отрезок условно обозначен несколькими точками. Он, совместно с примыкающим к нему отрезком $O K_I$, описывает поверхность образовавшейся складки. Ось антиклинали располагается по дуге круга, а ее высота в самом общем случае определяется разностью амплитуд смещения на концах криволинейного элемента разрыва.

Теперь становится понятным рост складки снизу вверх, который можно представить как следствие непрерывного увеличения (приращения) длины ветви арифметической спирали, отвечающей конфигурации сместителя. С другой стороны, так как порядок изменения амплитуды перемещения зависит от угловой скорости изменения длины луча спирали (значения α), то, естественно, что и высота складки подчиняется этому параметру.

Предлагаемые положения, описанные в настоящей статье, были проверены на ряде надвиговых структур, в том числе и Салиховской. Проверка показала, что расчетные значения весьма близки к реально существующим в структурах параметрам.

В заключение необходимо отметить, что до настоящего времени уменьшение амплитуды смещения вдоль поверхности надвига многими связывалось с развитием разрыва во времени, в режиме осадконакопления, хотя такое объяснение, как правило, не подтверждалось фациальными и мощностными изменениями, которые обязательно должны были бы возникнуть. Общепринятое мнение вступало в противоречие и с ростом снизу вверх высоты антиклинальной складки.

Как мы пытались доказать, решение этой проблемы основано на взаимобращении одного вида деформации в другой, приводящее, следовательно, к их равноправию. С выдвигаемой позиции поэтому нельзя выделить один вид дислокаций как главный первичный, а другой как второстепенный вторичный. В философском плане такое взаимоотношение отражает фундаментальные дискретноволновые свойства материи в геологии.

Литература

1. Галушкевич С.С. Статика предельных состояний грунтовых масс. М.: Гостеориздат, 1957. 286 с.
2. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Недра, 1974. 228 с.
3. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Фаттахутдинов С.Г. Главные особенности тектоники и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Предуральяского прогиба. Уфа: Изд. БФАН СССР, 1977, ч. I. 49 с.
4. Панюков П.Н. Инженерная геология. М.: Госгориздат, 1962. 343 с.
5. Панюков П.Н. Инженерная геология. М.: Недра, 1978. 296 с.
6. Оползни: Исследования и укрепления. М.: Мир, 1981. 368 с.

А.А. Бабичев

КРИТЕРИИ ПОДОБИЯ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЙ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Количественный анализ природных процессов на основе данных эксперимента возможен только при условии строгого соблюдения как геометрического, так и физического подобия /1,3,4,5/. Основную трудность при анализе подобия составляет многофакторность геологических явлений и невозможность точного измерения тех или

инных физических характеристик, в связи с чем применяется неполное или частичное подобие, охватывающее наиболее важные стороны изучаемого процесса.

Процесс деформаций горных пород отражается на графиках несколькими различными кривыми. Первый, почти прямолинейный участок характеризует упругие свойства пород на начальном этапе деформирования. Далее наступает необратимая деформация, характеризующаяся вязким течением вещества. Затем следует полное разрушение. Эти три стадии деформирования необходимо учитывать при подборе критериев подобия для физического моделирования.

Упругая деформация. Упругие свойства горных пород дают наиболее весомый вклад в общий процесс деформации. Стадия упругой деформации характеризуется сохранением сплошности материала, монотонным накоплением напряжений, линейным распределением скоростей деформации. Критерии подобия, на этой стадии эксперимента, содержат упругие характеристики материала, включая коэффициент Пуассона, который, являясь безразмерной величиной, сам по себе представляет критерий. В качестве примера некоторые из формул подобия приведены в таблице I.

Таблица I

Порядковый номер	Критерии подобия*	Масштабные соотношения
1.	$St = \frac{vt}{e}$	$C_e = C_v \cdot C_t$
2.	$\frac{\rho g e}{G}$	$C_e = (C_\rho \cdot C_g)^{-1} \cdot C_G$
3.	$\frac{\rho g e}{E}$	$C_e = (C_\rho \cdot C_g)^{-1} \cdot C_E$
4.	$\frac{E}{\rho v^2}$	$C_\rho = C_E (C_v)^{-2}$

Под номером один приводится критерий гомохронности Струхалея. Этот критерий устанавливает сходственные временные интервалы

*Здесь и далее использованы следующие обозначения: ρ - плотность; g - ускорение силы тяжести; e - характерный размер модели; G - модуль сдвига; E - модуль Юнга; v - скорость; t - время; ν - коэффициент кинематической вязкости; η - коэффициент динамической вязкости; p - давление; D - коэффициент диффузии; $\sigma_{пр}$ - прочность; $C_{(индекс)}$ - масштабные коэффициенты; H_0 - критерий гомохронности; P_r - критерий Прандтля; Re - критерий Рейнольдса; Eu - критерий Эйлера; Fr - критерий Фруда; St - критерий Струхалея.

протекания процессов. Второй и третий – масштабы силы тяжести по отношению к упругим характеристикам (модулю сдвига, модулю Юнга). Четвертый – отношение модуля к динамическому напору.

Течение. Следующая стадия деформирования характеризуется накоплением значительных напряжений на неоднородности материала и зарождением микродислокаций, что в свою очередь ведет к пластическому течению. И тогда нарушается линейный закон распределения скоростей, давлений, хотя нарушения сплошности материала пока не происходит (на микроскопическом уровне). На этой стадии значительная часть энергии поглощаемой деформируемым материалом, уходит на работу пластического течения, т.е. на преодоление сил вязкого трения. Эта стадия в некотором приближении может быть описана уравнениями гидродинамики. Далее возможно в очень малой степени начинают проявляться диффузионные процессы. Все это говорит о том, что процесс деформирования переходит на новый качественный уровень, и для установления подобия в данной ситуации было бы целесообразным использование гидродинамических критериев. Причем это допустимо даже тогда, когда уже начали появляться разрывы, и пока они невелики, будем пренебрегать небольшими скачками вязкости и разрывами в функции распределения скоростей.

При подборе критериев подобия для данной стадии рекомендуется использование характеристик течения, а в условиях повышенного давления и температуры – характеристик диффузии и термодинамики процесса. Некоторые из них представлены в таблице 2.

Таблица 2

Критерии подобия в стадии пластического течения

Порядковый номер	Критерии подобия	Масштабные соотношения
1	$H_0 = \frac{vt}{e^2} = \frac{\eta t}{\rho e^2}$	$C_t = C_e^2 \cdot C_v^{-1} = C_e^2 \cdot C_p \cdot C_\eta^{-1}$
2	$P_r = \frac{v}{D} = \frac{\eta}{\rho D}$	$C_D = C_v = C_\eta \cdot C_p^{-1}$
3	$Re = \frac{\rho v e}{\eta}$	$C_e = C_\eta \cdot C_p^{-1} \cdot C_v^{-1}$
4	$\frac{\rho g e t}{\eta}$	$C_\eta = C_p \cdot C_g \cdot C_e \cdot C_t$
5	$\frac{\eta grad u}{e grad p}$	$C_e = C_\eta \cdot C_{grad p}^{-1} \cdot C_{grad u}$

Первый критерий – критерий гидродинамической гомохронности, характеризует сходственные гидродинамические ситуации /3/.

Второй – критерий Прандтля, характеризует соотношение диффузионного и гидродинамического переносов. Третий и четвертый – отношение динамического напора к силам молекулярного трения. Пятый представляет собой отношение полей касательных напряжений к полям давлений.

Разрушение. В той стадии эксперимента, когда трещины в модели становятся сравнимыми с характерными размерами самой модели, точнее, если их порядки различаются не более чем на единицу, некоторые параметры физического состояния модели, которые до этой стадии изменялись более или менее плавно, теряют монотонность своего поведения. И это прежде всего относится к функции распределения скоростей и вязкости. В силу интенсивного раскрытия трещин, трение их берегов друг о друга уменьшается, а это, в свою очередь, приводит к скачкообразному изменению вязкости и разрыву функции распределения скоростей. Далее, слияние мелких трещин в более крупные в результате разрыва перемычек, тоже приводит к пульсации общей вязкости модельного материала.

Но наряду с этим, начинают действовать и еще более существенные процессы, влияющие на энергетические характеристики модели. Например, запирание трещин – образование разломных узлов, которые ведут к "упрочнению" модели. Это означает, что требуется приложение большей силы для разрушения, чем при той же плотности трещиноватости, но непересекающемся расположении трещин.

Эти и другие подобные эффекты сопровождаются выделением различных видов энергии, в частности теплового и акустического излучения, а также конвективного переноса вещества (в местах повышенного давления и температуры). Судить о количестве утраченном моделью каждого из этих видов энергии пока достаточно сложно. Возможно измерение силы, приложенной к модели за время эксперимента, величины деформации, а следовательно и полученной ею энергии в процессе опыта.

Ввиду сказанного на данном этапе эксперимента представляется целесообразным использование критериев подобия, составленных из отношений энергетических характеристик. Формулы подобия, приведенные в таблице 3, включают прочность, динамический напор, представляющий кинетическую энергию, поля напряжений, силы инерции и т.п.

Критерии подобия в стадии разрушения

Порядковый номер	Критерии подобия	Масштабные соотношения
1	$E_u = \frac{\rho v^2}{g \text{ grad } P}$	$C_p = C_v^{-2} \cdot C_e \cdot C_{\text{grad } P}$
2	$F_r = \frac{v^2}{g l}$	$C_e = C_v^2 \cdot C_g^{-1}$
3	$\frac{\rho g l}{\sigma_{np}}$	$C_{\sigma_{np}} = C_p \cdot C_g \cdot C_e$
4	$\frac{\rho v^2}{\sigma_{np}}$	$C_{\sigma_{np}} = C_p \cdot C_v^2$

Первая формула – критерий Эйлера (отношение динамического напора к полю давления). Вторая – критерий Фруда (отношение динамического напора к силе тяжести): Третья – масштаб сил тяжести относительно прочности. Четвертая – отношение динамического напора к прочности.

В заключение отметим, что разбиение всего процесса деформирования на несколько этапов продиктовано необходимостью четкой постановки задачи перед экспериментатором. В природе нас чаще всего интересует лишь только один этап какого-либо процесса деформирования, а на модели же мы, как правило, вынуждены проводить опыт с момента, когда еще нет напряжений, связанных с деформацией и, следовательно, проходить все предшествующие этапы. Подбирая эквивалентный материал мы можем значительно сократить время протекания "не интересных" стадий эксперимента. Но, вместе с тем, в том случае, когда экспериментатору важно проследить весь процесс в развитии, стадийность его протекания не должна нарушать динамику в целом.

Литература

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
2. Гухман А.А. Применение теории подобия к исследованиям процессов тепло-массообмена. М.: Высшая школа, 1967. 303 с.
3. Кутателадзе С.С. Анализ подобия в теплофизике. Новосибирск: Наука, 1982. 280 с.
4. Розовский Л.Б. Введение в теорию геологического подобия и моделирования. (Применение природных аналогов и количественных критериев подобия в геологии). М.: Недра, 1969. 127 с.

5. Седов Л.И. Методы подобия и размерностей в механике. М.: Наука, 1981. 568 с.

В.Ю. Буддо

ФИЗИЧЕСКИЙ СМЫСЛ КОЭФФИЦИЕНТОВ В УРАВНЕНИЯХ СВЯЗИ
ПАРАМЕТРОВ ОБЛАСТЕЙ АКТИВНОГО ДИНАМИЧЕСКОГО
ВЛИЯНИЯ РАЗЛОМОВ

Экспериментальной группой лаборатории тектонофизики ИЗК СО АН СССР была проведена серия экспериментов по моделированию областей активного динамического влияния разломов различных морфогенетических типов. В частности, моделировались срезы, сбросы, надвиги и образующиеся по механизму сжатия сдвиги. Целью постановки экспериментов являлось изучение изменений ширины области активного динамического влияния разрыва (ОАДВР)¹, под которой понимается часть окружающего разлом во всех трех измерениях пространства, на котором проявляются остаточные деформации /5/. в зависимости от мощности модели, вязкости модельного материала и скорости деформирования. Вязкость материала в экспериментах изменялась от 10^4 до 10^8 Па·с через порядок, скорость деформирования составляла 10^{-5} , 10^{-4} и 10^{-3} м/с, использовались модели толщиной от 1 до 10 см через 1 см. Собрано около 8000 пар значений ширины ОАДВР М и толщины модели Н. Подробно методика проведения и результаты экспериментов описаны в книге С.И.Шермана и др. /6/. В данной работе делается попытка качественного их анализа с точки зрения механики разрушения.

Основные результаты экспериментов получены главным образом в форме систем линейных уравнений регрессии вида

$$M = KN + C,$$

где М – ширина ОАДВР в метрах, Н – толщина модели в метрах, К и С – безразмерные коэффициенты уравнений.

Линейная зависимость является функциональной, если коэффициент корреляции r , который, как известно, отражает тесноту

расположения точек вблизи линии регрессии, равен $\pm 1/2$. Коэффициенты корреляции линейных зависимостей $M(H)$, описывающих рассматриваемые виды деформации, для всех уравнений близки к единице и в большинстве случаев составляют 0,98–0,99. Это указывает на то, что найденные нами системы эмпирических уравнений $M(H)$ хорошо описывают изучаемые явления, и что линейные зависимости $M(H)$ с определенной долей осторожности можно считать функциональными, т.е. уравнениями, однозначно описывающими физический процесс. Делая допущение о том, что уравнения $M(H)$ функциональны, мы тем самым подразумеваем, что стоящие в этих уравнениях коэффициенты K и C также являются характеристиками процессов образования среза, сброса, надвига, сдвига, как и величины M и H . Остается выяснить, какие же аспекты физических процессов в моделях они описывают.

Таблица I

Зависимости коэффициентов K и C в уравнениях связи $M = KH + C$ от вязкости модельного материала η и скорости деформирования v

Тип разлома	Число данных	Коэффициент корреляции	Уравнения множественной регрессии	Номер уравнений
Зависимость коэффициента K				
Срез	15	0,98	$K = 0,185 \lg \eta + 0,205 \lg v + 1,159$	(1)
Сброс	12	0,77	$K = 0,054 \lg \eta + 0,003 \lg v + 0,660$	(2)
Надвиг	15	0,64	$K = 0,063 \lg \eta + 0,034 \lg v + 0,872$	(3)
Сдвиг	9	0,89	$K = 0,070 \lg \eta - 0,110 \lg v + 0,073$	(4)
Зависимость коэффициента C				
Срез	15	0,84	$C = -0,0014 \lg \eta - 0,0023 \lg v + 0,0074$	(5)
Сброс	12	0,62	$C = 0,0012 \lg \eta + 0,0019 \lg v + 0,0100$	(6)
Надвиг	15	0,54	$C = 0,0019 \lg \eta + 0,0002 \lg v - 0,0060$	(7)
Сдвиг	9	0,78	$C = -0,0054 \lg \eta + 0,0030 \lg v + 0,0382$	(8)

С целью решения этого вопроса были проанализированы изменения K и C в зависимости от вязкости модельного материала η и скорости деформирования σ . Значения коэффициентов K и C , взятые из таблиц уравнений $M(H)$, для каждого вида деформации были прокоррелированы по соответствующим значениям вязкости и скорости деформирования. Получены уравнения множественной регрессии $K(\eta, \sigma)$ и $C(\eta, \sigma)$, приведенные в таблице I. Уравнения (1) - (5) значимы на 99 %-ном уровне значимости, уравнения (6)-(8) на 95 %-ном уровне значимости. Следует отметить, что приведенные уравнения множественной регрессии для K и C служат исключительно для иллюстрации изменений этих коэффициентов. Хотя такой подход не является математически полностью корректным, это дает возможность разобраться в сложной картине физических процессов, происходящих в деформируемой модели и описываемых линейными уравнениями $M(H)$.

В первую очередь рассмотрим изменения коэффициента K . Он отражает основные физические закономерности процесса разрушения модельного материала, определяет ширину M ОАДВР, поскольку является угловым коэффициентом прямой зависимости $M(H)$. Как видно из табл. I, для всех четырех видов деформации наблюдается рост коэффициентов K с ростом вязкости материала η и скорости деформирования σ (за исключением сдвигов), т.е. чем больше вязкость и скорость деформирования, тем быстрее растет ширина ОАДВР с ростом мощности модели H .

Попробуем установить причину таких изменений коэффициента K . Моделируемый объект - земная кора - аппроксимируется в данной работе реологической моделью упруговязкого тела, т.е. телом Максвелла /4/. Исходя из этого материалом для ее моделирования являлась суспензия, состоящая из бурой полиминеральной глины и воды в определенном соотношении, которая в известном интервале вязкостей и напряжений также является упруговязким телом. Таким образом, соотношение вязких и упругих свойств материала задается величинами модуля упругости E и вязкости η . Поскольку в работе авторы оперировали только вязкостью, то ее величина и явилась в экспериментах показателем вязкостных и упругих свойств модельного материала. Проведенное тензометрическим методом изучение поля напряжений внутри модели для срезов показало /1/, что с увеличением вязкости на порядок напряжения в модели также

увеличиваются на порядок. Поэтому становится понятной тенденция увеличения коэффициента K с увеличением η , так как чем больше вязкость, тем выше упругие свойства материала, выше напряжения и тем шире они распространяются.

Следовательно, K – скрытый показатель упругих свойств модельного материала. Если это так, то он должен косвенно отражать и динамику распространения напряжений. Обратимся поэтому к зависимости K от скорости деформирования σ . Скорость деформирования является энергетической характеристикой процесса образования ОАДВР и обуславливает величину и скорость накопления в материале модели критических напряжений. Результаты исследования поля напряжений внутри модели дают прямо пропорциональную зависимость между величиной напряжений и скоростью деформирования. Поэтому, чем выше скорость σ , тем выше уровень напряжений и дальше они распространяются от оси приложения нагрузки, и следовательно, тем шире ОАДВР и больше величина коэффициента K .

Обратная пропорциональность связи K со скоростью деформирования наблюдается у сдвигов (см. табл. I, уравнение (4)). Такое резкое отличие сдвигов от других видов деформации обусловлено наличием прямой зависимости относительного укорочения ϵ_2 , необходимого для образования развитой X-образной системы трещин, от скорости деформирования σ /6/.

$$\epsilon_2 = 1,0643\eta + 0,0075\lg\eta + 0,0589\lg\sigma + 0,5428, \quad r = 0,91.$$

Для достижения степени деформированности ϵ_2 , в которой производились измерения ширины ОАДВР, нужно тем больше сжать модель, чем выше скорость деформирования. Таким образом, чем выше скорость, тем меньше при данной вязкости поверхность деформированной до степени ϵ_2 модели, а уменьшение поверхности накладывает, в свою очередь, ограничение на ширину ОАДВР сдвига на больших скоростях и, следовательно, ведет к уменьшению K . По той же причине коэффициент C увеличивается со скоростью, хотя достоверность именно такой связи C и σ невелика, и ее коэффициент корреляции очень мал ($r = 0,2$).

Вторым в уравнениях $M(N)$ по величине влияния на ширину ОАДВР является коэффициент C . Вклад его в M , весьма незначительный для больших мощностей модели N , для малых N может составлять более 50 % величины M . Поэтому анализ C также яв-

ляется важной задачей. Рассчитанные для иллюстрации изменения коэффициентов C уравнения множественной регрессии приведены в табл. I. Они показывают, что для деформаций среза и сдвига коэффициенты C с ростом вязкости η и скорости v уменьшаются, а для деформаций сдвига и надвига эти коэффициенты с ростом η и v возрастают.

Как изменение коэффициентов C с вариациями вязкости и скорости деформирования, так и само их появление в уравнении $M(N)$ можно объяснить ролью дефектов, находящихся в модельном материале. Эта роль заключается в том, что на дефектах концентрируются напряжения, и в том случае, когда они превышают предел прочности материала, начинается образование разрывов. Зоны концентрации напряжений возле дефектов служат зародышами трещин. Дефектами считаются плотные неоднородности, мелкие пустоты и пузырьки воздуха, образующиеся во время формирования моделей. Они равномерно распределены в материале модели. Плотность крупных неоднородностей меньше, чем плотность мелких. Чем больше размеры неоднородности, тем больше и аномалия поля напряжений возле нее. Используя данную схему, попробуем показать, что коэффициент C является мерой дефектности материала и характеризует степень его неоднородности по отношению к данному воздействию.

Увеличение вязкости модельного материала ведет к затуханию мелких дефектов, которые как бы растворяются в основной массе материала, и к преимущественному развитию трещин на крупных дефектах. Увеличение скорости деформирования влечет за собой эффект преимущественного развития большого числа мелких трещин на мелких дефектах, обусловленный тем, что при повышенных скоростях деформирования напряжения в модели нарастают настолько бурно, что не успевают произойти их перераспределение с мелких дефектов на крупные. Начинают работать в первую очередь мелкие дефекты, которые за счет большей плотности порождают большое количество мелких разрывов. В этом случае период релаксации напряжений в среде оказывается много больше характерного времени приложения нагрузки, и, следовательно, повышаются упругие свойства среды [3]. Отсутствие крупных разрывов, которые за счет присущей им большой энергии роста могут проникать в материал дальше от оси приложения нагрузки, чем мелкие трещины, ведет к уменьшению ширины M ОАДВР.

Правомерность такой схемы работы дефектов при изменении вязкости материала и скорости деформирования подтверждается результатами анализа структурного параметра густоты разрывов m , проведенного по экспериментальным данным С.А. Борняковым /6/, который показал, что с увеличением η при деформации среза, сброса и надвига плотность трещин уменьшается, а с увеличением σ плотность сильно растет для всех видов деформации (см. табл. 2).

Таблица 2

Уравнения множественной регрессии для густоты трещин
в ОАДВР различных морфологических типов
(по С.И. Шерману и др. /6/)

Тип раз- лома	Уравнение множественной регрессии	Кoeffи- циент множес- твенной корре- ляции
Срез	$\tilde{m} = 0,52\bar{\ell} + 0,0051\bar{\ell}_2\eta - 0,0031\bar{\ell}_3\tilde{v} - 0,0156$	0,92
Сброс	$\tilde{m} = 0,40\bar{\ell} + 0,0010\bar{\ell}_2\eta - 0,0039\bar{\ell}_3\tilde{v} - 0,0201$	0,88
Надвиг	$\tilde{m} = 0,29\bar{\ell} + 0,0001\bar{\ell}_2\eta - 0,0034\bar{\ell}_3\tilde{v} - 0,0130$	0,88

Примечание: \tilde{m} - расстояние между параллельными трещинами равной длины, м; $\bar{\ell}$ - длина трещин, м; η - вязкость модельного материала, Па·с; \tilde{v} - скорость деформирования, м/с.

Описанное влияние дефектов на процессе разрывообразования должно приводить к уменьшению коэффициентов С при увеличении вязкости и скорости, что мы и видим для деформаций среза и, частично, сдвига. Деформации сброса и надвига дают обратные зависимости. Скорее всего это связано со специфичностью работы дефектов в условиях растяжения, которые характерны для образования ОАДВ сбросов, где трещины возникают по механизму отрыва. Анализ же зависимости С (η , σ) для деформации надвига сильно осложнен резким отличием ОАДВР надвига от других зон такого ти-

па. Кроме того, для надвига характерен большой разброс данных по C , обусловленный подверженностью этого наиболее сложного вида деформации случайным влияниям.

Литература

1. Буддо В.Ю., Трусков В.А. Поля напряжений внутри модели при формировании среза.—В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Тез. докл. Всесоюз. симпозиума. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с.52–53.
2. Карасев А.И. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Статистика, 1979. 279 с.
3. Макклинток Ф., Аргон А. Деформация и разрушение материалов. М.: Мир, 1970. 443 с.
4. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.
5. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Оценка зон динамического влияния разломов по экспериментальным данным.— В кн.: Разломы и эндогенное оруденение трассы БАМ. М.: Наука, 1982, с.180–185.
6. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

А.М.Мазукабзов

НАДВИГИ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО НАГОРЬЯ И МЕХАНИЗМ ИХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ

К настоящему времени установлено широкое распространение надвигов в Северо-Байкальском нагорье, но наиболее ярко они проявлены в бассейнах рек Окунайка, Савкина, Миня и Черепаниха,

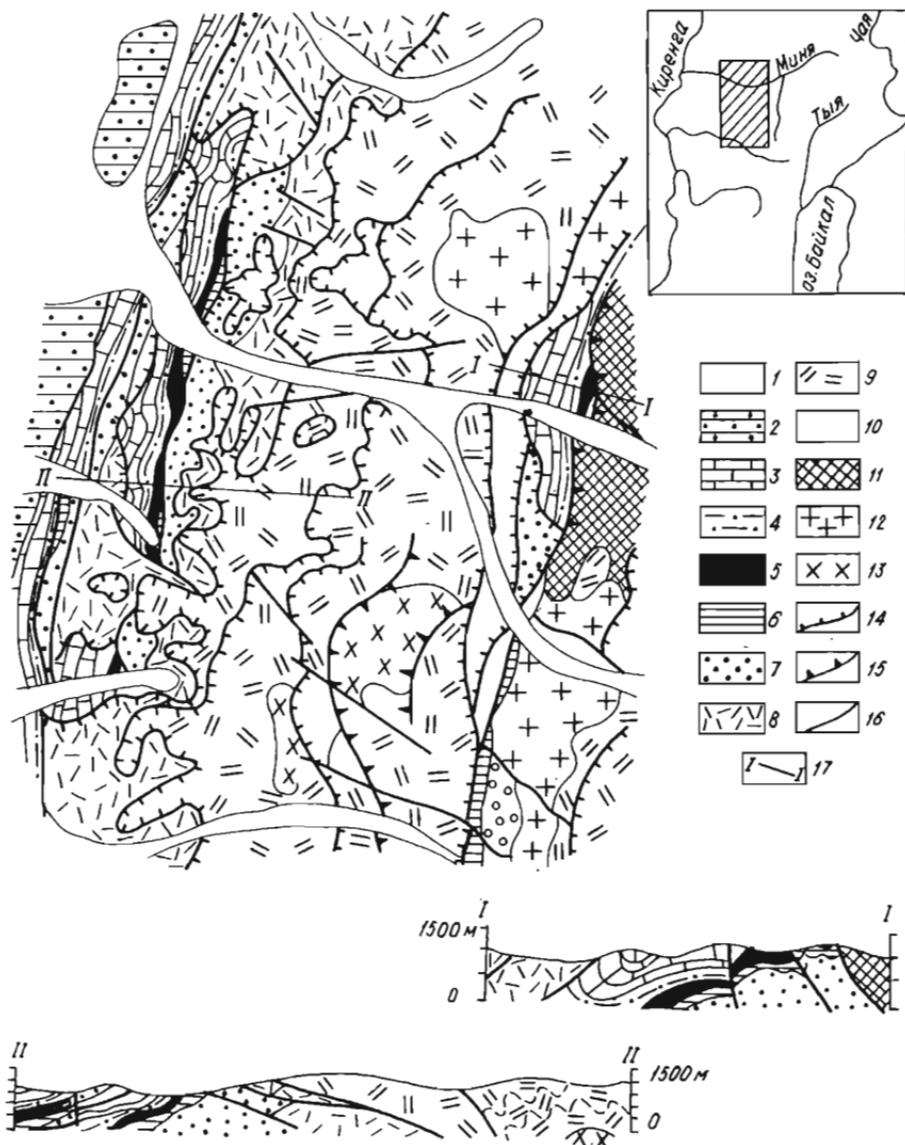


Рис. I. Схема геологического строения междуречий Савкина, Миья, Черепаниха.

I - четвертичные образования; 2 - ордовикский; 3 - венд-кеморийский комплекс. Свиты байкальской серии верхнепротерозойского

комплекса: 4 - качергатская; 5 - улунтуйская; 6 - голоустинская. Образование Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса среднего протерозоя: 7 - чайский вулканогенно-терригенный; 8 - ламборский вулканогенный; 9 - домугдинский вулканогенный; 10 - малокозинский комплекс. Интрузивные образования среднего протерозоя: 12 - граниты-граносиениты; 13 - гранодиориты. Разрывные нарушения: 14 - надвиги; 15 - взбросы; 16 - сдвиги; 17 - линии разрезов. На врезке схема расположения района

дренирующих западные отроги нагорья. С геотектонических позиций надвиги тяготеют к зоне сочленения Сибирской платформы и Байкальской складчатой области /1,6,7/. В современном структурном плане рассматриваемый регион представляет собой юго-западную часть Аkitканского антиклинория, в строении которого участвуют несколько структурных ярусов (рис. 1).

Наиболее древними образованиями, развитыми локально и обнажающимися в ядре антиклинория, являются терригенно-вулканогенные толщи окунайской свиты (мощность до 3000 м) раннего протерозоя и прорывающие ее интрузии габбро-плагиогранитной формации. Породы этого структурного уровня характеризуются зеленосланцевым метаморфизмом, полихронными складчатыми деформациями с отчетливо выраженной северо-западной ориентировкой /5,8/.

Преобладающее развитие в регионе получили образования среднепротерозойского структурного яруса, слагающие Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс /4/. Образования этого яруса залегают с ярко выраженным угловым несогласием на породах раннего протерозоя. Основание яруса представлено малокозинским вулканогенно-терригенным комплексом (до 1000 м), формировавшимся в межгорном прогибе. В последующий период в центральной части пояса, вероятно, в пределах вулканотектонической депрессии, накапливались однообразные эффузивы андезит-трахидацитового ряда домугдинского вулканогенного комплекса (около 2000 м), сопровождаясь внедрением интрузий гранодиорит-сиенитового состава. В заключительные этапы формирования Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, происходило накопление толщ вулканогенного ламборского и вулканогенно-терригенного чайского комплексов

общей мощностью до 2500 м. Этапу формирования ламборского и чайского комплексов предшествовала эпоха динамометаморфизма, в период которой образования домугдинского комплекса вблизи зон глубинных разломов подверглись структурной и метаморфической переработке. В породах возникли сланцеватость и мелкие складки, осевые поверхности которых характеризуются веерообразным расположением, типичным для обращенных антиклинорий. Сланцеватость и сопровождающие ее разрывы располагаются аналогичным образом.

В целом же для пород данного структурного яруса свойственны полигенные складчатые деформации, связанные с формированием первичных вулканотектонических структур с последующим наложением на них складчатых и разрывных дислокаций разного масштаба.

Верхний структурный ярус сложен комплексом осадочных пород терригенно-карбонатного состава от позднего протерозоя до ордовика включительно. Этот ярус является составной частью чехла Сибирской платформы и залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на более древних образованиях в пределах района. В его составе можно выделить два подъяруса – позднепротерозойский и венд-раннепалеозойский, разделенные неотчетливо выраженным стратиграфическим несогласием. Позднепротерозойский подъярус соответствует байкальской серии, распространенной вдоль западных отрогов нагорья и частично сохранившейся в центральной части Аkitканского хребта. Здесь они прослеживаются практически в виде непрерывной полосы параллельно Окунайскому надвигу, располагаясь в его автохтоне. Байкальская серия объединяет ряд свит, составляющих единый вертикальный парагенез формаций, характерный для прогибов миогеосинклинального типа, но сокращенной мощности (до 500 м).

Венд-раннепалеозойский подъярус объединяет ряд формаций, типичных для краевых прогибов суммарной мощностью до 3500 м.

Образования рассмотренных структурных подъярусов дислоцированы в едином структурном плане и соответствуют тектоническим движениям, проявившимся в конце раннего палеозоя в каледонский тектогенез, охвативший Байкальскую складчатую область и край Сибирской платформы. Интенсивность складчатых дислокаций убывает с востока на запад от горной области в сторону платформы. Пликативные деформации характеризуются крупными флексуобразными изгибами и среднemasштабными складками, часто изоклинальными

ми, осевые поверхности которых запрокинуты на запад, отражая движение вещества в этом направлении.

В последующую историю геологического развития регион был вовлечен в герцинский и в меньшей мере мезозойский этапы активизации, проявившиеся по всей Восточной Сибири. Тектонические элементы кайнозойской активизации прекрасно выражены в современном рельефе и представлены двумя структурными элементами: Прибайкальским предгорным прогибом и сводово-блоковым поднятием Северо-Байкальского нагорья.

Впервые на наличие надвигов в междуречье Окунайка и Миня вдоль западных отрогов Аkitканского хребта указал Ю.П.Цыпуков /9/. Здесь он выделил Миньский надвиг, обладающий волнистой поверхностью сместителя и имеющий амплитуду до 3 км. По этому надвигу породы вулканического пояса надвинуты на отложения верхнего протерозоя-ордовика. Последующими работами было установлено, что район характеризуется чешуйчато-надвиговым строением, а суммарная амплитуда перемещения по надвигам достигает 10 км. Протяженность наиболее крупных из них достигает 90 км и более. В целом для этих надвигов отмечается пологоволнистое положение сместителей с тенденцией к погружению на восток под углами 15-30°, иногда круче. В аллохтонном комплексе устанавливается та же последовательность расположения разновозрастных комплексов, что и в автохтоне. Простираение надвигов, близкое к меридиональному. Здесь же проявлены крутопадающие разрывы, несколько усложняющие морфологию надвигов. Характерной чертой строения рассматриваемой зоны надвигов является наличие тектонических окон и клишпенов, достигающих значительных размеров. Поверхности сместителей картируются на абсолютных отметках от 600 до 1000 м. Строение швов надвигов различное и скорее всего определяется величиной эрозионного среза. Так, во внешней части нагорья, там где устанавливаются передовые части надвигов их зоны характеризуются преимущественно наличием брекчий непостоянной мощности. В более глубоких частях надвиговых зон контакт соприкасающихся пород выражен плотными милонитами мощностью до 3,0 м, реже катаклазитами мощностью до 20 м. Во внутренних частях Аkitканского хребта, где вскрываются наиболее глубокие участки надвигов, поверхности сместителей их трассируются по зонам динамометамор-

физма мощностью до 40 м. Текстурно-структурные преобразования в эффузивах закономерно изменяются от периферии шва к центру. Порфиры приобретают сланцеватую текстуру, выражающуюся в ориентированном расположении темноцветных минералов основной массы и крапленников. В центральной части шва развиты типичные бластомилониты мощностью до 4 м. В них порфировые выделения полевых шпатов раздроблены на мелкие обломки, сцементированные мелкозернистым полевошпатово-кварцевым материалом интенсивно эпидотизированным, хлоритизированным и серицитизированным. Сланцеватая текстура подчеркивается однонаправленной ориентировкой минералов и линзовидных обособлений мономинеральных агрегатов тонкозернистого кварца. Как отмечалось ранее, в динамометаморфизованных образованиях домугдинского комплекса отмечается большое количество разрывных зон, характеризующихся аналогичным строением, но степень переработки вещества в них несколько выше (зеленосланцевые бластомилониты).

С востока антиклинальное поднятие ограничено Окунайским надвигом, поверхность которого наклонена к западу, т.е. навстречу описанным выше надвигам. Окунайский надвиг отчетливо прослеживается на расстояние до 150 км от р.Умбелла до р.Кутима. Поверхность сместителя по простиранию не имеет одинакового падения на запад. В бассейне рек Окунайка и Савкина падение его от Ю до 30° . На междуречье Савкина, Мал.Миня падение его плоскости достигает $50-60^{\circ}$, а в бассейне р.Миня — вновь становится пологим. Надвиг отчетливо устанавливается по зоне динамометаморфизма мощностью до 50 м, в которой порфиры приобретают очково-полосчатую текстуру. В бассейне р.Миня надвиг имеет сложное чешуйчатое строение.

Восточнее Окунайского надвига в бассейне Лев.Миня располагается целая серия взбросо-надвигов, входящих в систему Левоминьского глубинного разлома. Все надвиги без исключения имеют падение на восток и в целом отделяют образования Северо-Байкальского вулканического пояса от высокометаморфизованных толщ архейского возраста.

Таким образом, видно, что в поперечном сечении через Ажитканский антиклинорий намечается вполне закономерная смена элементов падения надвиговых зон, ограничивающих крупные блоки земной коры.

Переходя к выяснению возможного механизма формирования указанных выше надвигов, кратко остановимся на существующих точках зрения на их природу. Часть исследователей считает, что надвиги возникли в результате тангенциальных движений на границе Сибирской платформы и Байкальской складчатой области, а формирование их связано с возникновением четко ограниченных сколовых пластин в условиях жесткой среды /2/. Иной точки зрения придерживаются Ю.П.Цыпуков /9/, В.А.Наумов /7/, которые связывают природу надвигов с мезо-кайнозойским аркогенезом и относят их к категории аркогенных. Данной точке зрения противоречат значительные горизонтальные перемещения, не характерные для аркогенных надвигов.

Следует обратить внимание, что эти исследователи рассматривают процесс формирования надвигов как одноактное явление. Однако, как видно из геологической истории региона, тектонические напряжения, создавшие довольно сложную структуру района, привели к неоднократному образованию надвигов либо активизации ранее возникших. Принципиальных различий между надвигами в современной структуре по морфологическим признакам по существу не устанавливается. Тем не менее по времени формирования надвигов относительно разновозрастных складчатых комплексов представляется возможным наметить несколько периодов.

Наиболее древними являются надвиги, синхронные с этапом дианометаморфизма и смятия в сложные складки вулканогенных образований домугдинского комплекса среднего протерозоя. Закономерное изменение угла наклона осевых поверхностей складок и согласных с ними вязких разрывных нарушений в разгнейсованных порфирах привело к созданию асимметричной и веерообразной в сечении крупной складки антиклинорного типа с пологим западным и крутым восточным крыльями. Амплитуда перемещения по разломам закономерно увеличивается по мере удаления от сводовой части антиклинория к его крыльям. Структурно-морфологический облик структуры, несомненно, указывает на боковое сжатие, направленное с востока.

В каледонскую фазу складчатости, одновременно со смятием в складки верхнепротерозойско-ордовикских толщ, происходили значительные по амплитуде горизонтальные перемещения по надвигам. В результате этого породы среднего протерозоя были приведены в

соприкосновение с ордовиком. Толщи среднего протерозоя в этот период обладали значительной жесткостью и поэтому они в условиях тангенциального сжатия способны изгибаться в складки большого радиуса с одновременным возникновением и активизацией старых сколовых поверхностей. В результате этих движений в основном и были созданы наблюдаемые в современном плане надвиговые зоны.

В последующие периоды, характеризующиеся неоднократной тектонической активизацией, часть надвигов подновлялась, но оживление их было вызвано не тангенциальными движениями, а радиальными, обусловившими сводообразование.

Таким образом, формирование надвигов нагорья охватывает длительный интервал времени и характеризуется сложным механизмом, но ведущим является механизм скалывания, связанный с продольным изгибом толщ, обусловленным тангенциальным сжатием.

Однако для правильного понимания механизма формирования надвигов региона одних только геолого-структурных данных недостаточно, поскольку они зачастую не дают однозначного решения. В связи с этим необходимо обратиться к существующим экспериментальным данным по моделированию надвигового процесса. Наиболее

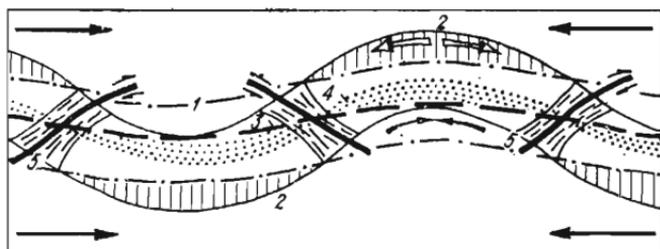


Рис.2. Размещение динамических зон при формировании симметричных складок, по П.М.Бондаренко, /3/.

1 - нейтральная линия; 2 - зоны растяжения;
3 - ось сжатия; 4 - условный график возрастания напряжений вдоль оси сжатия; 5 - зоны проявления скалывающих напряжений

полно последние освещены в работе П.М.Бондаренко /3/. Моделируя на слоистых толщах, он пришел к выводу, что при формировании складчатых изгибов за счет продольного сжатия в их крыльях возникают условия, благоприятные для образования надвиговых зон (рис. 2). Кроме того, было установлено, что при амплитуде складок, равной мощности деформируемого слоя, трещины скола наклонены в стороны, противоположные наклону крыльев складок. Эти выводы интересны тем, что они позволяют довольно однозначно решить вопросы, связанные с механизмом формирования надвигов.

Закономерный характер расположения надвигов в структуре региона, совпадающий в принципе с ориентировкой зон скальвания на моделях позволяет подтвердить ранее высказанные предположения.

Таким образом, формирование надвиговых систем западной части Северо-Байкальского нагорья обусловлено возникновением поверхностей скальвания вследствие развития складчатой структуры под действием продольного сжатия.

Литература

1. Александров В.К. Надвиговые структуры западной окраины Байкальской горной области.—Автореф.канд.дис...Новосибирск, 1978. 24 с.
2. Арсентьев В.П., Александров В.К. О природе шарьяжей Западного Прибайкалья.—ДАН СССР, 1977, т.232, № I, с.162-165.
3. Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая). Новосибирск: Наука, 1976. 117 с.
4. Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. Новосибирск: Наука. 1973. 138 с.
5. Васильев Е.П., Мазукабзов А.М. Парагенезы присдвиговых складок в южном обрамлении Сибирской платформы.—В кн.: Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с.30-40.
6. Древняя структура земной коры Восточной Сибири / Замаараев С.М., Мазукабзов А.М., Рязанов Г.В. и др. Новосибирск:Наука, 1975. 186 с.

7. Наумов В.Н. Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы. Иркутск: Вост.-Сиб. кн.изд-во, 1974. 142 с.
8. Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В. Строение и формации Северо-Байкальского вулканического пояса.-В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982, с.95-101.
9. Цыпуков Ю.П. Следы позднейшей тектоники в бассейнах рек Савкиной, Домутки и Мини (Северо-Западное Прибайкалье).- В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, вып.4 (XXXI). Иркутск, 1962, с.66-73.

А.И.Мельников

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СООТНОШЕНИЙ ПАРАМЕТРОВ СТРУКТУР БУДИНАЖА

Соотношение различных параметров структур будинажа характеризуется определенными закономерностями, которые обусловлены типом и интенсивностью тектонических деформаций, литологией, мощностью и количеством компетентных и некомпетентных прослоев, физическим состоянием пород в процессе будинообразования и другими факторами. Однако, в настоящее время известны лишь единичные попытки статистического анализа закономерностей, определяющих взаимосвязь параметров будин. По многочисленным замерам их длины и мощности в различных по составу породах Украинского щита Г.В.Тохтуевым построены кривые распределения кратности отношений этих величин /8/. Сравнение графиков для нескольких районов щита свидетельствует об общности процесса формирования будинажа в железистых породах, независимо от его масштабов. В сланцевых горизонтах будинаж имеет значительно меньшие пределы изменений кратности отношений длины и мощности, чем в железистых породах. Это обусловлено, по мнению Г.В.Тохтуева, более высокой пластичностью толщи, содержащей будины. "Интенсивное пластическое течение сланцев вызывает повышенную деформацию растя-

жения и растаскивания будинируемых кварцевых прослоек. Пластичность будинируемого слоя определяет длину формирующихся будин: чем выше пластичность, тем длиннее будины" /8, с.39-40/. Большое влияние относительной вязкости будинируемых прослоев на морфологию формирующихся будин отметил в серии экспериментов Е.И. Паталаха /6/.

Нами была проведена статистическая обработка на БЭСМ-6 около тысячи замеров длины (l) и мощности (h) будин в породах различного состава, слагающих Шарьжалгайский блок вдоль побережья оз. Байкал от истока р. Ангара до ст. Култук. В соответствии с предварительно выявленной общей складчатой структурой, замеры параметров будин (в поперечном сечении) производились на двенадцати участках (рис. 1). Сопоставление величин l и h произ-



Рис. 1. Расположение участков массовых замеров будин

водилось отдельно для ядерных частей куполов, их крыльев и межкупольных зон. По результатам корреляционного анализа соотношений длины и мощности будин получено три уравнения регрессии, характеризующие связь между этими параметрами /5/.

Наиболее распространенный тип взаимосвязи между мощностью и длиной изображен на графиках (рис. 2,3) и в общем виде может быть представлен следующим уравнением регрессии:

$$h = \beta l + \alpha.$$

Этот тип связи параметров h и l является наиболее характерным для будинажа, развитого в пределах крупных гранито-гнейсовых куполов. Из анализа графиков 1-2 (рис. 2) следует, что между исследуемыми величинами существует прямая зависимость, но в различных частях куполов она выражена неодинаково, вследствие специфических условий будинообразования. В ядрах купольных структур значительное увеличение длины будин сопровождается относительно небольшим возрастанием их мощности. Это, по-видимому, можно объяснить тем, что в центральных частях куполов из-за весьма высоких давлений и температур, породы будинируемых гори-

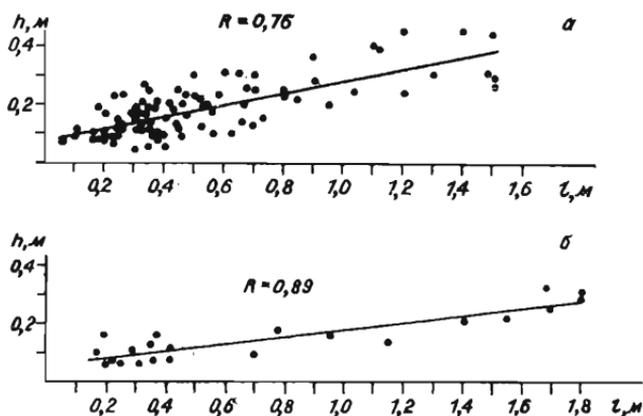


Рис.2. Графики взаимосвязи длины и мощности будин в ядрах гранито-гнейсовых куполов: а - будины в чарнокитах и чарнокитизированных гнейсах, 80-86 км, 88 пар значений ($h = 0,2\varrho + 0,078$); б - будины в биотитовых и биотит-амфиболовых мигматизированных гнейсах, 140-148 км, 22 пары значений ($h = 0,118\varrho + 0,058$)

зонтов и вмещающей их среды обладали очень высокой пластичностью и в результате этого почти не различались по своим реологическим свойствам. Как показали экспериментальные исследования /2,3,6/ в подобных условиях формируется специфический тип структур будинажа - будинаж пластического течения, который морфологически выражен линзовидными и аналогичными ему формами. Для сравнения, по данным В.И.Громина /2/, был построен график зависимости длины и мощности будин в породах Агинского района (Восточное Забайкалье), испытавших интенсивное пластическое течение в процессе их деформации (см. график 3 на рис.3). Полученный график сходен с графиками, построенными для будинажа ядерных частей куполов Шарьжалгайского блока. Максимальные значения температуры и давления в момент будинирования древних толщ Агинского района, по мнению В.И.Громина /2/, не превышали 600°C и 10 кбар, что в целом почти соответствует термодинамическим условиям процессов регионального метаморфизма и гранитизации шарьжалгайского комплекса.

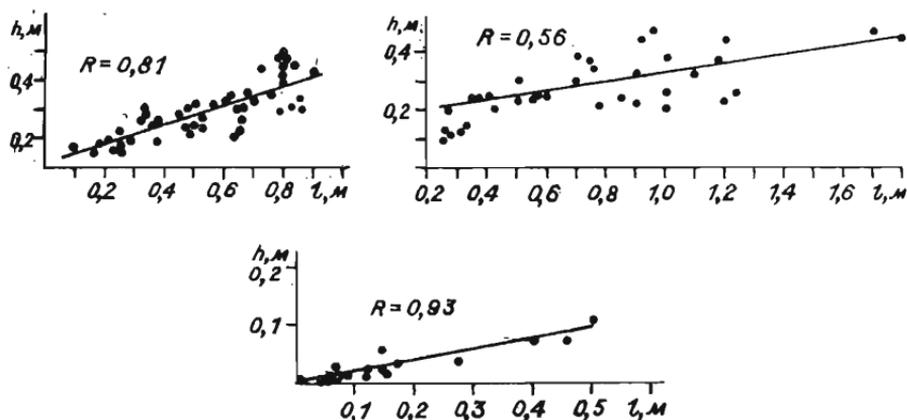


Рис.3. Графики взаимосвязи длины и мощности будин на крыльях гранито-гнейсовых куполов.

а - будины в биотит-гиперстеновых и биотит-двуспироксеновых гнейсах, 79-80 км, 45 пар значений ($h = 332e + 0,014$); б - будины в биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсах, 128-130 км, 35 пар значений ($h = 0,157e + 0,172$); в - будины в актинолит-хлорит-серпичитовых и хлорит-кварц-серпичитовых сланцах (Восточное Забайкалье, Агинский район, по данным В.И.Громина /2/, 19 пар значений ($h = 0,179e + 0,281$))

На крыльях гранито-гнейсовых куполов наблюдаются несколько иные соотношения параметров h и e . Здесь с увеличением длины будин довольно значительно возрастает их мощность (см. графики 1-2 на рис.3). Это, вероятно, связано с тем, что здесь давление и температура в процессе будинирования толщи были ниже, и будинируемый слой уже обладал несколько большими упругими свойствами и большей вязкостью, чем вмещающие его породы. Эксперименты по воспроизведению структур будинажа, проведенные И.В.Лучицким и др. /3/ показали, что в таких условиях путем скальвания вдоль диагональных систем трещин формируется наиболее распространенный в природе генетический тип структур будинажа - будинаж скальвания. В данном случае большую роль играет первоначальная мощность будинируемых прослоев и их количество в деформируемой толще: чем больше мощ-

ность подвергнувшегося будинажу пласта, тем толще образовавшиеся будины и чем больше количество компетентных прослоев, тем длиннее будины /2,8/. Морфологически этот тип структур будинажа в шарьжалгайском комплексе выражен различными прямоугольными формами будин (ромбовидными, трапециевидными и др.).

Второй тип взаимоотношений длины и мощности будин в общем виде можно представить следующим уравнением связи:

$$h = \beta \ell - \alpha$$

Этот тип связи параметров h и ℓ наиболее часто отмечается в междупольных зонах.

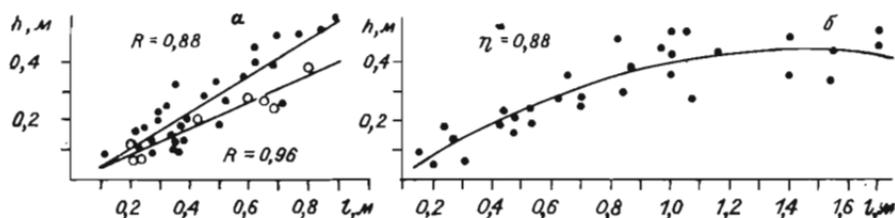


Рис.4. График взаимосвязи длины и мощности будин в междупольных зонах

а - будины в чарнокитах (залитые кружки, 30 пар значений ($h = 0,625\ell - 0,027$) и в пироксеновых и роговообманково-пироксеновых гнейсах (незалитые кружки, 8 пар значений ($h = 0,449\ell - 0,0084$) 89-90 км; б - будины в биотито-амфиболовых и биотито-гранатовых мигматизированных гнейсах Маритуйской междупольной зоны ($h = 0,669\ell - 0,23\ell^2 - 0,047$)

На графике I рис.4 видно, что соотношения длины и мощности будин на этих участках такие же, как и на крыльях куполов, т.е. здесь также преимущественно формируется будинаж скалывания. Существующее различие в типах корреляционных уравнений, полученных для куполов и междупольных зон, можно, вероятно, объяснить тем, что на этих участках образовавшиеся будины подверглись более сильным изменениям (сглаживание контуров, вращение) в процессе пластического течения вещества, направленного, как показал анализ ориентировки каллевидных будин и шпиров, от сводовых частей куполов к их периферии /I,4/.

Третий, наиболее редкий тип взаимосвязи длины и мощности получен для будин в породах, слагающих центральную часть Шарыжалгайского купола и Маритуйскую межкупольную синформу (см. график 2 на рис. 4). Этот тип связи параметров h и l является нелинейным и, в общем виде, может быть выражен следующим уравнением:

$$h = \beta l - c l^2 - \alpha.$$

Кривая на графике 2 (рис. 4) показывает, что мощность будин здесь возрастает до значений $l = 1$ м и $h = 0,3 - 0,4$ м, а при дальнейшем увеличении длины мощность будин растет очень медленно. По морфологическим признакам такой зависимости между длиной и мощностью будин, обладает весьма своеобразный по механизму образования тип будинажа, известный в литературе под названием будинаж нагнетания /2,7,8/. По мнению В.И. Громина /2/, такой будинаж образуется при неравномерном сжатии, направленном перпендикулярно или параллельно к слоистости пласта, обладающего достаточной мощностью и повышенной пластичностью. В результате деформируемый слой утоняется на одних участках и наоборот утолщается на других за счет нагнетания материала, выжимаемого из участков с повышенным давлением. О широком проявлении здесь процессов нагнетания пластичного вещества свидетельствуют и значительные, увеличенные по сравнению с крыльями, замки изоклиналиных складок. Мощность будин при таком механизме их образования превышает мощности первоначального недеформированного слоя, в отличие от других типов будинажа, где мощность образовавшихся будин равна или меньше исходной толщины будинируемого горизонта. При последующих деформациях шейки будин могут быть раздроблены и в межбудинных промежутках наблюдаются лишь их обломки, резко варьирующие по мощности.

При построении графиков зависимости длины и мощности будин точки, отстоящие от общей совокупности на расстояние, превышающее 2σ , выносились отдельно, и по ним построены два самостоятельных графика (рис. 5). График I, приведенный на рис. 5, построен по упомянутым аномальным точкам для всего разреза Шарыжалгайского блока. Соотношение параметров h и l выражается корреляционным уравнением второго типа, но с более пологим наклоном кривой. Это позволяет предполагать, что будинирование толщи происходило при очень высоких температурах и дав-

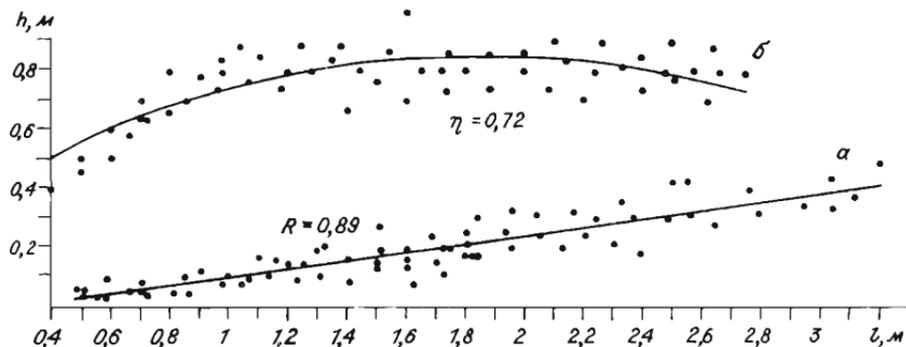


Рис.5. Графики взаимосвязи длины и мощности раннего будинажа (а - 73 пары значений, $h = 0,56l - 0,149l^2 - 0,326$) и будин отрыва (б - 57 пар значений, $h = 0,142l - 0,042$)

лениях, т.е. в условиях интенсивного пластического течения горных пород. Региональное развитие будин с подобным соотношением длины и мощности и их морфологические особенности наводят на мысль, что это наиболее ранний будинаж, связанный с метаморфизмом в условиях гранулитовой фации.

Вторая группа аномальных точек образует кривую, характеризующуюся уравнением регрессии третьего типа (см.рис.5). Для этой группы характерно увеличение длины будин при почти неизменной мощности. Вероятно, это своеобразный будинаж отрыва, при образовании которого мощность образовавшихся будин равна мощности деформируемого слоя, хотя не исключено, что это ксенолиты, генезис которых не имеет ничего общего с будинажем. Полевые исследования морфологии таких будин и экспериментальные данные [2,3] позволяют все же утверждать, что в данном случае имеет место именно этот генетический тип будинажа, сформировавшийся на заключительных этапах деформации толщи, при сравнительно низких температурах и всесторонних давлениях.

Таким образом, детальное изучение морфологии структур будинажа позволяет сделать ряд выводов, имеющих определенное значение для дальнейшей расшифровки тектонофизических условий формирования внутренней структуры Шарьжалгайского блока и более обоснованного выделения этапов деформаций.

1. Статистическим анализом подтверждается тесная взаимосвязь между параметрами будин, механизмом их образования, термодинамическими условиями деформации и реологическими свойствами горных пород.

2. Для ядер куполов, их крыльев и межкупольных синформных зон получены три вида уравнений связи между длиной и мощностью будин, соответствующих трем различным генетическим типам будинажа (рис. 6). Морфология будин определяется главным образом термодинамическими

условиями деформации, реологическими свойствами пород в момент будинообразования и в меньшей степени — их литологией.

3. Структуры будинажа в Шарыжалгайском блоке образовались после основных фаз складчатости в каждом этапе деформаций. Об этом свидетельствуют, в частности, несовпадение ориентировок длинных осей будин и шарниров складок, наличие внутри будин замков складок и будинирование крыльев складчатых структур.

Наблюдается определенная последовательность в образовании различных генетических типов будинажа (рис. 6). Наиболее ранний будинаж пластического течения формировался в термодинамических условиях, соответствующих складчатости и метаморфизму. Будинаж нагнетания занимает промежуточное положение между будинажем пластического течения и скалывания. Будинируемые слои в это время уже приобрели некоторые упругие свойства, хотя течение вещества еще играло решающую роль при деформациях. При образовании будинажа скалывания будинируемый слой обладал значительно большими упругими свойствами, чем вмещающая его среда, давления и температуры были несколько ниже, чем при формировании

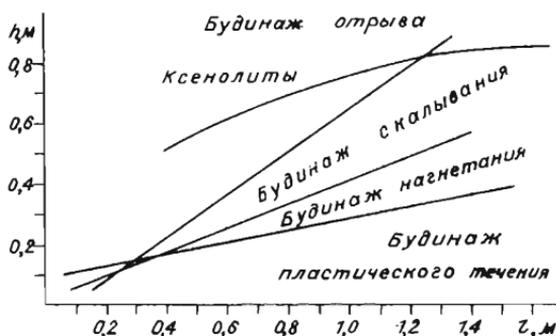


Рис. 6. Области развития различных генетических типов будинажа в Шарыжалгайском блоке (по результатам изучения параметров будин)

буди́н первых двух типов, существовало и большое различие в компетентности деформируемых горизонтов. И, наконец, буди́наж отрыва образовался на заключительных этапах деформации, когда буди́нируемый слой был уже существенно упругим, в отличие от вмещающих его пород, еще сохранявших свои пластические свойства.

Литература

1. Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. Новосибирск: Наука, 1980. 96 с.
2. Громин В.И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции. Новосибирск: Наука, 1970. 144 с.
3. Лучицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск: Наука, 1967. 76 с.
4. Мельников А.И. Морфология структур буди́нажа в связи с изучением динамики пластического течения вещества в шарыжалгайском комплексе.—В кн.: Тез.докл. УП конференции молодых научных сотрудников по геологии и геофизике Восточной Сибири. Иркутск, 1976, с.5–6.
5. Мельников А.И., Грабкин О.В. Три типа буди́нажа и проблемы их генезиса.—В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Тез.докл. Всесоюзн. симпозиума. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с.123–126.
6. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
7. Тохтуев Г.В. Структуры буди́наж и их роль в локализации оруденения. Киев: Наукова думка, 1967. 215 с.
8. Тохтуев Г.В. Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. Киев: Наукова думка, 1972. 122 с.

А.И. Прокопенко

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ПЛИКАТИВНЫХ И ДИЗЪЮНКТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Непрерывный рост потребления энергетически важных полезных ископаемых требует постоянного увеличения их добычи. Это вызывает необходимость интенсификации исследований по выявлению структурных особенностей нефтегазоносных и угольных месторождений, их позиций в геологической истории развития региональных структур земной коры и глубинных разломов, образующих в комплексе с другими дислокациями структурно-динамические системы (СДС). Для успешного решения этих сложных взаимосвязанных задач требуется не только расширение поисково-разведочных работ, но и разработка и внедрение новых способов исследования. За последние 20 лет как в СССР, так и за рубежом достигнуты существенные успехи в разработке разнообразных методов геологических исследований, среди которых немаловажное место принадлежит структурным.

Методы структурных исследований включают в себя ряд приемов, направленных в целом на изучение структур земной коры и истории их развития. Эти приемы различаются в зависимости от цели, поставленных задач, особенностей объекта, его сложности, уровня исследования (макро-или микросистемы) и т.д.

В изучении таких седиментационных бассейнов платформенного типа, как Западно-Сибирская плита, Сибирская платформа и др., в которых практический интерес представляют глубокие горизонты, скрытые под чехлом рыхлых отложений, большая роль отводится комплексу геофизических исследований и глубокому бурению. Основные объемы этих работ выполняются для поиска и детализации структур, а одним из основных видов продукции являются структурные карты, геолого-геофизические профили, разрезы и т.д. Поэтому, естественно, главное внимание уделяется совершенствованию обработки этого вида информации и разработки соответствующих методов анализа пликативных и дизъюнктивных дислокаций, отражаемых на структурных картах.

Количественные подходы при изучении структурных элементов земной коры реализуются в анализе геометрии пликативных и

дизъюнктивных дислокаций, смены этих форм во времени и вертикальном разрезе, характера тектонических движений, лежащих в основе их формирования. Достоверность выводов и полноценность обобщений во многом определяется совершенством методов изучения формы складчато-флексурных и других изгибовых дислокаций, выраженных искажениями слоев.

Искривление слоистой толщи, как правило, сопровождается изменением формы залегающих в ней геологических тел, структурных поверхностей. Характер их преобразования можно определить по изменению геометрии геологических тел, их границ. Необходимо сказать, что в данной работе анализ искривления геологического пространства проведен с геометрических позиций, так как в геометрии геологических тел заложена большая информация о внутренней их структуре. Механизмы всякого изменения формы и объема геологических тел, вследствие деформаций, взаимосвязаны между собой. Если в реальной геологической обстановке один элемент (например, объемная деформация) выражен незначительно, им можно пренебречь и принять объем постоянным. В данном случае нас будет интересовать изменение формы геологических тел, их границ, структурных поверхностей. Геометрия формы — величина переменная. Развитие деформаций слоистой толщи сопровождается изменением кривизны ограничивающих ее поверхностей. Остаточные деформации, наблюдаемые в земной коре, отражают сложное искривление поверхностей слоев горных пород. В таком случае можно предположить, что параметр кривизны преобразованной слоистой толщи является наиболее общим (распространенным) выражением геологических деформаций. Для количественной оценки степени деформированности горных пород, учитывающих значение их кривизны, предложен ряд формул, которые отражены в следующих работах /1,3-5/.

Количественный анализ разломов и структурно-динамических систем

Дизъюнктивные (разрывные) дислокации, к которым относятся трещины, сбросы, сдвиги, глубинные разломы и т.д. по своим размерам охватывают столь же широкий диапазон порядков, как и слои, и распространены практически повсеместно /2/.

При изучении дизъюнктивных дислокаций как в горно-складчатых, так и платформенных областях важно использовать все виды материалов геолого-геофизических исследований, включая дистанционные методы. Анализ и выделение разрывных нарушений в платформенных условиях (часто из-за полного отсутствия обнажений и т.д.) представляет определенную сложность, так как путем непосредственного наблюдения их установить невозможно. В связи с этим не представляется возможным привлечь такие признаки разломов, как зоны дробления, смятия, наличие в приразломных зонах изменения состава фаций, формаций, выклинивания и т.д. В таких условиях для их выделения и последующего анализа привлекаются в основном геофизические (гравиразведка, магниторазведка, сейсморазведка и т.д.), морфологические исследования, а также материалы, полученные дистанционными методами и др. На результатах их обработки, и, в данном случае, геофизических аномалий, остановимся несколько подробнее.

а. Анализ геофизических аномалий

Методика количественной обработки геолого-геофизических материалов, необходимых для выделения разломов, показана на примерах сложно построенных Енисей-Хатангского седиментационного бассейна, западной части Сибирской платформы, Ферганской межгорной впадины /1/.

Для выделения, трассирования и характеристики разломов, особенно на платформенных территориях, наиболее часто применяются следующие признаки: 1) зоны высоких градиентов (ступени); 2) крутые и резкие ограничения аномалий, торцевые сочленения неодинаково ориентированных аномалий, пересечение аномалий различных простираний; 3) цепочки узколинейных положительных или отрицательных аномалий, смещение линейно-вытянутых аномалий в плане, изгибы изоаномалий. Степень достоверности повышалась в том случае, когда выделение можно было провести по сочетанию двух или более перечисленных признаков.

Для повышения степени объективности выделения разрывных нарушений и выявления наиболее контрастных градиентных зон гравитационных аномалий с последующей их систематизацией разработана методика районирования геофизических полей /4/.

Изучение гравитационных и магнитных аномалий проводилось в следующем порядке:

а) выделялись региональные направления отрицательных и положительных значений гравитационных и магнитных аномалий;

б) рассчитывался коэффициент интенсивности градиента зоны (это область сочленения положительных и отрицательных аномалий (Δg) по формуле:

$$\lambda = \sum \ell n,$$

где ℓ — длина зоны, n — количество пересекаемых границ положительной и отрицательной аномалий (дифференцированность аномалий). Причем суммирование ограничивалось границами положительной аномалии Δg ;

в) выделялись области планового совпадения аномалий ΔT с зоной повышенной интенсивности градиента Δg (коэффициента λ);

г) рассчитывалась сложность "узлов" сочленения зон интенсивности градиента λ (характеризующихся различной величиной коэффициента C) и аномалий ΔT , приведенных к одной площади по формуле:

$$C = \sum n d_{ij},$$

где n — количество разноориентированных направлений,

d_{ij} — нормированный коэффициент. Нормировка признака осуществлялась с помощью линейного преобразования.

Сложность узлов сочленения (C) служила одним из критериев для выделения в пространстве и последующей систематики разломов. Количественный анализ сложности "узлов" сочленения, сети, образуемой разломами и зонами, линиями, полосами магнитного и гравитационного полей детально разобраны в следующем разделе.

б. Анализ сети, образуемой разрывными нарушениями

При решении ряда геолого-геофизических задач часто используются математические приемы экстраполяции, интерполяции, аппроксимации, с целью трассирования пластовых поверхностей корреляции горизонтов. В основе способа аппроксимации, например, линий простирания, контакта двух толщ, свит. или линии направления разлома и т.д. лежит допущение о том, что кривую линию

можно представить в виде суммы прямых, которые могут быть случайными, но могут говорить и о недостаточности линейной аппроксимации. Мерой представительности и оценки точности аппроксимации может служить среднеквадратичное отклонение $/I/$. При использовании линейной аппроксимации в плане неизбежные ее вариации определяют погрешность в местоположении и простирании выделяемых разломов или структурно-динамических систем. В отличие от чисто математического подхода, когда прямая линия считается бесконечно тонкой, аппроксимируемые тела разрывных нарушений имеют определенную ширину. В связи с этим под разломом удобнее понимать некую геометрическую фигуру, в данном случае прямоугольник, ширина которого — m значительно меньше длины — l . Однако, не всегда можно строго определить m и l , из-за неточности установления размеров зон динамического влияния разломов. Например, едва ли можно точно указать начало и окончание Колтогоро-Уренгойского грабен-рифта или Танамо-Курьинского глубинного разлома. Если привлечь географические критерии для решения этого вопроса, то они вряд ли будут соответствовать геологическим, структурным. Поэтому, когда точных выводов о ширине или длине аппроксимируемой структуры нет, будем говорить о линейной аппроксимации, имея в виду, что рассматриваемая линия лежит в пределах некоторой области (полосы изучаемого) разлома или структурно-динамической системы. Очевидно, чем длиннее аппроксимируемая зона и чем меньше отклонений от прямой, тем точнее определяется направление простирания. Разломные зоны, структурно-динамические системы, как правило, характеризуются тем, что в их пределах развита более мелкая сложноветвящаяся сеть разрывных нарушений. Точность определения азимута простирания этой области (полосы) — V_{α} — зависит от ширины — m , длины l и при этом наибольшая погрешность равна: $V_{\alpha} = \text{arctg} \frac{m}{2l}$. При ширине зоны 100 км, длине 1000 км погрешность не превосходит $\pm 10^{\circ}$.

Полное математическое описание разрыва, особенно в виде уравнений, представляет сложную задачу, оно громоздко и вряд ли целесообразно. Большое значение имеют геометрические параметры разрыва и той области, которая образуется семейством разрыва. Характер распределения одиночных разломов и их областей зависит от распределения напряжений в анизотропной геологической средс,

поэтому геометризация дизъюнктивных дислокаций позволит выявить их взаимосвязь и выделить определенные признаки упорядоченности.

Характерными элементами зоны разрыва служат: общая протяженность зоны по простиранию (L') и ее мощность (m). Семейство разломов, образующих какую-то область, охарактеризуем применяя абстрактные математические понятия в виде графов.

Рассматривая множество V , состоящее из соединенных некоторым образом точек, назовем V множеством вершин и элементы $\alpha \in V$ - вершинами

$$\text{Граф } \Psi = \Psi(V). \quad (1)$$

С множеством вершин V есть некоторое семейство сочетаний или пар вида

$$E = (\alpha, \beta) \quad \alpha, \beta \in V, \quad (2)$$

указывающие, какие вершины считаются соединенными.

В соответствии с геометрическим представлением графа каждая конкретная пара (2) называется его ребром, а вершины α и β концевыми точками. Следовательно, граф - это фигура, образованная совокупностью точек (называемых вершинами или узлами) и линий, которые их соединяют (именуемых ребрами). Любой многоугольник, будь то квадрат или трапеция, можно рассматривать как граф.

При необходимости можно принять во внимание порядок расположения двух концов ребра и конечной (начальной) вершины. Тогда говорят, что E называется ориентированное ребро, α - начальная вершина, β - конечная вершина ребра. Граф в этом случае называется ориентированным. Графы, в которых каждая из вершин связана, по крайней мере с тремя другими, называют сетями. Ребра же, связанные с одной вершиной, образуют бахрому.

Области, образованные семейством разломов, рассматриваем как граф, где протяженность нарушения - ребро, места их сочленения - вершины.

Соотношение между числом ребер и числом вершин в графе может быть любым. Мету связанности (сложности) сети, образуемой дизъюнктивными дислокациями, охарактеризуем индексом

$$\beta = \frac{e}{w}, \quad (3)$$

где e - число отрезков (ребер), w - число точек сочленений (вершин).

Индекс β колеблется в пределах от нуля до трех, причем значения меньше единицы характеризуют несвязные графы: значения, равные единице, характеризуют сеть, имеющую только один замкнутый контур, а величины от единицы до трех относятся к сложной сети. Анализ формы сети проведен с помощью "С" и показателя Бунге

$$C = \frac{(0.5e')^2 \pi}{S} , \quad (4)$$

где e' – наибольшая ось, S – фактическая площадь.

С помощью показателя Бунге можно определить форму объекта произвольной конфигурации. Нередко, пытаясь измерить формы, мы одновременно измеряем и ряд других ненужных нам свойств, например, ориентацию. Для характеристики формы часто используются субъективные понятия "вытянутая", "звездообразная" и т.д., причем сами определения неодинаковы у разных наблюдателей. Бунге предлагает: первоначальную форму аппроксимировать многоугольником, вершины которого пронумерованы. Далее путем перебора сумм различно сочетающихся расстояний добиться их повторений. Например, у шестиугольника получаются повторения после четырех суммирований, у восьмиугольника – после шести. Индекс "С" несет информацию о мере сгущения сети разломов, но какая при этом образуется фигура (в двумерном измерении), определяется показателем Бунге. Если значения "С" близки к "1" (сравнивается с кругом), то это говорит о радиальной равномерной форме распределения разломов, образующих сеть; чем дальше показатель отстоит от единицы, тем более неправильную, вытянутую форму, приобретает сеть – сгущение в каком-то направлении.

Эти методические приемы были использованы при анализе сложности "узлов" сочленения сети, образуемой линиями, полосами магнитного, гравитационного полей, необходимых для выделения зон вероятных разрывных нарушений доюрского комплекса пород Енисей-Хатангского прогиба и глубинных разломов Сибирской платформы и Ферганской впадины.

в. Общий подход к выделению структурно-динамических структур

Глубинные разломы в пределах платформ, краевых прогибов и межгорных впадин во многом определяют особенности их геологи-

ческой истории, развитие осадочного чехла, контролируют распределение деформационных структур и полезных ископаемых в осадочном комплексе пород.

Глубинные разломы в пределах платформ, краевых прогибов и межгорных впадин во многом определяют особенности их геологической истории, развитие осадочного чехла, контролируют распределение деформационных структур и полезных ископаемых в осадочном комплексе пород.

Нередко большая степень "разломности" фундамента отвечает большей структурной дифференциации чехла и увеличению частоты и размеров пликтивных дислокаций, которые служат своеобразными ловушками для полезных ископаемых и, в частности, залежей углеводородов.

В свете вышеизложенного весьма актуальными становятся вопросы, касающиеся детального изучения внутренней анатомии глубинного разлома, его влияния на формирование структуры мезозоя Западно-Сибирской плиты. Таким образом, если рассматривать глубинный разлом по вертикали, то видно, что в широком диапазоне его влияния он контролирует и определяет особенности строения, развития и взаимосвязи поверхностной и глубинной структуры земной коры. В целом такую глубинную, мобильную зону, сохраняющую на большом протяжении свое пространственное положение, можно представить как трехмерное (объемное) тело и назвать структурно-динамической системой (СДС). Она несет функцию не только разрыва сплошности среды, но и имеет свое сложное внутреннее строение и развитие. В целом СДС - это объемное тело со своей геологической жизнью, определенной динамикой напряженного состояния земной коры, геофизическими параметрами и специфическим стилем пликтивных дислокаций разного порядка, определенным характером распределения деформаций, уровнем теплового потока, набором формационных рядов и полезных ископаемых.

В рамках структурно-динамических систем тектонические комплексы имеют определенную зональность в распределении плотности разрывных нарушений, степени и характера деформированности осадочного комплекса пород, интенсивности гравитационных, магнитных аномалий и т.д. Практически повсеместно выделяются два пояса: I - внутренний (осевой) шириной от 300-800 м до 5-8 км,

2 - внешний от 9-12 до 40 и более км. Иногда выделяют в качестве третьего пояса наиболее спокойную зону дислоцированности пород.

На территории Западной Сибири и сопредельных территорий с помощью известных и вновь разработанных геолого-геофизических методов впервые выделены или более детально изучены ранее выявленные СДС. Это Колтогоро-Уренгойская зона, выделенная и изученная В.С.Сурковым и другими в доюрском комплексе пород Западно-Сибирской плиты. В рамках СДС эта зона прослеживается несколько шире на уровне мезозойских образований, а также в современном рельефе. Танамо-Курьинская СДС выделена и изучена в пределах приосевой части Енисей-Хатангского прогиба. На уровне горизонтов земной коры, включая поверхность современного рельефа, она довольно четко прослеживается, сохраняя двухчленное строение и характеризуясь определенным набором индикационных признаков во всех направлениях /3-5/.

В заключение необходимо подчеркнуть, что возникновение разломов и складкообразование - сложные тектонические процессы, которые определяются влиянием многих факторов. Нам представляется, что один из путей его решения лежит через комплексное геолого-геофизическое, тектонофизическое, структурное исследование крупных регионов в рамках структурно-динамических систем. Для изучения сложного тектонофизического процесса их образования немаловажно выявить существующие поля напряжений, деформаций, характер их распределения в разных тектонических обстановках. Как показывают полученные нами фактические данные, нефтегазонасыщенные и угленосные бассейны характеризуются специфическим типом складок (от гиперболического до параболического) и определенным характером распределения деформированности тектонических комплексов. Так, в Енисей-Хатангском прогибе выявлена четкая зональность, сопровождаемая изменением степени деформированности юрско-меловых отложений как на уровне одного горизонта (P^0), так и по всему объему осадочного чехла. В западной части прогиба и в восточной наблюдаются обратные соотношения. В пределах отдельных площадей западной части Сибирской платформы, Западно-Сибирской плиты отмечено мозаичное распределение деформации тектонических комплексов. Но, так или иначе, степень деформированности, характер распределения поля напряжений в чехле (в приповерхност-

ных горизонтах) регулируются глубинными разломами, структурно-динамическими, структурно-деформационными системами. Изучение взаимоотношения складчатых и разрывных структур имеет важное практическое и теоретическое значение. С определенными типами структур связаны те или иные полезные ископаемые. Особенно важно их изучение в платформенном чехле осадочных бассейнов как важных индикаторов нефтегазоносности.

Литература

1. Карогодин Ю.Н., Прокопенко А.И. Методы исследования структуры нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1984. 200 с.
2. Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с.
3. Прокопенко А.И. Об эффективности геолого-геофизических методов при выявлении антиклинальных структур и подготовка их к глубокому бурению.—В кн.: Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири. Новосибирск, 1975, с.100–105.
4. Прокопенко А.И. Структурный анализ мезозойских отложений при оценке перспектив нефтегазоносности восточной части Енисей-Хатангского прогиба: Автореф.канд.дис. Новосибирск, 1979. 26 с.
5. Прокопенко А.И., Черных Б.П. О геометрической характеристике нефтегазоносных структур Ферганы.—Изв. АН КиргССР, 1975, № 2, с.46–48.

Ю.М.Быкова, В.В.Зиньков

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛООВОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ ДАЕК НА КОНТИНЕНТАЛЬНУЮ КОРУ

Одной из причин расщепления континентальной земной коры, приводящих к пологим срывам, внутрикоровым надвигам и к различному

стилю деформаций на разных уровнях, может быть нарушение теплового режима коры в результате внедрения и теплового воздействия на гранито-гнейсовый субстрат большого количества вертикальных базальтовых даек. Базальтовая магма, внедрившаяся в холодный субстрат, разогревает его и при определенных условиях может вызвать частичное или полное плавление в окрестностях дайки. Тепловое воздействие на вмещающий субстрат имеет место как в период кристаллизации магмы, так и после ее застывания.

Известно, что в зонах массового внедрения базальтовые дайки оказываются сильно деформированными вместе с вмещающими гранито-гнейсовыми толщами, испытавшими реоморфизм и интенсивное тектоническое течение сразу после внедрения даек /8, 14/. Вместе с тем в других местах того же роя иногда можно найти участки с совершенно недеформированными дайками, внедрившимися по расколам в хрупкий гранито-гнейсовый субстрат, который после их внедрения не испытал реоморфизма. Прекрасным примером таких двояких соотношений с субстратом является рой даек Конгамит в Западной Гренландии /8/. Можно предположить, что разные соотношения их с субстратом отражают различие температурных условий на разных глубинах земной коры, и что мобилизация субстрата непосредственно связана с тепловым воздействием даек.

Чтобы лучше понять тектоническое значение этого явления, мы попытались оценить интенсивность анатексиса около базальтовых даек на разных глубинах, длительность его существования и толщину верхней части коры, в которой внедрение даек происходит без него.

Вопросам теплообмена в магматогенных процессах посвящен целый ряд работ /4-7, 9, 13, 15-18/. В них дан анализ теплового обмена интрузий на вмещающие породы, расчет температурных полей в экзоконтактах интрузивных тел, а также представлен ряд интересных моделей, связанных с решением задачи Стефана по диффузии и теплопроводности.

Нами рассматривалась модель, характеризующая рой даек определенной густоты. Во вмещающие кислые породы в момент τ_0 , с глубины, соответствующей основанию "гранитного слоя" земной коры до ее поверхности, мгновенно внедряются дайки базальтоидного состава (в модели дайка рассматривается только как источник тепла). С момента внедрения магмы в относительно холодные

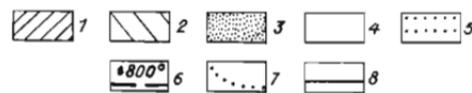
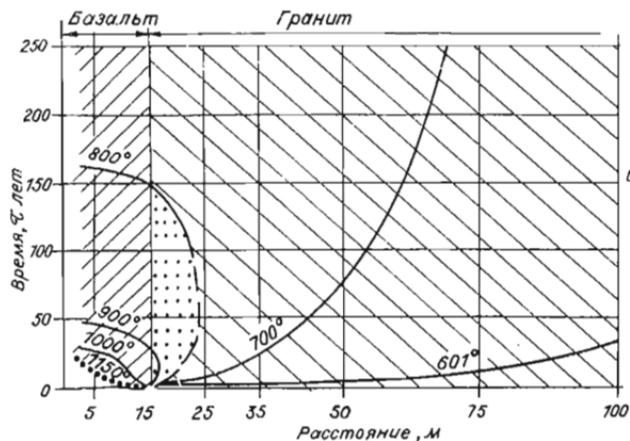
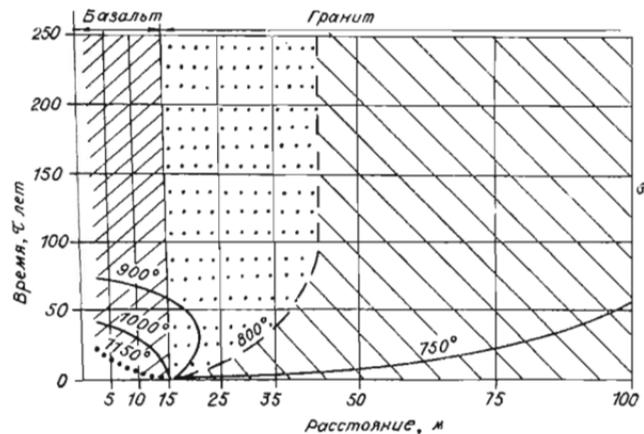
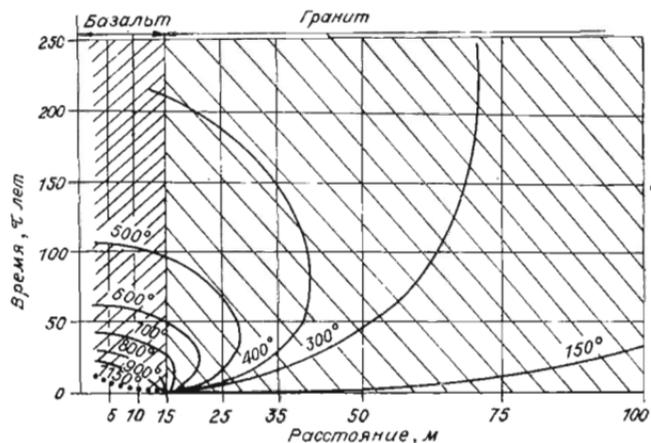


Рис.1. Развитие во времени температурного поля около дайки на разных глубинах (а - $H = 5$ км; б - $H = 20$ км; в - $H = 25$ км).

$T_{пл}$ базальта - 1150°C , $T_{пл}$ гранита - 800°C . 1 - твердая фаза базальтового состава; 2 - твердая фаза гранитного состава; 3 - частично расплавленный базальт; 4 - частично расплавленный гранит; 5 - жидкая фаза (базальтового и гранитного состава); 6 - фронт плавления (кристаллизации) гранита; 7 - фронт кристаллизации базальта; 8 - изотермы в твердой и жидкой фазе

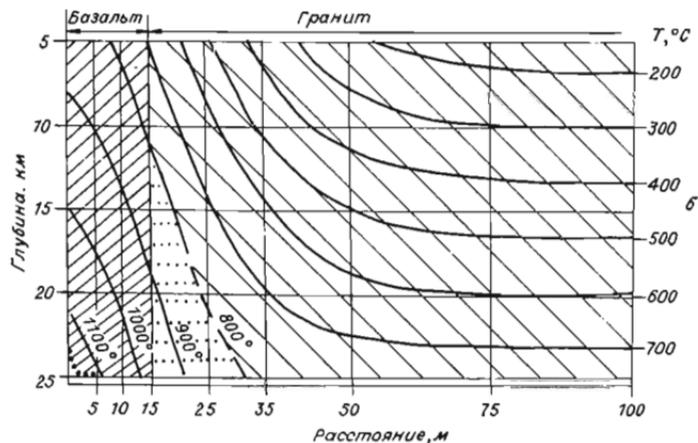
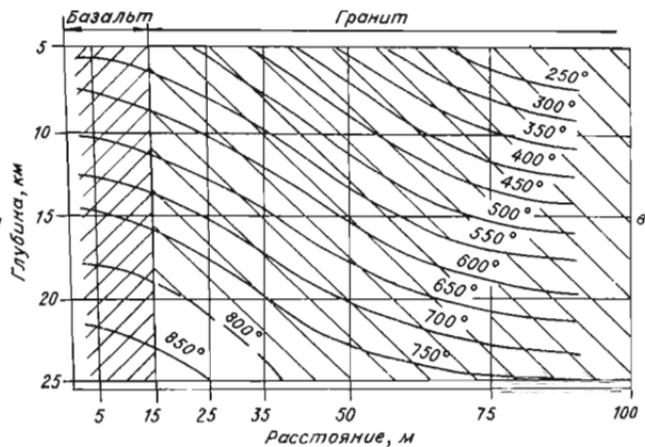
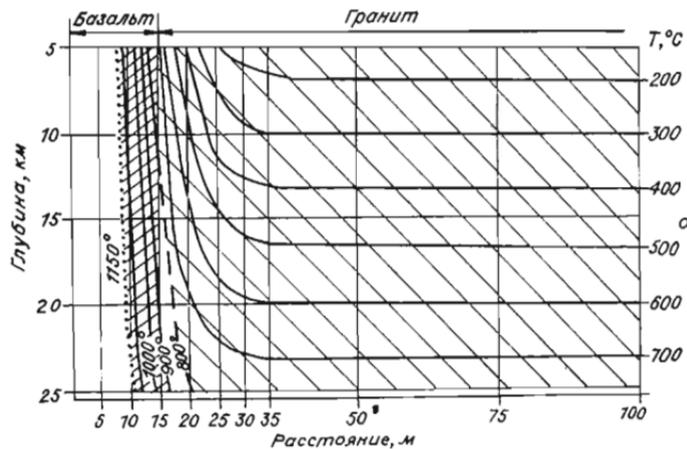


Рис.2. Распределение температур в зависимости от глубины и расстояний от контакта дайки в фиксированные моменты времени (а - $\tau = 3$ года, б - $\tau = 25$ лет, в - $\tau = 80$ лет).
 $T_{пл}$ базальта - 1150°C, $T_{пл}$ гранита - 800°C.
 Усл. обозн. см.рис.1

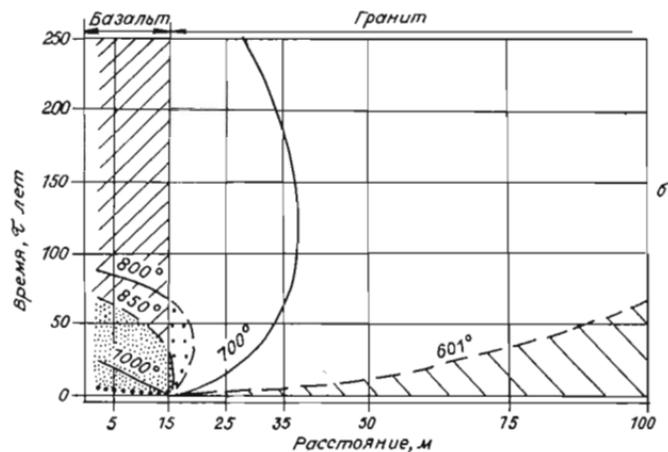
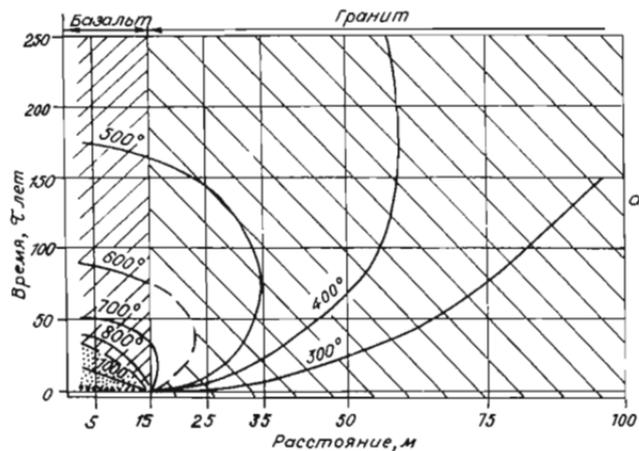


Рис.3. Развитие во времени температурного поля около дайки на разных глубинах.
 (За - Н = 8 км, Зб - Н = 20 км). $T_{пл\text{ базальта}} = 1150-850^{\circ}\text{C}$, $T_{пл\text{ гранита}} = 800-600^{\circ}\text{C}$

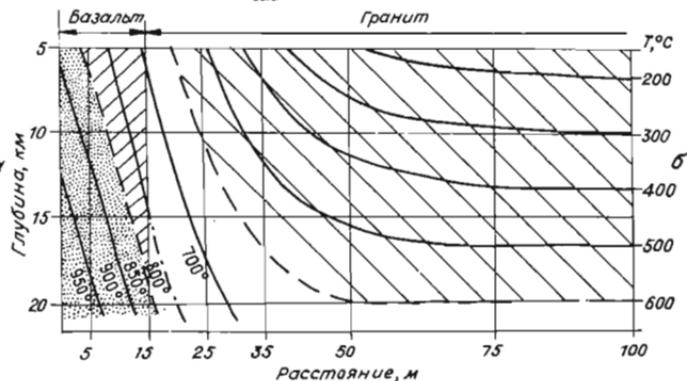
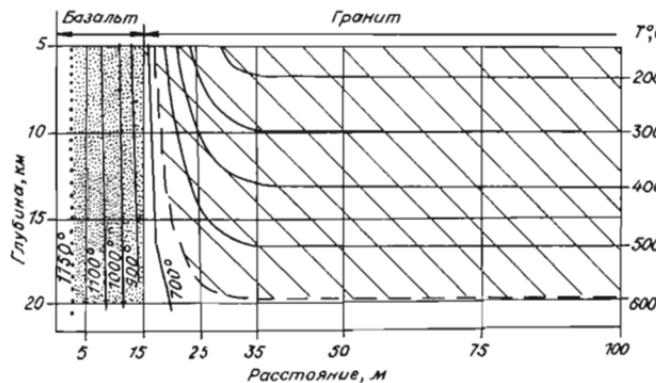


Рис. 4. Распределение температур в зависимости от глубины и расстояния от контакта дайки в фиксированные моменты времени
 (а - $\tau = 3$ года, б - $\tau = 25$ лет). $T_{пл}$ базальта = 1150-800°C, $T_{пл}$ гранита = 800-600°C. Усл. обозн. см. рис. 3

породы между ней и вмещающим субстратом начинается теплообмен, который приводит к нагреванию, а в определенных местах и к плавлению субстрата. Возникающий анатектический расплав существует какое-то время даже после застывания дайки.

Рассматривалось два варианта моделей. В первом плавление и кристаллизация внедрившейся магмы осуществлялись при фиксированных температурах и составляли для базальта $T_{пл} = 1150^\circ\text{C}$, для гранита $T_{пл} = 800^\circ\text{C}$. Во втором (полагая, что при внедрении базальтовых даек в гранито-гнейсовый субстрат, может иметь место явление частичного плавления) солидус-ликвибусные области составляли для магмы $T_{пл} = 850 - 1150^\circ$, а для субстрата $T_{пл} = 600-800^\circ\text{C}$.

Были приняты следующие теплофизические характеристики моделей: для вмещающих пород (условный гранит) $C_p = 0,3$ кал/г.град; $Q = 70$ кал/г; $\lambda = 3,4 \cdot 10^{-3}$ кал/см. .град; для дайки (условный базальт) $C_p = 0,3$ кал/г.град; $Q = 100$ кал/г; $\lambda = 2,8 \cdot 10^{-3}$ кал/см. .град /1, 3, 12/. При моделировании мы учитывали строение роя даек Конгамитут.

При построении моделей мы ввели ряд упрощений, позволяющих свести трехмерную модель к серии одномерных, отнесенных к разным глубинам в пределах от 5 до 25 км. Таким образом были изучены серии одномерных моделей, представляющих интервалы от середины дайки до середины междайкового промежутка на определенной глубине и по ним реконструированы двухмерные модели.

В качестве начальных условий принято мгновенное внедрение магмы, находящейся при температуре плавления (без перегрева), во вмещающие породы, температура которых вычисляется исходя из геотермического градиента $30^\circ/\text{км}$ и нулевой температуре на земной поверхности.

Граничные условия определяются тем, что моделируемый элемент роя даек ограничен плоскостями

симметрии. Тепловой поток через обе его границы (середина дайки и середина междайкового промежутка) равен нулю. Расчет моделей осуществлялся на гидроинтеграторе системы В.С. Лукьянова - ИГД.

Результаты моделирования представлены графически на рис. 1 и 4, каждый из которых состоит из серии графиков. В данной работе представлены фрагменты из каждой серии графиков, полностью они представлены в работе /9/. Рис. 1 и 2 характеризуют первый вариант моделей, рис. 3 и 4 - второй. На рис. 1 и 3 представлены серии одномерных моделей. Каждый график относится к определенной фиксированной глубине и показывает изменение температур в дайке и вмещающих породах в зависимости от времени. Следует обратить внимание на динамику кристаллизации базальтовой дайки и возникновения, развития и отмирания расплавленного очага во вмещающих породах на разных глубинах. На рис. 2 и 4 представлены двумерные модели, синтезированные из серии одномерных. Графики показывают распределение температур в вертикальном сечении, перпендикулярном к дайке в определенный момент времени. По оси абсцисс отложены расстояния, начиная от середины дайки, а по оси ординат - глубина от поверхности Земли. На графиках хорошо видно распределение застывших и расплавленных масс в разрезе и существенное отличие верхней части земной коры от нижней. Полученные результаты можно применять и к другим объектам с иными размерами и параметрами. Для этого их следует представить в обобщенных координатах с учетом критериев подобия.

Анализ результатов показал особенности развития моделей, хорошо выраженные на графиках: 1. Быстрое застывание дайки на всех глубинах и длительное существование анатектического расплава на глубинах 15 км и больше. 2. Значительная толщина зоны анатексиса (I-й вариант), особенно частичного (II-й вариант), вмещающих пород на глубинах 15 км и больше. 3. Отсутствие полного плавления вмещающих пород на глубинах меньше 8 км. 4. Мгновенное возникновение застывшей корки (зона закалки) на всех глубинах в I-м варианте и на глубинах меньше 15 км во II-ом варианте, и столь же мгновенное возникновение тонкой пленки расплава во вмещающих породах (I-й вариант - ниже 15 км, II-й вариант - ниже 2 км). Таким образом, существенное плавление около даек происходит только ниже начальных изотерм 250-300°, т.е. глубже 8-10 км при геотермическом градиенте 30°/км. Следова-

тельно, глубина 8–10 км является как бы критическим уровнем, выше которого вмещающие дайку породы практически не плавятся, и субстрат не пластифицируется. Иная картина наблюдается ниже критического уровня. Здесь около даек возникают гранитные выплавки, вмещающие породы пластифицируются. С увеличением глубины толщина проплавленной зоны и время существования расплава около застывших даек возрастают.

Изложенный выше материал позволяет дать предположительное объяснение двояких соотношений роя даек с вмещающим субстратом (дайки Конгамит). Таким образом, выше уровня 8–10 км внедрение роя даек не оказывает существенного влияния на механические свойства субстрата, который остается жестким. Ниже этого уровня начинаются пластические деформации толщ, течение вещества и будинирование даек. В целом при внедрении базальтовых даек в континентальную кору гранито-гнейсовый субстрат в зоне внедрения разделяется на два слоя, характеризующихся разным стилем деформаций. Глубина границы между этими слоями и различные соотношения роя даек с субстратом, вероятно, определяются температурным режимом.

Представление результатов в обобщенных координатах

Приведенные выше графики (рис. 1–4), полученные в результате решения описанных конкретных задач, с учетом теории подобия, можно использовать для получения обобщенных решений по множеству моделей с различными теплофизическими характеристиками и линейными размерами. Это множество ограничено некоторыми общими условиями и зависимостями, отражающими специфику задачи. Для одномерных моделей: а) отсутствием тепловых потоков через границы системы; б) распределением температур; в) зависимостью между шириной дайки и линейными размерами вмещающих пород; г) неизменностью теплопроводности вещества при фазовых переходах. Для двумерных моделей, представленных на рис. 2 и 4, кроме перечисленных выше, приняты условия: а) прямолинейной зависимости начальной температуры вмещающих пород от глубины в силу существования геотермического градиента (в двумерных моделях существуют также ненулевые тепловые потоки через нижнюю и верхнюю

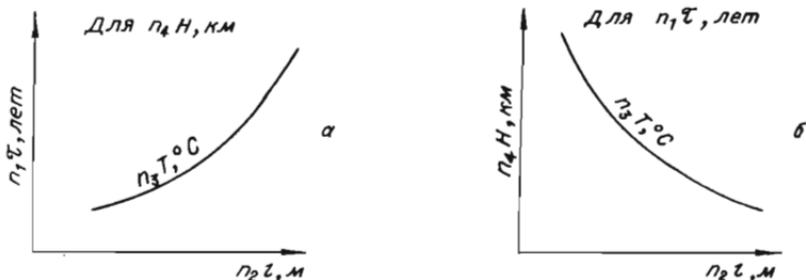


Рис.5. Вспомогательные графики для представления результатов в обобщенных координатах.

а - по графикам на рис. 1 и 3; б - по графикам на рис. 2 и 4

границы моделей, но они пренебрежимо малы); б) постоянства температур плавления (кристаллизации) вещества на разных глубинах.

В рамках этих ограничений полученные решения можно применить к моделям с разными размерами и теплофизическими характеристиками. Важно только, чтобы в них оставались неизменными определенные отношения рассматриваемых характеристик, являющихся инвариантами или критериями подобия /4, 10, 11/. К нашей задаче применимы следующие инварианты:

$$\frac{\ell^2 C}{\tau \lambda} = \text{inv} (1); \quad \frac{T C}{Q} = \text{inv} (2); \quad \frac{\text{grad } T \cdot H}{T} = \text{inv} (3);$$

где τ - время, ℓ - линейные размеры модели по горизонтали, C - удельная теплоемкость, λ - удельная теплопроводность, T - температура, Q - удельная скрытая теплота плавления, $\text{grad } T$ - геотермический градиент, H - глубина (первый инвариант в несколько преобразованном виде известен в теории подобия как критерий Фурье /12/. Инварианты 1 и 2 позволяют использовать графики (рис. 1 и 3), полученные в результате конкретных одномерных решений как обобщенные, а все три - как обобщенные графики (рис. 2 и 4), отражающие двухмерную модель. Для этого на осях координат следует откладывать не конкретные, а обобщенные величины. Введем в формулы инвариантов коэффициенты, показывающие во сколько раз меняется тот или иной параметр.

Пусть n_1 соответствует τ ; n_2 - соответствует ℓ ; n_3 - T ; n_4 - H ; n_5 - C ; n_6 - λ ; n_7 - Q ; n_8 - $\text{grad } T$,

Простейшие примеры использования представленных на рис. I-4 результатов для решения задач с другими параметрами

№ п/п	Изменяемый параметр	Какие изменения в начальных условиях и исходных теплофизических характеристиках вызывает изменение соответствующего параметра. Надо изменить:	Как пользоваться графиком. Надо изменить:
1	Удельная теплоемкость C в n_5 раз	Удельную скрытую теплоту плавления Q в n_5 раз	Фактор времени в n_5 раз
2	Удельная теплопроводность λ в n_6 раз	Ничего не меняется	Фактор времени в n_6^{-1} раз
3	Удельная скрытая теплота плавления Q в n_7 раз	При постоянной температуре T : удельную теплоемкость c в n_7 раз	Фактор времени τ в n_7 раз
		При постоянной удельной теплоемкости c : а) начальную температуру T в n_7 раз; б) температуру плавления (кристаллизации) вещества в n_7 раз	Фактор температуры T на изотермах в n_7 раз
4	Линейный размер модели l в n_2 раз	Ничего не меняется	а) фактор расстояния l в раз; б) фактор времени T в n_2^2 раз
5	Глубина H в n_4 раз	а) начальную температуру T во вмещающей породе в n_4 раз если $grad T$ не меняется); б) Температуру плавления (кристаллизации) вещества в n_4 раз	а) фактор глубины H в n_4 раз; б) фактор температуры T на изотермах в n_4 раз
6	Геодинамический градиент T в n_8 раз	Удельную скрытую теплоту плавления Q в n_8 раз	Фактор температуры на изотермах в n_8 раз

где n - любое положительное, целое или дробное число. Тогда инварианты можно записать в виде:

$$\frac{(n_2 e)^2 \cdot n_5 C}{n_1 \tau \cdot n_6 \lambda} = in \sigma; \quad \frac{n_3 T \cdot n_5 C}{n_7 Q} = in \sigma; \quad \frac{n_8 \text{grad} T \cdot n_4 H}{n_3 T} = in \sigma.$$

В соответствии с введенными в них коэффициентами, ниже приведены в обобщенных координатах два вспомогательных графика А, Б, (см. рис. 5). Они, совместно с инвариантами и таблицей, дают возможность использовать графики (рис. I-4), полученные по результатам решения конкретных задач, для целой области задач с другими параметрами. В таблице приведены простейшие случаи, связанные с изменением только одного параметра. Пользуясь инвариантами, можно рассматривать более сложные случаи, когда меняются сразу несколько исходных параметров.

Литература

1. Берч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. М.: 1949. 304 с.
2. Гухман А.А. Применение теории подобия к исследованиям процессов тепло- и массообмена. М.: Высшая школа, 1967. 303 с.
3. Гордон Смит Ф. Физическая геохимия. М., 1968. 439 с.
4. Дударев А.Н., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г. Теплообмен в магматогенных процессах. Новосибирск, 1972. 124 с.
5. Калинин А.С., Ревердатто В.В. Флюидно-магматическая модель плутонометаморфизма и анатексиса.-ДАН СССР, 1980, т. 250, № 2, с.416-418.
6. Калинин А.С., Ревердатто В.В., Васильева Э.Н. Модель глубинного плутонометаморфизма и анатексиса.-ДАН СССР, 1977, т.237, № 5, с.1167-1170.
7. Калинин А.С., Шарапов В.Н., Васильева Э.Н. О динамике конвективного плавления пород коры в зонах глубинных разломов. Геол. и геофиз., 1976, № 2, с.54-59.
8. Лукьянов А.В., Зиньков В.В., Быкова Ю.М. Внедрение базальтовых даек в континентальную кору как возможная причина ее расслоения.-ДАН СССР, 1982, т.262, № 3, с.678-682.
9. Лукьянов А.В., Быкова Ю.М., Зиньков В.В. Тепловое воздействие роя базальтовых даек на континентальную кору./ Деп. ВИНТИ, № 48222-82. 46 с.

10. Лукьянов В.С. Применение метода гидравлических аналогий к расчетам температурного режима грунтов с учетом переноса тепла фильтрационным потоком и к выводу некоторых критериев подобия. — Инженерно-физический журнал, 1962, т.У, № 2, с. 52–57.
11. Лукьянов В.С. Применение гидравлических аналогий в научных исследованиях и расчетах. — Техника железных дорог, 1946, № 7, с. 15–17.
12. Резняков А.Б. Краткий справочник по теории подобия. Алма-Ата, 1950. 31 с.
13. Справочник физических констант горных пород / Ред. Кларк. М.: Мир, 1969. 543 с.
14. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
15. Шарапов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск, 1976. 237 с.
16. Шарапов В.Н., Меламед В.Г. О возможных размерах магматических очагов при палингенезе. — Геол. и геофиз., 1974, № 12, с. 105–112.
17. Шарапов В.Н., Меламед В.Г. Вероятные масштабы контактового плавления и метаморфизма пород при внедрении базитовых магм. — ДАН СССР, 1977, т. 232, № 4, с. 898–901.
18. Jaeger J.C. The temperature in the neighbourhood of a cooling intrusive sheet. — Am. J. Sci., 1957, v. 255, p. 306–318.

Н.И. Иванова, Н.В. Перцов

ВЛИЯНИЕ ПРИРОДЫ ЖИДКОЙ ФАЗЫ
НА МИКРОТРЕЩИНОВАТОСТЬ КВАРЦЕВОГО ДИОРИТА

Возникновение тектонических напряжений и растрескивание горных пород — взаимосвязанные и взаимообусловленные процессы. Движение литосферных плит приводит к образованию зон трещиноватости, существование которых обуславливает неравномерность распределения напряжений и способствует образованию ослабленных участков,

по которым может пройти смещение и последующая деформация. В естественных условиях эти процессы практически всегда происходят в присутствии жидкой фазы.

Согласно представлениям П.А.Рейбиндера /1/, наличие жидкой фазы, родственной по отношению к данному твердому телу, снижает его поверхностную энергию и тем самым приводит к уменьшению силы, необходимой для разрушения твердого тела. Например, для кварца и стекла показано /4/, что присутствие воды вызвало медленный стабильный рост трещины при значениях приложенного коэффициента интенсивности напряжения K_I , который значительно меньше критического для нестабильного роста трещины.

Данная работа посвящена изучению влияния воды, водных растворов K_2CO_3 (0,25 %) и поверхностно-активного вещества цетилипидиния бромистого (ЦПБ) $[C_{16}H_{33}N^+Br^-]$ (0,25 %) на микротрещиноватость кварцевого диорита, находящегося под действием постоянной нагрузки. Объектом исследования служил кварцевый диорит призматически зернистой структуры, основные минералы которого представлены кварцем, роговой обманкой, полевым шпатом*. В качестве контрольной среды, содержащей минимальное количество воды, было использовано осушенное вазелиновое масло.

Образцы кубической формы с длиной ребра 6 мм испытывались в условиях сложно-напряженного состояния (угол между направлением нормальных и скалывающих компонент составлял 45°) на специально сконструированной компактной установке, позволяющей проводить серийные испытания на статическую усталость в присутствии адсорбционно-активных сред. Схема нагружения приведена на рис. 1. К образцам прикладывалась нагрузка, составлявшая 0,7–0,8 от разрушающей. Под ее действием образцы находились заданное время в присутствии соответствующей среды. Все опыты были проведены при значении приложенного напряжения, равном $6,6 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$. Варьируемыми параметрами были температура, среда, время нагружения.

Образцы, прошедшие испытания, разрезались алмазной пилой в плоскости, параллельной изображенной на рис. 1 и шлифовались. Количество и размер трещин определялись на микроскопе Bergal

* Минералогическое описание образцов было сделано Б.С.Коганом

В данной работе был применен люминесцентный метод* наблюдения дефектов, основанный на идее, предложенной А.В. Карякиным /2/. Метод заключается в том, что на поверхности трещин адсорбируется вещество, которое люминесцирует под действием света с определенной длиной волны, облегчая тем самым наблюдение трещин. Приготовленный шлиф промывали сначала содовой, потом дистиллированной водой и покрывали 10 % суспензией светло-желтого люмогена. Для ее приготовления определенное количество люмогена тщательно перетирали в агатовой ступке с несколькими каплями 0,02 % водного раствора поверхностно-активного вещества ОП-7, после чего добавляли оставшийся раствор ОП-7. Суспензию наносили на поверхность шлифа кисточкой или ватным тампоном и после высыхания помещали под сильную струю воды и снова высушивали. Люминесценция светло-желтого люмогена возбуждалась светом ртутной лампы (для наблюдения использовали сине-фиолетовый светофильтр (максимум светопропускания 400 нм)). Минимальный размер трещин, которые позволяет определять данный метод, зависит от размера частиц люмогена, что в данном случае составляло 10-15 мкм. Минимальный размер исследуемых трещин - 20 мкм. Под микроскопом определялись размеры и общее число микротрещин. Затем с образца сошлифовывался слой примерно 500 мкм и снова определялись размеры трещин. Такая операция повторялась 2-4 раза. Разброс данных не превышал 15 %. Приведенные на графиках результаты есть среднее из 4-6 образцов, испытанных в одинаковых условиях, с учетом исходной трещиноватости.

Зная число трещин n на данной плоскости и полагая трещины двумерными образованиями с размерами, равными в двух взаимно перпендикулярных направлениях, концентрацию трещин размером

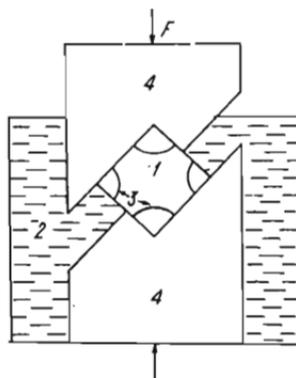


Рис. 1. Схема испытания образцов горных пород в различных средах. 1 - образец; 2 - среда; 3 - участки концентрации напряжений при нагружении; 4 - фигурная матрица

* Метод разработан совместно с В.Н.Матвеевко

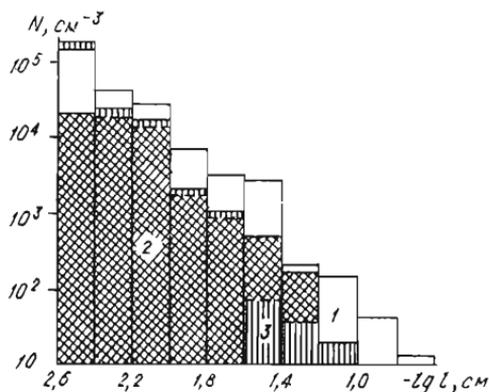


Рис. 2. Изменение концентрации трещин в образцах при испытании их в: 1 - растворе ЦПБ; 2 - на воздухе, время нагружения 120 час, $T=70^{\circ}\text{C}$; 3 - в присутствии вазелинового масла, время нагружения 55 суток, $T=70^{\circ}\text{C}$. Диапазон измеряемых трещин на этом и следующем рисунке разбит в логарифмической шкале на равные интервалы

а $\sum S_i/D_i$ - общей степени разрушения образца.

Из рис. 2 видно, что присутствие жидкой фазы и ее природа существенным образом влияют на концентрацию и размер трещин в образце. При испытании, длившемся 120 час, в растворе поверхностно-активного вещества концентрация их оказалась примерно на порядок больше, чем в образцах, находившихся на воздухе и сравнима с концентрацией в тех, которые испытывались в вазелиновом масле в течение 55 суток.

Влияние химической природы среды на трещиноватость гранодиорита проявляется уже при небольшом времени действия нагрузки (120 час). Так, в образцах, испытанных в воде, поверхность вновь образованных трещин и степень разрушения оказываются значительно большими, чем при испытании на воздухе в условиях естественного увлажнения (см. таблицу). Введение небольших коли-

ℓ_i в объеме образца можно оценить как $N = n_i / \alpha^2 \ell_i [\text{см}^{-3}]$, где α - длина ребра образца. Суммарная величина поверхности всех трещин будет равна $S = \sum 2n_i \alpha \ell_i$. Отношение поверхности трещин данного размера ℓ_i к объему есть удельная поверхность, образующаяся при раскрытии трещин этого размера $S_i = 2n_i \ell_i / \alpha^2$. Отношение реальной удельной поверхности к величине дисперсности, т.е. такой максимальной поверхности, которая образовалась бы при разделении единицы объема на кубики со стороной, равной размеру трещин ℓ_i , может служить характеристикой степени разрушения образца трещинами данного размера,

Среда	Время нагру- жения, сутки	$S[\text{см}^2]$	$\sum S_i/D_i$ 100%	T, C°
Воздух	5	2,04	3,3	70
K_2CO_3	5	3,43	7,0	70
Вода	5	5,3	15,8	70
ЦПБ	5	7,4	20,2	70
Вазелиновое масло	55	3,1	2,5	70
Воздух	70	4,7	5,0	20
Вода	70	7,2	9,1	20
Вода	195	15,8	40,8	70
Вода	70	10,4	20,9	70
ЦПБ	150	9,8	23,4	20

чество электролита в воду значительно уменьшает, а поверхностно-активного вещества – наоборот увеличивает способность к микро-растрескиванию. В воде, например, степень разрушения оказывается в 2 раза большей, чем в растворе K_2CO_3 .

От природы среды зависит и распределение трещин по размерам. Из рис. 3 следует, что наибольший вклад в разрушение образцов, находившихся под напряжением в воде и растворе ЦПБ вносят трещины больших (до 1 мм) размеров. При испытании гранодиорита в растворе K_2CO_3 такие трещины не возникали.

Изменение растрескивания гранодиорита, наблюдаемое при введении небольших добавок различных веществ в воду, может быть обусловлено изменением свойств самой воды. Так, согласно представлениям О.Я.Самойлова, ряд ионов, к числу которых относится и CO_3^{--} , может связывать ближайšie к ним молекулы воды, уменьшая активность их трансляционного движения. Количество "свободных" молекул при этом уменьшается, что естественно затрудняет и их поступление к вершинам развивающихся микротрещин. Зависимость механических свойств от подвижности молекул воды была изучена на примере щелочных галогенидов и показала, что выявилось линейное уменьшение разрушающего действия воды с уменьшением ее активности в растворе электролита /3/.

Цетилпиридиний бромистый является катионоактивным веществом, сильно снижающим поверхностное натяжение воды на границе с воздухом от 72 до 35 эрг/см². Уменьшение поверхностного натяжения

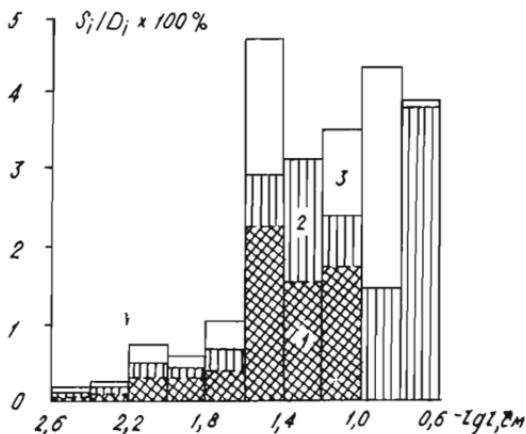


Рис. 3. Зависимость степени разрушения образцов при испытании их в: 1 - растворе K_2CO_3 ; 2 - воде; 3 - растворе ЦПБ. Время испытания 120 час, $T=70^\circ C$

При прочих равных условиях степень растрескивания сильно зависит от времени действия нагрузки и температуры (см. таблицу).

Влияние химической природы среды сказывается не только на распределении трещин по размерам, но и на их плотности и ориентации относительно действующего напряжения.

Для определения поля напряжений, возникающего в образцах при нагружении, был использован метод фотоупругости. В матрицу помещался образец из оптически активного поликарбоната и в поляризованном свете наблюдалась интерференционная картина. Распределение участков концентрации напряжений показано на рис. 1. Во всех исследованных образцах мы не обнаружили ярко выраженной ориентации малых микротрещин (до 300 мкм), а при размерах в 500 мкм и больше чаще всего они ориентируются вдоль изохроматических линий.

Из всех использованных жидких фаз наименее активной средой, в которой степень растрескивания оказалась меньше, чем на воздухе, является вазелиновое масло. Основной особенностью развития разрушений в нем является их межзеренный характер и образо-

воды способствует лучшему смачиванию образца, что в отличие от предыдущего случая, облегчает доставку жидкой фазы к вершинам дефектов, развивающихся в процессе нагружения. Вместе с тем, напряжения возникновения и развития трещин в значительной мере уменьшаются и потому, что происходит уменьшение поверхностной энергии вследствие адсорбции катиона $[C_{16}H_{33} N \langle \text{---} \rangle]^+$ на твердой поверхности.

При прочих равных ус-

вание ступенек в плоскости сдвига. Такие ступеньки размером до сотен микрон наблюдались в II образцах из I6, испытанных в вазелиновом масле. Наибольшая плотность микротрещин наблюдается также в области прошедшего сдвига. По-видимому, отсутствие воды обуславливает общую небольшую степень растрескивания, но низкомолекулярные органические соединения, содержащиеся в вазелиновом масле, адсорбируясь на границах зерен, приводят к уменьшению прочности на сдвиг и способствуют их скольжению относительно друг друга, сопровождающемуся растрескиванием.

При испытании образцов в воде и водных растворах K_2CO_3 и ЦПБ распределение плотности микротрещин согласуется с распределением силовых линий, выраженных изохроматическими полосами. На поверхности образцов, испытывавшихся длительное время в этих средах, наблюдалось образование зон диспергирования, материал в которых настолько ослаблен, что даже незначительные усилия приводили к его выкрашиванию. Характерно, что такие зоны диспергирования для образцов, испытанных в воде и водном растворе ЦПБ, чаще всего захватывают зерна кварца и полевого шпата, а в растворе K_2CO_3 - зерна роговой обманки.

Полученные результаты показывают, что химическая природа среды может существенным образом повлиять на зарождение и рост трещин в нагруженных горных породах. В природных условиях влияние жидкой фазы на рост трещин также может играть важную роль вследствие низкой скорости тектонического нагружения и обычно больших временных интервалов между землетрясениями.

Авторы выражают благодарность Б.С.Когану за обсуждение проблемы и полученных результатов.

Литература

1. Карякин А.В., Боровиков А.С. Люминесценция и цветная дефектоскопия. М.: Машиностроение, 1972. 240 с.
2. Ребиндер П.А. Избранные труды. Поверхностные явления в дисперсных системах. Физико-химическая механика. М.: Наука, 1979. 381 с.
3. Скворцова З.Н., Траскин В.Ю., Перцов Н.В., Щукин Е.Д. О роли связывания воды при разрушении щелочных галогенидов в

водных растворах.—Физико-химическая механика материалов.
1974, т.10, № 4, с.38-43.

4. Anderson O.L., Grew P.C. Stress Corrosion Theory of Crack Propagation with Applications to Geophysics. Reviews of Geophysics and Space . Physics, 1977, 15, № 1, p. 77-104.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Чиков Б.М. Основные направления тектонического моделирования	
Паталаха Е.И., Паталаха М.Е. Общая генетическая схема природных деформаций	9
Кучай В.К., Климова А.И. Деформирование свободной поверхности по данным модельных исследований	18
Шеменда А.И. Условия и некоторые результаты физического моделирования деформаций литосферы	27
Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита	46
Бондаренко П.М. К методике физического моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису	54
Ружич В.В., Днепровский Ю.И., Саньков В.А., Трусков В.А. Разломные узлы, их распределение и роль в процессах деструкций земной коры Байкальской рифтовой зоны	88
Жариков В.Г. Оползнеобразование как природная модель механизма формирования надвигов	105
Бабичев А.А. Критерии подобия при моделировании различных стадий разломообразования в земной коре	112
Будко В.Ю. Физический смысл коэффициентов в уравнениях связи параметров областей активного динамического влияния разломов.	117
Мазукабзов А.М. Надвиги Северо-Байкальского нагорья и механизм их возникновения	123
Мельников А.И. Некоторые закономерности соотношений параметров структур будинажа	132
Прокопенко А.И. Количественный анализ пликативных и дизъюнктивных дислокаций в структурно-динамических системах	141
Быкова Ю.М., Зиньков В.В. Моделирование теплового воздействия базальтовых даек на континентальную кору	150
Иванова Н.И., Перцов Н.В. Влияние природы жидкой фазы на микротрещиноватость кварцевого диорита	161

Доп. темат. план 1984, поз. 32

ЭКСПЕРИМЕНТ И МОДЕЛИРОВАНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЯХ

Сборник научных трудов

Главный редактор Борис Маркович Чиков

Ответственный редактор
Петр Михайлович Бондаренко

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы Л.А. Довгаль Р.Н. Ильина
Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 28.12.84. МН 06515.
Бумага 60x84/16. Печ. л. 10,75. Уч.-изд. л. 9,9.
Тираж 500. Заказ 56. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.

Уважаемые товарищи!

Издательство "Наука" выпускает в I квартале 1985г. следующие книги по геологии:

Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 20 п.л. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.604). Зр. 50к.

Докембрийские троговые етруктуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука, 1985. 20 п.л. Зр. 50к.

Карогодин Ю.Н., Гайдебурова Е.А. Системные исследования слоевых ассоциаций нефтегазонасных бассейнов по комплексу промышленно-геофизических данных. Новосибирск: Наука, 1985. 13 п.л. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.579). 2 р.

Лучицкий И.В. Палеовулканология. М.: Наука, 1985. 30 п.л. Зр.

Мазуров М.П. Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск: Наука, 1985. 18 п.л. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.616). Зр. 20к.

Оболенский А.А. Генезис месторождений ртутной рудной формации. Новосибирск: Наука, 1985. 20 п.л. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.627). Зр. 50к.

Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. 20 п.л. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.625). Зр.50к.

Стенина Н.Г. Просвечивающая электронная микроскопия в задачах генетической минералогии. Новосибирск: Наука, 1985. II п.л. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.611). Ир.70к.

Тектоника Сибири. Т.12. Тектоника активизированных областей. Новосибирск: Наука, 1985. 18 п.л. Зр.20к.

Заявки на книги направляйте по адресу: 630090, Новосибирск,90, Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Редакционно-издательский отдел.