Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР

Институт геофизики им. С.И.Субботина

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА И ПОЛЕВАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА

Сборник научных трудов

Киев Наукова думка 1991

УДК 551.24.02

Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика: Сб.науч. тр. / АН УССР. Ин-т геофизики им. С.И.Субботина; Чекунов А.В. (отв. ред.). - Киев: Наук. думка, 1991. - 356 с. - ISBN 5-12-001738-X.

В сборнике представлены результаты методических, экспериментальных и теоретических тектонофизических исследований, проводившихся в различных лабораториях и исследовательских геолого-геофизических организациях при координирующей роли секции "Экспериментальная тектоника и структурная геология" Междуведомственного комитета при АН СССР и Научного совета АН УССР по проблеме "Тектоносфера Украины".

Для широкого круга геологов и геофизиков.

Ответственный редактор А.В.Чекунов

Утверждено к печати ученым советом
Института геофизики им. С.И.Субботина АН УССР

Редакция литературы о Земле
Редактор Л.Д.Прокопенко

3 $\frac{1803000000-104}{0221(04)-91}$ 292-90

ISBN 5-12-001738-X

© Институт геофизики им.С.И.Субботина АН УССР, 1991

УДК 551.24.02

С.И.Шерман

Институт земной коры СО АН СССР, Иркутск

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

Даны анализ современного состояния экспериментальной тектоники, обзор главных достижений в области физического и математического моделирования. Для повышения эффективности экспериментальных исследований и их использования в геодинамике, геотектонике, а также в практических вопросах рудной геологии намечены основные проблемные задачи: дальнейшая разработка теории подобия в приложении к тектоническим экспериментам, введение в нее собственно геологических критериев-комплексов; разработка методики и проведения комплексных экспериментов для параллельного и одновременного исследования структурообразования в литосфере и синхронно протекающих процессов; постановка опытов в условиях повышенных температур и давлений и другие более частные задачи.

Проблемы экспериментальной тектоники определяются общими задачами, стоящими перед геотектоникой. В настоящее время геотектонические исследования охватывают все более глубокие сферы Земли и вовлекают в анализ богатый комплекс синхронно протекающих геологических процессов: деформации и напряжения, движения коры, разрушение среды и сейсмичность, вулканизм и гидротермальную деятельность. Инструментальные средства, используемые в тектонике и геофизике, пока не позволяют непосредственно наблюдать формы деформаций и разрушений материала на глубинах в десятки и более километров, а длительность формирования структур настолько велика, что делает принципиально невозможным изучение их динамики в натуре и корреляцию с развитием других синхронных процессов. Общая тенденция развития геотектоники корректирует и главные задачи, стоящие перед экспериментальной тектоникой. Они требуют введения дополнительных методических средств в экспериментальную тектонику, чтобы с ее помощью "заглянуть" в глубь пространства и "сократить время свершения", и, следовательно, сделать возможными наблюдения над сложными тектоническими явлениями и дать весомый материал для прогноза структурообразования и парагенетически связанных с ними событий.

© С.И.Шерман, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

Рассмотрим, насколько современное состояние дел в экспериментальной тектонике отвечает этим, сформулированным в общем виде, задачам. Сегодня превалируют два неравноценно развитых направления: физическое и математическое (механико-математическое) моделирование. Физическое моделирование занимает ведущее место и продолжает развиваться вширь. Проводится большое количество экспериментов прежде всего по механизму образования простых и сложных структур, изучается динамика развития структур, взаимоотношения между ними.

Работы по физическому моделированию по грубой классификационной схеме распадаются на несколько ветвей. Первая – исследование физических свойств горных пород и модельных материалов. Физические свойства горных пород исследованы подробно, при различных нагрузках, температурах и давлениях. Результаты сведены в многочисленные справочники. Свойства модельных материалов изучены недостаточно, и этому не придается большого значения. М.В.Гзовский и Д.Н.Осокина начинали моделировать на глине и желатине и тщательно изучили наиболее важные вязкостные свойства глины и оптические реакции желатина при нагружении. А.И.Шеменда подобрал и описал свойства гелей и композитных смесей, используемых при моделировании поддвига литосферных плит и их антиподов – рифтовых зон [6]; К.Ж.Семинский убедительно показал изменение свойств бурой глины во времени и при нагружении, чем ограничил интерпретацию отдельных экспериментов [3].

Однако свойства модельного материала не изучаются в условиях повышенных температур и давлений, что ограничивает выводы по экспериментам и может исказить их. Неполное знание свойств модельных материалов накладывает существенные ограничения на интерпретацию экспериментальных данных. М.С.Патерсон [10] показал, что установленные лабораторным путем параметры нуждаются в поправках на всестороннее давление, температуру, а также на наличие поровых флюидов, летучих, химическое состояние вещества, размер зерен или кристаллов, предпочтительную кристаллографическую ориентацию.

Вторая крупная ветвь физического моделирования – воспроизведение геологических структур и механизмов их развития. Экспериментальные работы такого назначения получили очень широкое распространение. Здесь используются десятки методов и сотни различных приборов и приспособлений. Преобладают опыты с деформацией материала при комнатной температуре, атмосферном давлении и одностороннем дополнительном нагружении. Большое количество опытов сделано на центрифуге. В экспериментах используются хрупкие и пластичные материалы, а также композитные смеси.

Моделирование на центрифуге, широко применяемое в эксперимен-

тальной тектонике Х.Рамбергом, а в нашей стране В.Г.Гутерманом, А.М.Сычевой-Михайловой и другими раскрыло многие стороны механизмов развития структур в условиях действия массовых сил. Серия взаимосвязанных логической последовательностью по постановке конкретных задач экспериментов на центрифуге позволила В.Г.Гутерману /4/ представить стройную картину тектогенеза, в частности происхождение грабенов и формирование сейсмофокальных зон, разработать разломно-магматически-изостатические модели развития структур земной коры.

Однако в последние годы в области тектонического моделирования нет экспериментов при высоких значениях давления и температуры. Исследования деформаций горных пород в условиях давлений до 20 кбар и температурах около 500-600 ^{0}С активно велись в конце 60 - начале 70-х годов В.И.Громиным, Г.Д.Ушаковым и другими под руководством И.В.Лучицкого. Сейчас эти работы практически прекращены. В то же время в экспериментальной петрологии и минералогии применяются установки с рабочим давлением 40 кбар и более /9/. Эти давления создаются в небольших камерах, мало пригодных для тектонического моделирования из-за ограниченного пространства. Проблема увеличения "пространства" для работы с большими моделями стоит и перед центрифугированием.

Третья крупная ветвь физического моделирования - моделирование физических процессов, происходящих в массивах горных пород, и их деформаций, для чего требуются более сложная аппаратура и сотрудничество различных специалистов. Основная часть таких работ ведется в ИФЗ АН СССР прежде всего для решения вопросов физики очага землетрясений. Сюда относятся исследование полей напряжений в различных геологических структурах, изучение акустической эмиссии, сопровождающей разрушение, изучение миграции флюидов в геологических структурах, особенности формирования конседиментационной складчатости и др.

Наиболее важное значение для геотектоники имеют работы по моделированию напряжений в геологических структурах. Исследования Д.Н.Осокиной, П.М.Бондаренко, Ш.Д.Чатхуллаева, Н.П.Гречишникова и других, опирающиеся на изучение моделей поляризационно-оптическим методом, внесли практически полное представление о распределении нормальных и касательных напряжений в окрестностях разломов, в складках продольного и поперечного изгибов, позволили промоделировать конкретные районы и рудоносные структуры /8/. Но всего этого еще недостаточно для тектоники. Нужна комплексность исследований.

В лаборатории тектонофизики Института земной коры СО АН СССР

экспериментальные работы по исследованию развития разрывов, выполняемые на специально разработанной установке "Разлом", информационно-измерительной системе тензостанций марки К-732 и акустическом комплексе АК-15 (производства ГДР) позволили проследить за стадийностью образования крупного разрыва в постоянном режиме нагрузки, перестройкой его инфраструктуры, динамикой поля напряжений и акустической эмиссией, сопровождающей разрывообразование. Комплексная работа выполнена коллективом авторов [7], каждая часть которой представляет самостоятельный эксперимент по конкретному тектоническому процессу или тектонической структуре. Все эксперименты проводятся на моделях из упруговязкопластичной глины при согласованных условиях и параметрах модели. Установлено, что до появления магистрального разрыва опережающие его развитие трещины формируются неравномерно. Поля максимумов и минимумов их плотности чередуются, располагаются по простиранию в пределах зоны динамического влияния. Абсолютные значения плотности трещин неодинаковы в каждом из крыльев разлома в определенный конкретный момент времени. Ко времени формирования магистрального разрыва крыло, к которому приложена нагрузка, будет более раздробленным. Структура зоны меняется стадийно при равномерной скорости деформирования, и в соответствии с изменением структуры ее ранговых перестроек изменяется нагрузка на модель. Таким образом, несмотря на стабильный характер энергетического источника и прилагаемых к модели сил, деформации в модели распределяются дискретно в соответствии с неравномерным развитием внутренней структуры области динамического влияния разлома.

Метод акустической эмиссии (АЭ), примененный в этих экспериментах, показал соответствие аппроксимирующей кривой распределения плотности импульсов АЭ, излучаемых развивающимся разломом, стадиям его развития, выраженным изменениями кривой нагрузка - деформация.

Параллельно изучено распределение полей сдвиговых деформаций и касательных напряжений в области активного динамического влияния среза. Их интенсивность также изменяется вкрест разлома и по его простиранию.

В ходе тензометрического исследования деформации модельного материала в поперечном сечении по глубине зоны среза обнаружены явления миграции поля скоростей сдвиговых деформаций вкрест оси разлома и снизу вверх. Миграции имеют колебательный характер.

Результаты этих и некоторых других экспериментов сопоставляются с данными полевых исследований [3]. Здесь необходимо обратить внимание на комплексный характер экспериментов и их следст-

ний для геотектоники. При постоянном тектоническом режиме, неизменном источнике напряжений и стабильном региональном поле напряжений крупные разломы развиваются неравномерно, а связанные с ними геолого-геофизические события в большинстве своем носят дискретный в пространстве и времени характер. В частности, под этим же углом зрения можно рассматривать эволюцию межплитных границ и их сейсмичность. При стабильной нагрузке, иначе - однотипном тектоническом режиме, формирование внутренней структуры межплитных разломов идет дискретно и синхронизируется с неравномерно протекающими сопутствующими актами. Комплексный подход к постановке опытов может явиться прообразом моделирования геотектонических режимов с широкой гаммой геолого-геофизических процессов (магматизмом, сейсмичностью и др.).

Среди физических экспериментов большой информативностью, особенно для изучения процессов в динамике, обладают методы аналогового моделирования. Серия одно- и двухмерных задач на интеграторе успешно решена А.В.Лукьяновым [8].

Введение принципиально новых методов физического моделирования в тектонике могло бы открыть чрезвычайно много возможностей для более простого объяснения и более глубокого понимания геологических явлений. Эффектно и полезно для дела можно использовать моделирование в волновых полях для изучения формирования слоистых сред. Волновые поля, особенно стоячие волны, способствуют дифференциации неоднородных сред. В связи с развитием знаний о горизонтальной расслоенности литосферы нас перестают в ряде случаев устраивать устоявшиеся представления о формировании слоистой структуры геологической среды. В ультразвуковых полях, а в общем - в волновых полях широкого диапазона частот может быть смоделировано образование различного комплекса тектонических структур от складчатых до разрывных, в том числе в сочетании последовательных иерархических ступеней [8].

Влияние колебаний на геологические процессы несомненно, но совершенно не изучено. В моделях исследованы парадоксальные явления, обнаруженные с помощью вибраций жидкостей и твердых тел [4]. Твердые предметы, более плотные, чем жидкость, при достаточно интенсивных вибрациях сосуда всплывают, а относительно легкие, наоборот, тонут. Во всех случаях система под действием вибраций стремится занять положение, близкое к состоянию с максимальной потенциальной энергией.

Что могут дать подобные опыты геотектонике? Они могут помочь в расшифровке природы горизонтальной расслоенности реологически неоднородной литосферы, объяснении локальных явлений, связанных

с движением на большие расстояния обвальных масс во время землетрясений и некоторых других событий. В экспериментальную тектонику может быть включен новый метод физического моделирования. Опыты нуждаются в повторении и оценке использования их результатов для геотектоники.

Математическое и механико-математическое моделирование существенно расширило сферы своего приложения для геотектонических построений. Возросший интерес к математическому моделированию в тектонике обусловлен переходом от качественных методов изучения тектонических явлений к количественным, из которых механико-математические методы занимают одно из первых мест.

Существенное место занимают публикации по разрывам, напряженному состоянию, кинематике разломообразования. Характерно, что в большинстве случаев в этих расчетах разломы различного ранга представлены в виде одиночной трещины простой формы. Лица, занимающиеся геологическим картированием и полевыми методами изучения геологических структур, знают, насколько такое представление удалено от натуры. В целом очень мало работ, посвященных моделированию сложных геологических объектов. Анализ состояния материала дает основание для определения наиболее перспективных направлений в математическом моделировании. К ним могут быть отнесены: 1) моделирование сложных геологических структур (грабен, горст, системы сдвигов - блатты), зон сочленений структур, нелинейных структур; 2) моделирование отдельных геологических структур в динамике развития их инфраструктуры (например, глубинных разломов от одиночных трещин до систем разнонаправленных трещин с определенным периодом развития); 3) моделирование взаимосвязей развития разрывных и пликативных структур, в том числе моделирование стадийности и колебательного характера геологических процессов, протекающих в квазистационарном поле напряжений.

Здесь не затрагиваются работы собственно геофизические, посвященные моделированию вращения Земли, изостазии, гравиметрии, тепловому полю, магматизму, напряженному состоянию у горных выработок и др. В целом, в настоящее время выполняется достаточно большое количество работ по физическому и математическому моделированию в тектонике, но их результаты скромно используются в геотектонике и повседневной практической геологии.

Две главные причины лежат в истоках возникшей ситуации. Первая связана с частичным несовпадением запросов геотектоники (и в более широком плане - геодинамики) с конкретными задачами, решаемыми экспериментальной тектоникой. Геодинамика требует численных решений общих задач геотектоники, проверки многих из них физиче-

ским моделированием, оно же пока решает задачи структурной геологии. Мало экспериментов по исследованию структуры межплитных границ, нет физического моделирования конвекции, условий формирования конвекционных ячей и образования плит на сфере, нет проверок гипотез о столкновении плит и о внутриконтинентальных структурах, связанных с этим столкновением, и некоторых других.

Вторая причина базируется на методах изложения результатов экспериментальных работ. Чаще всего – это только описание опытов, без проникновения в соответствующий раздел геотектоники. Одно из приятных исключений составляет книга В.Н.Шарапова, И.Г.Симбиревой и П.М.Бондаренко [57], в которой физическое моделирование полей напряжений и деформационных структур тесно вплетено в текст и является неотъемлемой частью общего геодинамического анализа режима развития региона. Но таких работ немного. От экспериментальной тектоники сегодня требуется помощь в восстановлении динамики геотектонических процессов, их количественного описания в пределах возможной точности, активного вклада в прогнозную часть геотектонических исследований. Излагая результаты опытов, надо показывать совершенство или несовершенство геотектонических построений. С помощью физических экспериментов можно было бы убедительно показать и несостоятельность ряда умозрительных геотектонических гипотез.

Выполнение актуальных работ смогло бы существенно поднять значимость экспериментов в тектонике. В этом заключается одна из основных задач – внесение более весомого вклада в развитие геотектоники и геодинамики в целом. Экспериментальная тектоника по своим возможностям может стать одним из главных методов геотектоники как науки.

Реализация главной цели связана с практическим решением ряда задач, образующих внутренние проблемы экспериментальной тектоники. Первая проблема состоит в изменении общего подхода к решению задач в экспериментальной тектонике. Подведя сегодня черту под сделанным, необходимо в дальнейшем требовать более строгого обоснования постановки конкретных опытов, условий эксперимента, принятых критериев подобия, подробного анализа результатов и обсуждения границ доверия к ним. Имеет смысл постепенно отказываться от моделирования только отдельных даже сложных структурных образований. Желательно сочетать моделирование структур и их систем с фиксированием простых (и сложных, если позволяют технические условия) сопутствующих процессов с целью изучения связей между развитием комплекса тектонических структур и синхронных явлений. Иными словами, ставится цель моделирования геотектонических режимов с параллельным решением многочисленных задач.

Для уменьшения многовариантности выводов при решении сложных задач желательно комплексировать два-три вида физического моделирования с вариантами математического (механико-математического) моделирования. Комплексирование методов обогатит конечные результаты. Конечные результаты экспериментальных решений необходимо не только качественно описывать, но и стремиться выражать в абсолютных или относительных количественных характеристиках, что упростит взаимную увязку выводов и главным образом их практическое использование.

Вторая внутренняя проблема экспериментальной тектоники определяется необходимостью дальнейшей разработки теории подобия и размерностей в приложении к тектоническому эксперименту. Сейчас подобие доказывается главным образом сходством (общностью) физического (физико-химического) процесса в модели и натуре. Это основа основ подобия. Принимая во внимание сложность геологических процессов, можно утверждать, что здесь не всегда и не во всем существует полная автомодельность процессов на микро- макро- и мегауровнях. Следует ввести в базу критериев подобия группу комплексных показателей, критериев - комплексов собственно геологической природы, которые характеризуют тектоническую специфику среды и объектов, парагенез геолого-структурных признаков. Так, М.А.Гончаров [8] для более отчетливого сравнения кинематики и динамики процессов "вынужденного" и "свободного" складкообразования ввел безразмерный параметр a_0/r, который изменяет свое абсолютное значение в зависимости от упомянутого типа складкообразования. Он рекомендует такой показатель называть константой складчатости.

В.Г.Гутерман [4] при моделировании грабенов ввел условный критерий "прочности толщи на грабенообразование" или критическую деформацию грабенообразования ε, которая показывает отношение амплитуд проседания a_p в момент появления первых трещин к ширине склона l, т.е. $\varepsilon = a_p/l$. Эта величина была оценена по природным рифтам и в соответствии с ее значениями подбирался модельный материал. Здесь наглядный пример критерия подобия с глубоким геологическим содержанием.

Можно попытаться разработать показатели собственно геологической природы - интегральные показатели, которые будут характеризовать тектоническую специфику среды и объектов, парагенез геолого-структурных признаков. Интегральные показатели должны отражать изменение одной группы признаков в связи с другими и замещать их. Интегральными показателями могут быть комплексные параметры систем разломов, области динамического влияния разломов, интенсивность складчатости и др. Со временем "геологические" критерии-

комплексы и интегральные показатели образуют дополнительную и принципиально новую группу критериев подобия, отражающих эквивалентность отношений парагенезов структурно-тектонических явлений. Необходима дальнейшая разработка теории подобия и размерностей в приложении к тектоническому эксперименту.

Третья внутренняя проблема экспериментальной тектоники – техническая, заключающаяся в обеспечении и использовании современного оборудования, приборов и разработке ряда новых композитных материалов с широким диапазоном физико-механических свойств. Среди последних особое значение следует придавать прозрачности модельных материалов, чтобы можно было визуально следить за образованием структур.

Для усиления материальной базы нужны оригинальные, фактически по специальному заказу изготовленные приборы, на которых можно было бы работать с моделью размерами в десятки сантиметров и более при повышенных всесторонних давлениях и температурах.

Таким образом, современные проблемы экспериментальной тектоники в общем сводятся к переходу на решение наиболее актуальных задач геотектоники комплексными методами физического и математического моделирования, к переходу на большие по размеру рабочие модели, с использованием в опытах сложных реологических сред в условиях высоких давлений и температур, введению принципиально новых методов моделирования в волновых и вибрационных полях, совершенствованию оборудования и теории моделирования.

Решение названных проблем и вопросов расширит значимость и возможности моделирования и включит экспериментальную тектонику в число обязательных методов, без которых многие геодинамические построения не могут считаться полностью аргументированными.

1. Гутерман В.Г. Механизмы тектогенеза. – Киев: Наук. думка, 1987. – 172 с.
2. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. – М.: Недра, 1987. – 128 с.
3. Семинский К.Ж. Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах.– Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1986. – Деп. в ВИНИТИ, 1986, № 5762-В 86.
4. Челомей В.Н. Парадоксы в механике, вызываемые вибрациями. – Докл. АН СССР. – 1983. – 270, № 1. – С. 62-67.
5. Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона.– Новосибирск: Наука, 1984. – 199 с.
6. Шемента А.И. Условия и методика физического моделирования процесса поддвига литосферных плит // Пробл. теоретической геодинамики и тектоника литосферных плит. – М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1981. – С. 154-161.
7. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Трусков В.А., Бабичев А.А. Моделирование механизма образования сейсмоактивных

разломов в упруго-вязкой среде // Геология и геофизика. - 1985. - № 10. - С. 9-19.
8. Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М.: Наука, 1985. - 295 с.
9. Эксперимент в решении актуальных задач геологии. - М.: Наука, 1986. - 430 с.
10. Paterson M.S. Problems in the extrapolation of laboratory rheological data // Tectonophysics. - 1987. - 133, N 1-2.- P. 33-43.

УДК 551.24.02

В.Г.Гутерман, А.В.Михайлова

Институт геофизики им. С.И.Субботина АН УССР, Киев
Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта АН СССР, Москва

ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И СТРУКТУР

Кратко изложено современное состояние тектонофизического моделирования, его цели, принципы, возможности и тенденции. Приведены примеры изучавшихся тектонофизических механизмов. Обсуждаются возможности понижения степени неоднозначности обратной тектонофизической задачи. Дана классификация тектонических моделей.

Первые попытки воспроизведения в лабораторных условиях тектонических структур относятся к середине XIX в. Эпизодически они продолжались и в течение последующих ста лет, но опыты выполнялись без специальной теоретической и экспериментальной базы и служили в основном для иллюстрации той или иной тектонической идеи. Методологическая база экспериментальной тектоники, прежде всего в виде элементов теории подобия, стала закладываться в 30-40-е годы XX в. [11, 18, 19]. Начало систематическим экспериментально-тектоническим исследованиям в нашей стране положено в 1944 г. В.В.Белоусовым, а оформление тектонофизического научного направления можно связать с появлением основополагающих статей М.В.Гзовского [4, 5].

В настоящем обзоре делается попытка представить (по необходимости - кратко) современное состояние тектонофизического моделирования, его возможности, идеологию и тенденции.

Цель и принципы тектонофизического моделирования. Целью физического моделирования тектонических процессов и структур является установление механизмов тектогенеза, т.е. способов, видов силовых воздействий на определенные толщи, массивы, блоки горных пород или целые геосферы, и вызываемые этими воздействиями деформированное и напряженное состояние соответствующих объектов. До-

© В.Г.Гутерман, А.В.Михайлова, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

стижение этой цели означает, с одной стороны, продвижение к пониманию физических причин тектогенеза, с другой – возможность аргументированного прогноза геологических структур и месторождений полезных ископаемых на глубину и в пределы закрытых участков, характера и степени сейсмической опасности, других важных в практическом отношении явлений и объектов.

М.В.Гзовским сформулированы пять принципов тектонофизического моделирования: подобия, селективности, сепарации, аппроксимации и статистической обоснованности [6]. Последний принцип является непременным при всяких физических экспериментах, в том числе и при немоделировании. Потребность введения второго, третьего и четвертого принципов возникла из сути тектонофизической задачи как задачи обратной и физического эксперимента как задачи прямой. Физическое моделирование тектонических процессов – это решение обратной задачи способом подбора (результатов решения прямых задач). Иначе говоря, решая тектонофизическую задачу моделированием постепенно, последовательно подбирают, приводят в соответствие модель реальному объекту. Принципы селективности, сепарации и аппроксимации – это не что иное, как рекомендуемые правила такого приведения в соответствие.

Принцип подобия должен быть соблюден при всяком моделировании, однако при тектонофизическом моделировании он шире, чем при техническом. В последнем случае, например при моделировании конструкций самолетов или мостов, вид нагрузок на реальные объекты и реология их материалов, как правило, хорошо известны. При тектонофизическом моделировании способ нагружения геологических объектов – обычно самый неизвестный элемент, подлежащий исследованию в первую очередь, поэтому здесь прежде всего нужно добиться качественного подобия. Нет смысла тщательно подбирать (количественные) параметры модели, если она нагружается не так, как природный объект и (или) если свойства ее материала принципиально не соответствуют свойствам материала природного объекта. Может оказаться, что модель по некоторым параметрам подобна реальному объекту, но в целом ему не соответствует или соответствует лишь частично.

Проблема однозначности решения тектонофизической задачи методом моделирования. Поскольку основная тектонофизическая задача (определить механизм образования структуры, имея результат действия такого механизма, и – обычно менее достоверно – начальное состояние массива) по своей сути – обратная, ее решение в принципе неоднозначно. Такое положение, на первый взгляд, делает тектонофизическое моделирование неэффективным. В самом деле, если одна и та же структура может быть получена многими способами и нет воз-

можности отдать предпочтение одному из них, казалось бы, незачем приступать к моделированию. К счастью, реальные ситуации не столь безнадежны. Помогает самая разнообразная априорная информация о природных объектах, включающая физико-механические представления о мыслимых и заведомо невозможных способах силового воздействия на массивы пород, геологические сведения об истории развития структуры, важные детали ее строения, в частности зафиксированные полевыми тектонофизическими наблюдениями общая геометрия, а также пространственное положение и тип трещин, макро- и микроскладок, степень и направление деформированности отдельных кристаллов и зерен минералов и др.

Представляется весьма эффективной такая последовательность тектонофизического моделирования. Вначале изучаются результаты различных воздействий на модели массивов, толщ горных пород: поперечный изгиб толщи, давление в торец пачки, горизонтальная составляющая силы тяжести, возникающая в наклонно залегающей толще, касательные напряжения, прикладываемые к подошве слоя, Архимедова сила и т.д. Иными словами – решаются прямые задачи. Устойчиво получающиеся в моделях структуры сопоставляются с реальными объектами и отыскиваются аналоги с учетом наибольшего числа важнейших коррелирующихся параметров. На основании близких модельных аналогов выбирается гипотеза о механизме образования того или иного типа структур. Затем моделируется образование конкретных структур определенного типа с учетом их индивидуальных особенностей и истории развития. Если в результате моделирования "сами собой" получаются детали (геометрии, деформированного состояния, трещиноватости), совпадающие с деталями природного объекта, и не появляются существенные детали, отсутствующие в последнем, можно утверждать, что механизм образования конкретной структуры с большой вероятностью определен верно.

Виды тектонофизических моделей. Известные модели тектонических структур можно классифицировать следующим образом. 1. По степени соответствия реальным объектам: соответствующие, частично соответствующие и несоответствующие. 2. По детальности, глубине исследования свойств природных объектов и происходящих в них процессов: модели геометрического, механического и физического рангов. В первом случае объект моделируется системой жестких элементов, во втором – согласно понятиям и правилам механики деформируемых сред, в третьем – механическая модель дополняется физическими процессами (нагревом, фазовыми переходами и т.д.). Определять степень соответствия модели необходимо с учетом, в рамках ее ранга. 3. По общности тектонической задачи: модели типичных

структур и процессов, в которых изучаются общие закономерности определенного класса тектонических явлений (складок, разрывов, диапиров, конвекции и т.д.), в том числе и механизмы их возникновения; модели конкретных геологических структур (или областей) с их индивидуальными особенностями строения и развития. 4. По характеру и величине массовых сил, действующих в модели: нормально тяжелые модели, т.е. исследуемые в поле силы тяжести Земли, и центрифугируемые модели, в которых массовая (центробежная) сила на 1-3 порядка больше силы тяжести и, что существенно, может варьировать. 5. По оптическим свойствам материала моделей: оптически инертные (обычно непрозрачные) и оптически активные (обычно прозрачные) модели.

В настоящее время наиболее распространены частично соответствующие модели механического ранга. Чаще моделируются типичные структуры, а выводы о конкретных объектах делаются по закономерностям типичных моделей. Как начальный этап исследования это допустимо, но для повышения достоверности и убедительности выводов, делающихся на основании тектонофизического моделирования, завершать исследование необходимо все же моделями конкретных геологических объектов.

1. Бондаренко П.М., Лучицкий И.В. Сдвиги и зоны скалывания в тектонических полях напряжений // Экспериментальная тектоника в теоретической и практической геологии. - М.: Наука, 1985. - С. 159-182.
2. Бокун А.Н. Развитие и характер трещин в моделях флексурообразного изгиба // Там же. - С. 220-227.
3. Бурмистенко В.М. Об одном опыте экспериментального изучения разломных структур земного шара // Тектоника Сибири, т. 5. - М.: Наука, 1972. - С. 196-198.
4. Гзовский М.В. О задачах и содержании тектонофизики // Изв. АН СССР, сер. геофиз. - 1954. - № 3. - С. 244-263.
5. Гзовский М.В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов // Там же. - № 6. - С. 527-545.
6. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. - М.: Наука, 1975. - 536 с.
7. Гончаров М.А., Горелов Ю.М., Лебедева Н.Б. Метод сравнительного моделирования геосинклинальной складчатости // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М.: Наука, 1985. - С. 151-154.
8. Григорьев А.С., Михайлова А.В. Сочетание теоретического и экспериментального методов при исследовании процессов образования тектонических структур // Там же. - С. 131-146.
9. Гутерман В.Г. Механизмы тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования). - Киев: Наук. думка, 1987. - 172 с.
10. Ларин В.Н., Руженцев С.В. Моделирование покровных складок // Геотектоника. - 1975. - № 3. - С. 36-43.
11. Лаетих Е.Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов // Докл. АН СССР. - 1949. - 64, № 5. - С. 661-664.
12. Миллер Ю.В. Экспериментальное исследование структурной зональности, связанной с послойным сдвиговым течением // Экспе-

риментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии.- М.: Наука, 1985. - С. 196-204.
13. Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационно-оптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики // Там же. - С. 62-93.
14. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. - М.: Недра, 1985. - 399 с.
15. Чебаненко І.І. Розломи Землі. - Київ: Наук. думка, 1969. - 87 с.
16. Шеменда А.И. Условия и некоторые результаты физического моделирования деформаций литосферы // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. - Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. - С. 27-46.
17. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). - Новосибирск: Наука, 1983. - 112 с.
18. Шнеерсон Б.Л. О применении теории подобия при тектоническом моделировании // Тр. Ин-та теорет. геофизики АН СССР. - 1947.- Т. 3. - С. 94-106.
19. Hubbert M.K. Theory of scale models as applied to the geologic structures // Bull. Geol. Soc. Am. - 1937. - 48, N 10.- P. 1459-1520.
20. Odonne F., Vialon P. Analogue models of folds above a wrench fault // Tectonophysics. - 1983. - 99, N 1. - P. 31-46.

УДК 551.24.02

В.В.Белоусов, М.А.Гончаров

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова

АВТОМАТИЧЕСКОЕ ВЫПОЛНЕНИЕ УСЛОВИЙ ПОДОБИЯ В ПРОСТЕЙШИХ СЛУЧАЯХ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Показано, что в простейших случаях тектонического моделирования, когда параметры исследуемых физических процессов связаны между собой пропорциональной линейной зависимостью, вытекающие из этой зависимости условия подобия выполняются автоматически, без вмешательства экспериментатора. Примером такой зависимости является закон вязкого течения ньютоновской жидкости. Сделанный вывод справедлив не только в случае моделирования "саморазвивающихся" под действием силы тяжести процессов, но и при воспроизведении деформаций, "вынужденных" действием внешних сил. В последнем случае проблема состоит не столько в выборе эквивалентного материала, как обычно принято думать, сколько в соблюдении отношения "внешнего" напряжения к гравитационному давлению. Автоматичность выполнения условий подобия позволяет использовать их не для соблюдения корректности моделирования на первом этапе исследования, а для перенесения результатов моделирования на природный процесс (установления его длительности, действующего напряжения, вязкости толщ и др.), что составляет второй этап исследования. Осознанное экспериментатором автоматическое выполнение условий подобия существенно упрощает моделирование.

В публикациях по методологии и методике тектонического моделирования [1-3, 6-9] обычно акцентируется внимание на необходимо-

(C) В.В.Белоусов, М.А.Гончаров, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика.Киев,1991.

сти соблюдения условий физического подобия природного и лабораторного процессов. Разработаны многочисленные, иногда довольно сложные критерии такого подобия. Как правило, в названных публикациях содержится предупреждение, адресованное в первую очередь начинающим экспериментаторам, о некорректности моделирования в случае несоблюдения условий и критериев подобия. В то же время для выполнения условий подобия необходимо располагать значениями параметров природного тектонического процесса - его скоростью и длительностью, деформационными свойствами участвующих в нем горных пород и массивов и др. Однако сведения об этих параметрах зачастую весьма условны, относительны и приблизительны. В этой ситуации многие исследователи предпочитают вообще воздерживаться от проведения тектонического моделирования, что серьезно тормозит прогресс не только экспериментальной тектоники, но и тектонофизики, структурной геологии и геотектоники.

В то же время одно обстоятельство настраивает в этом вопросе на оптимистический лад. Авторам не известны работы, в которых была бы убедительно показана некорректность экспериментов, исполнители которых пренебрегали соблюдением условий подобия, или несостоятельность опытов, где такие условия сознательно нарушались.

Много публикаций, в которых выполнение условий подобия выглядит как чисто формальная процедура. Создается впечатление, что многие эксперименты можно проводить, не задумываясь об условиях подобия. Однако под это впечатление необходимо подвести строгую научную основу.

Такая основа может быть создана, если поставить вопрос, который до сих пор не возникал: не выполняются ли в определенных случаях условия подобия автоматически, как бы сами собой, без ведома экспериментатора?

С целью получения ответа на поставленный вопрос авторы провели анализ некоторых простейших часто применяемых критериев подобия. Под простотой критериев подразумевается простота их вывода из соответствующих уравнений физических процессов в тех случаях, когда параметры этих процессов связаны между собой пропорциональной линейной зависимостью.

В качестве примера приведем два основных часто используемых при моделировании медленных пластических деформаций (в частности складкообразования) критериев подобия:

$$C_p = C_\sigma C_\varepsilon, \qquad (1)$$

$$C_p = C_l C_t C_g C_\rho. \qquad (2)$$

Здесь, как обычно, C – отношение значений соответствующего параметра в модели и природном процессе; η – вязкость; σ – девиаторное напряжение; t – длительность; l – линейный размер; g – ускорение силы тяжести; ρ – плотность.

Условие подобия (1) применяется тогда, когда в расчет можно не принимать силу тяжести (например, при моделировании достаточно малых природных объектов, таких, как мелкие складки, кливаж и др.). Это условие основано на законе вязкого течения ньютоновской жидкости, выраженном в интегральной форме:

$$\frac{\sigma t}{\eta} = 2 \ln K, \qquad (3)$$

где K – величина, показывающая, во сколько раз увеличился (или уменьшился) размер исследуемого тела при деформации вязкого течения.

Условие подобия (1) из закона вязкого течения (3) выводится с учетом необходимости соблюдения геометрического подобия модели и природного объекта. Геометрическое подобие обеспечивается одинаковой величиной деформации K модели и объекта, из чего следует равенство правых частей уравнения (3) в модели и объекте. Но при этом должно соблюдаться и равенство левых частей уравнения (3), т.е.

$$\frac{\sigma_m t_m}{\eta_m} = \frac{\sigma_n t_n}{\eta_n}. \qquad (4)$$

Здесь индексом m обозначены параметры модели, а индексом n – параметры объекта. Простейшее преобразование равенства (4) с переносом параметров вязкости в его правую часть, а параметров напряжения и времени в левую, приводит к условию подобия (1).

Формулы (3) и (4) показывают, что произвольное увеличение вязкости эквивалентного материала η_m, например в 10 раз при постоянстве действующего девиаторного напряжения σ_m, приведет, для достижения той же величины деформации K_m, к увеличению длительности процесса деформирования t_m тоже в 10 раз. Поэтому условие подобия (1) не нарушится. Не нарушится оно и при увеличении напряжения, но постоянстве вязкости, поскольку при этом длительность процесса уменьшится во столько же раз. Иными словами, условие подобия (1) выполняется автоматически при любой вязкости эквивалентного материала и любой величине действующих напряжений.

Условие подобия (2) применяется при учете силы тяжести. В этом случае безразмерное отношение девиаторного напряжения, вызывающего деформацию, к гравитационному напряжению, создаваемому

силой тяжести, должно быть одно и то же в модели и природном объекте:

$$\frac{\sigma_m}{\rho_m} = \frac{\sigma_n}{\rho_n}. \qquad (5)$$

Гравитационное напряжение выражается так:

$$\rho = \rho g l, \qquad (6)$$

где параметр l символизирует размер, в данном случае высоту столба вышележащих пород, создающих гравитационную нагрузку. Подставляя выражение (6) в формулу (5) и сопоставляя полученный результат с формулой (4), после несложных преобразований получаем условие подобия (2):

$$\frac{\eta_m}{\eta_n} = \frac{l_m\, t_m\, g_m\, \rho_m}{l_n\, t_n\, g_n\, \rho_n} \qquad (7)$$

или идентичное ему выражение

$$\frac{\eta_m}{l_m\, t_m\, g_m\, \rho_m} = \frac{\eta_n}{l_n\, t_n\, g_n\, \rho_n}. \qquad (8)$$

Рассуждая, как и при анализе условия подобия (1), можем констатировать, что произвольное увеличение вязкости эквивалентного материала приведет к пропорциональному увеличению длительности процесса деформации, а столь же произвольное увеличение размера, плотности или ускорения силы тяжести вызовет в соответствии с формулами (5) и (6) пропорциональное увеличение действующего напряжения, вызывающее пропорциональное уменьшение длительности процесса. В результате левая часть равенства (8) останется без изменений т.е. условие подобия (2), как и условие подобия (1), также выполняется автоматически. Это очевидно в случае моделирования "саморазвивающихся" под действием силы тяжести процессов, таких, как адвекция, обусловленная инверсией плотности в земной коре [4, 5]. Менее очевидный случай – моделирование деформаций, "вынужденных" действием внешних сил; здесь проблема состоит не столько в выборе эквивалентного материала, как обычно принято думать, сколько в соблюдении отношения (5) "внешнего" напряжения к гравитационному давлению, т.е. в подборе такого напряжения σ_m, которое обеспечит заданную длительность процесса.

Осознанное экспериментатором автоматическое выполнение условий подобия существенно упрощает моделирование. Например, в разобранных выше случаях можно использовать эквивалентный материал с любой вязкостью, лишь бы он был удобен при проведении опытов. Бо-

лее того, условие подобия, представляющее собой одно уравнение с несколькими параметрами, можно теперь применять не для оценки вязкости эквивалентного материала, как это обычно делается, а с целью определения значения одного из природных параметров – длительности процесса, действующего напряжения или вязкости толщи, – если два других предполагаются известными. Иными словами, условие подобия послужит не для соблюдения корректности моделирования на первом этапе исследования, а для перенесения результатов моделирования на природный процесс, что составляет второй этап исследования.

Таким образом, сделанный вывод об автоматическом выполнении условий подобия состоятелен лишь в тех случаях, когда физические параметры процесса связаны между собой пропорциональной линейной зависимостью, как в уравнениях (3) и (6). Если зависимость между ними более сложная, как это имеет место, например, при пластическом течении с выраженным пределом текучести или при зависимости вязкости от действующих напряжений, то условия подобия уже автоматически не выполняются. В то же время их строгое соблюдение становится весьма проблематичным. Так, само существование у горных пород длительного предела текучести – предела ползучести – нельзя считать доказанным, не говоря о количественной оценке этого параметра, необходимой для выполнения подобия. Думается, что в этой ситуации в качестве первого приближения не остается ничего другого, как уподоблять горные породы ньютоновским вязким жидкостям и тем самым предопределять автоматическое выполнение тех условий подобия, о которых шла речь выше.

1. Белоусов В.В. Структурная геология. – М.: Изд-во Моск.ун-та, 1986. – 248 с.
2. Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. – М.: Недра, 1964. – 119 с.
3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
4. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. – М.: Недра, 1979. – 246 с.
5. Гончаров М.А. Моделирование длительно "саморазвивающихся" тектонических структур // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 205-214.
6. Гутерман В.Г. Механизмы тектогенеза. – Киев: Наук. думка, 1987. – 172 с.
7. Рамберг Х. Сила тяжести и деформаций в земной коре. – М.: Недра, 1985. – 399 с.
8. Шеменда А.И. Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. – 1983. – № 10. – С. 10-19.
9. Шерман С.И. Эксперимент в тектонике и теория подобия// Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 25-37.

УДК 551.24.035+551.242.1+551.24.02

А.С.Григорьев

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта АН СССР, Москва

О МАТЕМАТИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ В ТЕКТОНОФИЗИКЕ

Излагаются основные соображения, связанные со спецификой постановки и построением теоретических решений задач тектонофизики. Поскольку геологическая среда является весьма сложной, и в принципе может трактоваться как многофазная и неоднородная, существенное внимание уделено вопросу выбора модели этой среды. Показано, что эта модель и ее возможные упрощения существенно зависят от самого выделенного, изучаемого объекта, от цели, которая ставится перед исследователем, масштабов рассмотрения в пространстве и времени. Освещена специфическая роль, которую при выборе модели "материала объекта" играет наличие в литосфере температурного и гравитационного полей. Кратко обсуждаются вопросы достоверности и точности результатов получаемых решений, а также возможные перспективы использования математического моделирования в тектонофизических задачах; особо подчеркивается эффективность его сочетания с испытаниями на моделях.

Основными методами тектонофизики являются математическое и физическое моделирование и специфические полевые исследования. Комплекс данных, необходимых для математического моделирования, должен основываться на результатах натурных геологических и геофизических исследований, содержать сведения о физико-механических свойствах "материала" изучаемого объекта и быть достаточным для постановки задачи математической физики. Ее решение – это "расчет" сооружения, созданного природой за длительные времена, как правило, претерпевшего многократные нарушения сплошности и устойчивости, "сооружения", "материал" которого мог не раз перерождаться вследствие химических реакций и воздействия физических полей. Из-за трудностей математического описания столь сложных процессов практически рассматриваются лишь какие-то их этапы. Постановка конкретной задачи связана с ответами на вопросы: что считать границами "рассматриваемого" объекта, каков интервал времени рассмотрения, какую модель материала целесообразно принять? Последний вопрос представляется наиболее трудным в силу специфической неоднородности геологической среды: слоистость, наличие включений различного состава и масштаба, поровой жидкости, нарушений сплошности различного порядка и целых зон трещиноватости, воздействие температурного и гравитационного полей и т.д.

В соответствии с современными представлениями геологическая

© А.С.Григорьев, 1991
ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

среда обладает свойствами деформируемого твердого тела, в определенных условиях свойствами, присущими сыпучим телам, а в более широком понимании может трактоваться как многофазная неоднородная среда. Все это предопределило попытки создания специальных моделей геологической среды (см., напр., [1-3]). Однако использование достаточно сложных моделей настолько увеличивает трудности математической реализации и анализа результатов, что постановка задачи и выбор модели объекта практически определяются в результате компромисса между стремлением получить ответы на главные вопросы и желанием достичь этого доступными средствами [4].

Решение вопроса о модели материала зависит от характера задачи и одновременно тесно связано с пространственным и временным масштабами рассмотрения. Так, при исследовании процесса развития "внутренней" складчатости при сжатии слоистого массива нельзя не учитывать различия в механических характеристиках слоев, а когда рассматривается изгибание всего пакета в целом, допустимо осреднение свойств по всей его мощности, однако если при этом ставится вопрос о напряжениях и возможных разрушениях, придется вернуться к слоистой модели. Если рассматриваются процессы деформирования, охватывающие осадочный чехол и блочный массивно кристаллический фундамент, последний можно считать абсолютно жестким, связывая его смещения лишь с движениями блоков по разломам.

При изучении процессов, охватывающих всю толщу земной коры или всю толщу литосферы, нельзя пренебрегать влиянием температурного и гравитационного полей на механические свойства и состояние среды. Здесь целесообразно использовать слоистую модель, учитывая изменение реологических характеристик материала с глубиной в пределах каждого слоя. Сведения касательно влияния температуры и давления на свойства пород содержатся в известных работах [5-14]. Особую роль высокотемпературное поле играет в возникновении гравитационной неустойчивости и возбуждении процессов конвекции вещества [15]. Необходимость учета воздействия температурного поля на механические характеристики материала возникает и при рассмотрении некоторых локальных процессов, в частности при описании вулканических явлений. Кратко остановимся и на других аспектах, обусловленных наличием температурного поля и гравитации. Так, неоднородное изменение объема при изменении температур может привести к появлению "температурных" напряжений, различиям в коэффициентах расширения отдельных компонент породы и поровой жидкости, могут при изменении температуры послужить причиной разрушений на микроуровне, что приведет к изменению характеристик механических свойств среды в макромасштабе. Роль гравитационных сил как "на-

грузок" является определяющей в таких процессах, как всплывание, сползание, перетекание и растекание и, несомненно, велика во всем комплексе задач, посвященных изучению приповерхностных тектонических процессов. С удалением от дневной поверхности напряжения, отвечающие гравитационному полю, все в большей мере сводятся к всестороннему давлению. Касаясь связи постановки задачи и выбора модели материала с масштабом рассмотрения во времени, следует указать, что изучение длительных процессов относится к задачам ползучести, когда при заданных внешних силах и температурном поле текущее время как бы является основным параметром, управляющим процессом, - механические характеристики материала зависят от времени. Для описания явлений ползучести часто привлекают различные модели линейного вязкоупругого тела , в том числе обладающего наследственными свойствами. Применительно к геоматериалам подобные модели использовались при обработке данных экспериментального изучения ползучести осадочных горных пород. Простейшей реологической моделью, широко использующейся в тектонофизике, является линейно-вязкое тело, - аналог ньютоновской вязкой жидкости. Однако именно вследствие своей простоты, связанной с пренебрежением упругими и нелинейными эффектами, она может приводить и к сомнительным результатам. По-видимому, ее целесообразно использовать в первую очередь для получения качественных результатов либо для исследований установившихся процессов при относительно коротких временах рассмотрения. Для большинства реальных твердых тел кристаллической структуры, в том числе для минералов и многих горных пород [6, 9], уравнения, описывающие процессы ползучести, содержат нелинейные соотношения между напряжениями и деформациями или скоростями деформаций, следовательно, при моделировании длительных процессов надо использовать уравнения нелинейной теории ползучести; одновременно надо считаться с существенным падением прочности материала с течением времени. При моделировании длительных процессов формирования приповерхностных структур необходим учет осадконакопления и денудации.

Таким образом, при рассмотрении процессов деформирования приповерхностных слоев земной коры в первом приближении можно, учитывая, если надо, гравитационные силы и температурные напряжения, одновременно пренебречь влиянием температурного и гравитационного полей на механические свойства среды. В динамических задачах геоматериалы естественно рассматривать как упругие и хрупкие. Исключение составляют специальные задачи (затухание колебаний, затухание сейсмических волн и др.), когда необходимо ввести какие-либо характеристики внутреннего трения. При рассмотрении длитель-

ных процессов решаем, можно ли воспользоваться подходящей линейной моделью или следует прибегнуть к уравнениям нелинейной ползучести.

В реальной геологической среде, как упоминалось, имеются различного рода и масштаба нарушения однородности. В ряде случаев они могут быть учтены с помощью усложнения свойств модела. Так, в областях сланцеватости и тонкой слоистости можно уточнить модель введением анизотропии, в трещиноватых зонах - введением анизотропии плюс "разномодульность" и т.д. При хаотическом "разрыхлении" материала можно использовать модель однородной изотропной среды со специально устанавливаемыми характеристиками свойств. Если подобные подходы окажутся невозможными, следует изменить масштаб рассмотрения, расчленяя объект на части. При рассмотрении процессов, охватывающих более глубокие слои земной коры, тем более литосферу, описание процессов деформирования во времени потребует использования реологических моделей существенно неоднородного тела. Появились работы обобщающего характера [9, 16], в которых делается попытка описать реологию литосферы в соответствии с современными представлениями о различных типах земной коры, механизмах деформирования и составе пород, отвечающих уровням глубин и температур.

Коротко остановимся на формулировании начальных и краевых условий. Первые практически вытекают из представления о масштабе рассмотрения во времени. Вторые связаны с выбором объекта рассмотрения в пространстве и с характером задачи. Чаще всего приходится вводить смешанные краевые условия; на границе, совпадающей с дневной поверхностью, обычно полагают равными нулю напряжения. Если характер задачи позволяет заменить условия в смещениях или скоростях условиями в напряжениях, это обычно используется. Ситуация такого рода чаще всего возникает при моделировании процессов, связанных с местными возмущениями. Здесь оказываются полезными модели массива с бесконечными размерами: пространство, полупространство, слой или пластинка, бесконечные в плане, применительно к плоской задаче говорят о плоскости, полуплоскости, полосе. В тектонофизике естественными величинами, с которыми возможны сопоставления размеров зон воздействия с размерами объекта, представляются радиус Земли, мощность коры либо литосферы, простирание платформ, мощность осадочного чехла, расстояния между магистральными разломами и т.п. Границы объекта обычно подсказываются природой: границы между тектоническими плитами, между резко выраженными структурами, слоями и напластованиями, магистральные разломы, дневная поверхность, дно океана и т.д. После установления

границ характер задачи сам подсказывает формализацию краевых условий.

Касаясь связи постановки задачи с путями ее решения, напомним, что в соответствии с видом разрешающей системы дифференциальных уравнений задачи математической физики обычно делят на линейные и нелинейные.

Уравнения механики деформируемого твердого тела условно расчленяются на три группы: "физические", "геометрические" и "статические". Первая содержит соотношения между тензорами напряжений и деформаций или приращений деформаций, вторая – соотношения между перемещениями и деформациями, третья – уравнения равновесия или движения. Линейность задачи обусловливается линейностью всех трех групп соотношений. Примерами линейных являются задачи классической теории упругости. Линейность соотношений физического характера приемлема для большинства реальных тел, но лишь при условии, что значения деформаций по модулю не превышают характерной для каждого материала предельной величины порядка $10^{-3} \div 10^{-4}$. Линейность геометрических соотношений и уравнений равновесия вытекает из предпосылок о малости деформации по сравнению с единицей и квадратов углов поворота по сравнению с деформациями, а также перемещений по сравнению с характерными размерами тел [17]. При таких посылках линейной окажется и разрешающая система в задачах, где используются модели линейного вязкоупругого тела. Однако в этом случае ограничения геометрического характера связаны с ограничением времени рассмотрения. Так, при моделировании равновесного процесса современных движений при мощности 2 км и скорости смещения 2 см/год окажется, что время рассмотрения должно быть не более 10^2 лет, если предположить, что смещения не превышают 10^{-3} мощности.

Способы решений задач линейной механики упругого тела хорошо разработаны: для целых классов задач построены аналитические решения, широко развиты и численные методы. При использовании линейных вязкоупругих моделей материала построение решений облегчается так называемой вязкоупругой аналогией. При напряжениях, больших "предела текучести", полная деформация слагается из обратимой упругой части и необратимой – пластической. Соответствующая "физическая" группа уравнений составляет основу теории пластичности, а разрешающая система в целом становится нелинейной. В тектонофизике к этой теории приходится прибегать при описании сравнительно кратковременных процессов, если деформации объекта превосходят предельно упругие, равно как и для описания законов деформирования сильно нарушенной, так называемой квазипластической среды

(см. [17]). Нелинейность разрешающей системы может быть также следствием нелинейности второй группы уравнений – "геометрическая" нелинейность, которая имеет место при отказе от посылки о малости квадратов углов поворота по сравнению с деформациями. При полном отказе от ограничений на величины деформаций и углов поворотов соотношения физического характера, как и уравнения равновесия, также существенно нелинейны и разрешающая система в целом отвечает теории больших деформаций [18, 19].

При нелинейной постановке задач можно описать более широкий круг явлений, однако разрешающие системы за небольшими исключениями могут быть проинтегрированы лишь численно. Библиография, посвященная методам численных решений и линейных и нелинейных краевых задач, чрезвычайно обширна и мы отсылаем читателя к учебной и специальной литературе.

Остановимся на существенной для математического моделирования классификации задач тектонофизики: 1) задачи механики сплошной среды, носящие достаточно общий характер, поставленные в той или иной форме и решенные в связи с рассмотрением проблем, имеющих аналоги в тектонофизике; 2) задачи описания типичных явлений и процессов формирования типичных структур; 3) задачи, приуроченные к описанию конкретных явлений и процессов в конкретных регионах.

К первой категории можно отнести многочисленные плоские задачи теории упругости, где получены общие интегралы разрешающих систем или построены аналитические решения при конкретных краевых условиях. Специфический интерес представляют задачи, где рассматриваются неоднородные, а также слоистые анизотропные и разномодульные тела, как и задачи, в которых используется модель линейного вязкоупругого тела. Задачи устойчивости трещин в различных средах имеют основополагающее значение в механике очага землетрясения. Решения задач устойчивости равновесия балок, пластин и оболочек находят непосредственное применение в теории складкообразования. Как видно, решения ряда тектонофизических задач могут быть получены заимствованием готовых результатов, содержащихся в литературных источниках. Характер заимствования и само понятие "готовый результат" зависят от "взаимоотношений" поставленной задачи и ее аналога.

Задачи, отнесенные ко второй категории, чаще встречаются в литературе. Под типизацией здесь имеются в виду представления структурной геологии и предпосылки физического характера, которые подсказываются геологической и геофизической информацией и возможными аналогиями с явлениями, связанными с человеческой дея-

тельностью. Именно так родилось предложенное М.В.Гзовским [12] учение о механизмах тектонических деформаций земной коры. Его основой являлось предположение о том, что ряд типичных наблюдаемых в природе структур образовался в результате сходных воздействий на геологическую среду. Далее предполагалось, что геометрические модели рассматриваемых геологических тел можно классифицировать аналогичным образом, что и в механике деформируемого твердого тела: брус, пластина (плита), оболочка, массив, а воздействия свести либо к простейшим, либо к их комбинациям, как это делается в сопротивлении материалов. Из этих посылок вытекала потребность изучить в первую очередь процессы деформирования простейших моделей при воздействиях, отвечающих предполагаемому механизму. Основная роль отводилась моделированию, причем главным предполагалось выявление "устойчивых" характеристик, типичных для изучаемого процесса. Ими могли быть конфигурация и расположение зон повышенных деформаций и трещиноватости, положение и ориентация характерных магистральных разрывов, траектории главных деформаций, особенности кинематики поверхности, доступные для измерения морфологические характеристики и т.д. В дальнейшем предполагалось использование упомянутых устойчивых характеристик в качестве диагностических признаков для распознавания механизмов в природе.

Необходимость отыскания именно устойчивых признаков существенно повысила значение математического моделирования, поскольку практически лишь расчеты позволяют оценить влияние изменений различных параметров на любые характеристики процесса. Работы, отнесенные к третьей категории, до недавнего времени встречались относительно редко. В связи с резким увеличением геолого-геофизической информации по конкретным регионам и структурам, а также с успехами в решении задач, посвященных изучению типичных процессов и явлений, число их резко возросло.

Перейдем к обсуждению вопросов, относящихся к оценке достоверности и возможной точности результатов, доставляемых математическим моделированием, а также о его перспективах. Коротко можно сказать, что достоверность определяется достоверностью исходных данных, надежностью и полнотой использовавшейся геолого-геофизической информации, а также "качеством" принятой модели. Последнее зависит от погрешности, вносимой за счет упрощений формы объекта, условий на его границах, модели его материала. Для совершенствования упомянутого "качества" оптимальным представляется сочетание математического моделирования с физическим. Дело в том, что измерения, проводимые при эксперименте, могут оказаться на начальной стадии процесса слишком грубыми либо практически

невыполнимыми, а на тех стадиях, когда наряду с рассеянными нарушениями развиваются магистральные трещины, становится нереализуемым математическое описание. В то же время на стадии процесса, в рамках которой можно считать данные математического и физического моделирования примерно одинаково представительными, появится дополнительная возможность суждения: близость результатов будет свидетельствовать в пользу достоверности полученных одним и другим способами. Что касается моделирования процессов образования конкретных структур, грубо упрощая, можно сказать, что чем ближе нижняя граница объекта к дневной поверхности, тем надежнее результаты, и степень их достоверности ближе к получаемой при расчете инженерных сооружений.

Перспективы математического моделирования в тектонофизике, по-видимому, связаны с решением многих, еще не рассмотренных задач, особенно связанных со сменой равновесных форм, с явлениями потери устойчивости. Однако наиболее важными представляются доступные лишь для математического моделирования попытки оценить с помощью "перебора по параметрам" вероятность, обоснованность различных гипотез, связанных как с происхождением конкретных структур, так и тектогенеза в целом, гипотез, выдвигаемых по мере углубления наших знаний о тектоносфере.

1. Николаевский В.Н. Деформации геоматериалов и пористых сред // Механика твердого тела. - 1982. - № 1. - С. 96-109.
2. Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики.- М.: Недра, 1986. - 301 с.
3. Талонов А.В., Тулинов Б.М. Расчет деформационных свойств трещиноватых горных пород с учетом допредельного разрушения // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1987. - № 6. - С. 22-29.
4. Григорьев А.С., Ионкин В.П. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела (обзор) // Там же.- 1972. - № 1. - С. 8-34.
5. Nevill L. Carter Steady state flow of rocks // Rev. geophys. and space phys. - 1976. - 14, N 14. - P. 301-360.
6. Огибалов П.М., Кийко И.А. Очерки по механике высоких параметров. - Изд-во МГУ, 1966. - 270 с.
7. Работнов Ю.Н., Милейко С.Т. Кратковременная ползучесть. - М.: Наука, 1970. - 222 с.
8. Малинин Н.Н. Прикладная теория пластичности и ползучести. - М.: Машиностроение, 1975. - 359 с.
9. Georgio Ranalei and Donald C. Myrphy Rheological stratification of the lithosphere // Tectonophysics. - 1987. - 132.-P.281-295.
10. Береснев Б.И., Мартынов Е.Д., Родионов К.П., Булычев Д.К., Рябинин Ю.Н. Пластичность и прочность твердых тел при высоких давлениях. - М.: Наука, 1970. - 160 с.
11. Жарков В.Н., Трубицын В.П., Самоненко Л.В. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. - М.: Наука, 1971. - 383 с.
12. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. - М.: Наука, 1975. - 536 с.
13. Стейси Ф. Физика Земли. - М.: Мир. - 340 с.
14. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред, ч. 1 и 2. - М.: Мир, 1985. - 730 с.

15. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. - М.: Недра, 1979. - 246 с.
16. Kirby S.H. Rheology of the lithosphere // Rev. Geophys. - 1985. - 115. - P. 245-258.
17. Новожилов В.В. Основы нелинейной теории упругости. - Л.; М., Гостехиздат, 1948. - 211 с.
18. Работнов Ю.Н. Ползучесть элементов конструкций. - М.: Наука, 1966. - 752 с.
19. Качанов Л.М. Основы механики разрушения.- Наука.1974.- 311 с.

УДК 550.311

В.П.Мясников, В.Б.Свалова

Геологический институт АН СССР, Москва

ВОПРОСЫ МАТЕМАТИЧЕСКОГО И МЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Рассматривается задача механического моделирования реологического поведения многослойной среды, описываемой моделью вязкой несжимаемой жидкости, параметры которой меняются от слоя к слою. Полное решение задачи дает возможность рассчитать эволюцию рельефа дневной поверхности и внутренних границ слоев, а также построить поля скоростей и напряжений в каждом слое в зависимости от различных условий на нижней границе слоев, отражающих глубинные процессы в мантии Земли. Полученные разрезы достаточно хорошо соответствуют имеющимся на поверхности планеты структурам.

При математическом и механическом моделировании геологических структур и процессов возможны, в частности, два подхода к решению задач теоретической геологии. Это использование максимально полной системы механических уравнений, адекватно описывающей поведение вещества в процессе формирования и развития той или иной тектонической структуры и дальнейший расчет полученных уравнений с необходимыми граничными и начальными условиями с помощью мощных ЭВМ или, наоборот, максимальное упрощение полученной системы уравнений, допускающее аналитическое решение задачи с последующими полуколичественными выводами, поддающимися сравнению с наблюдаемыми геолого-геофизическими данными. Естественно, оптимальным было бы решение задач геотектоники на основе механико-математического моделирования с использованием преимуществ каждого из названных подходов. Возможны также различные степени использования приближенных уравнений, допускающих для своего решения применение ЭВМ ограниченной мощности. Для получения приближенной системы механических уравнений анализ порядков присутствующих величин позволяет выделить малые параметры задачи, по которым производится разложение.

© В.П.Мясников, В.Б.Свалова, 1991
ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

Рассмотрим задачу механического моделирования реологического поведения многослойной среды, описываемой моделью вязкой несжимаемой жидкости, параметры которой (вязкость и плотность) меняются от слоя к слою. Движение вещества в каждом слое описывается уравнением Навье – Стокса и уравнением неразрывности

$$\begin{cases} \dfrac{d\bar{v}}{dt} = \bar{F} - \dfrac{1}{\rho}\nabla p + \dfrac{\mu}{\rho}\Delta\bar{v}, \\ div\ \bar{v} = 0. \end{cases}$$

Введем безразмерные величины $X, Y, Z, U, V, W, \Pi, T, \mu_i, \rho_i$:

$$x = Lx, \quad y = Ly, \quad z = h_i Z, \quad u = u_0^{(i)} U, \quad v = u_0^{(i)} V,$$

$$w = u_0^{(i)} \frac{h_i}{L} W, \qquad p = \rho_0 g_0 h_i \Pi, \qquad \mu = \mu_0^{(i)} \mu_i,$$

$$\rho = \rho_0 \rho_i, \qquad t = t_0 T, \qquad g = g_0 \cdot 1.$$

Здесь h_i – характерная толщина i-го слоя; $\mu_0^{(i)}$ – характерная вязкость i-го слоя; $u_0^{(i)}$ – характерная скорость движения вещества i-го слоя; ρ_0 – масштаб плотности слоев; t_0 – масштаб времени.

В безразмерном виде уравнение Навье – Стокса имеет вид

$$\begin{cases} FS\dfrac{\partial U}{\partial T} + F\left(U\dfrac{\partial U}{\partial X} + V\dfrac{\partial U}{\partial Y} + W\dfrac{\partial U}{\partial Z}\right) = -\dfrac{h_i}{L\rho_i}\dfrac{\partial \Pi}{\partial X} + \dfrac{F}{R}\dfrac{\mu_i}{\rho_i}\left[\dfrac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \dfrac{\partial^2 U}{\partial Y^2} + \dfrac{1}{\left(\frac{h_i}{L}\right)^2}\dfrac{\partial^2 U}{\partial Z^2}\right], \\ FS\dfrac{\partial V}{\partial T} + F\left(U\dfrac{\partial V}{\partial X} + V\dfrac{\partial V}{\partial Y} + W\dfrac{\partial V}{\partial Z}\right) = -\dfrac{h_i}{L\rho_i}\dfrac{\partial \Pi}{\partial X} + \dfrac{F}{R}\dfrac{\mu_i}{\rho_i}\left[\dfrac{\partial^2 V}{\partial X^2} + \dfrac{\partial^2 V}{\partial Y^2} + \dfrac{1}{\left(\frac{h_i}{L}\right)^2}\dfrac{\partial^2 V}{\partial Z^2}\right], \\ FS\dfrac{\partial W}{\partial T} + F\left(U\dfrac{\partial W}{\partial X} + V\dfrac{\partial W}{\partial Y} + W\dfrac{\partial W}{\partial Z}\right) = -\dfrac{1}{\frac{h_i}{L}\rho_i}\dfrac{\partial \Pi}{\partial Z} + \dfrac{F}{R}\dfrac{\mu_i}{\rho_i}\left[\dfrac{\partial W}{\partial X^2} + \dfrac{\partial^2 W}{\partial Y^2} + \dfrac{1}{\left(\frac{h_i}{L}\right)^2}\dfrac{\partial^2 W}{\partial Z^2}\right] - \dfrac{1}{\frac{h_i}{L}}. \end{cases}$$

Здесь $F = \dfrac{(u_0^{(i)})^2}{g_0 L}$ – число Фруда; $S = \dfrac{L}{t_0 u_0^{(i)}}$ – число Струхаля; $R = \dfrac{u_0^{(i)} h_i \rho_0}{\mu_0^{(i)}}$ – число Рейнольдса.

Оценим порядки безразмерных параметров. Для значений L = = 100 км, g_0 = 10 м/с^2, ρ_0 = 3 г/см^3, t_0 = 10^7 лет, $u_0^{(i)}$ = = 1 см/год, $\mu_0^{(i)}$ = 10^{20} П получим $F = \frac{1}{10^{15}}$, $R = \frac{1}{10^{20}}$, $S = 1$. Отсюда оценки

$$S << \frac{1}{R} \Rightarrow F \cdot S << \frac{F}{R}.$$

Следовательно, в уравнении Навье–Стокса инерционными членами можно пренебречь, но они играют роль в уравнениях динамики границ рассматриваемых слоев. Тогда система уравнений движения слоев приобретает вид

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \Pi}{\partial X} = \dfrac{F}{R\left(\frac{h_i}{L}\right)^3}\mu_i\left[\left(\dfrac{h_i}{L}\right)^2\left(\dfrac{\partial^2 U}{\partial X^2} + \dfrac{\partial^2 U}{\partial Y^2}\right) + \dfrac{\partial^2 U}{\partial Z^2}\right], \end{cases}$$

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \Pi}{\partial X} = \dfrac{F}{R\left(\frac{h_i}{L}\right)^3}\mu_i\left[\left(\dfrac{h_i}{L}\right)^4\left(\dfrac{\partial^2 V}{\partial X^2}+\dfrac{\partial^2 V}{\partial Y^2}\right)+\dfrac{\partial^2 V}{\partial Z^2}\right], \\ \dfrac{\partial \Pi}{\partial Z} = \dfrac{F}{R\left(\frac{h_i}{L}\right)^3}\mu_i\left[\left(\dfrac{h_i}{L}\right)^4\left(\dfrac{\partial^2 W}{\partial X^2}+\dfrac{\partial^2 W}{\partial Y^2}\right)+\left(\dfrac{h_i}{L}\right)^2\dfrac{\partial^2 W}{\partial Z^2}\right]-\rho_i. \end{cases}$$

В задаче возникают два малых параметра: $\frac{h}{L}$ и $\frac{F}{R}$. В зависимости от соотношения между ними для разных слоев возможны различные виды приближенных уравнений Навье – Стокса. Предоставляется возможным провести классификацию региональных геологических структур по механическому принципу, а именно, структуры относятся к одному классу, если они описываются одинаковыми приближенными уравнениями Навье – Стокса, что имеет практический смысл при построении математического эксперимента с помощью ЭВМ.

Анализируя порядки присутствующих величин, получаем реальные значения параметра задачи $M_{S_i} = \dfrac{F}{R\left(\frac{h_i}{L}\right)^3}$. Например, для трехслойной модели осадочного чехла ($M_{S_3} = 1$), коры ($M_{S_2} = \frac{1}{\sqrt{\varepsilon}}$, $\varepsilon = 10^{-2}$) и подстилающего слоя мантии ($M_{S_1} = \sqrt{\varepsilon}$) можно получить систему уравнений для последовательных приближений по $\sqrt{\varepsilon}$ поля скоростей и давлений в каждом слое [1, 2]:

Осадочный чехол:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \Pi_3^{(0)}}{\partial X} = \mu_3 \dfrac{\partial^2 U_3^{(0)}}{\partial Z^2}, \\ \dfrac{\partial \Pi_3^{(0)}}{\partial Y} = \mu_3 \dfrac{\partial^2 V_3^{(0)}}{\partial Z^2}, \\ \dfrac{\partial \Pi_3^{(0)}}{\partial Z} = -\rho_3^{(0)}, \end{cases} \qquad \begin{cases} \dfrac{\partial \Pi_3^{(1)}}{\partial X} = \mu_3 \dfrac{\partial^2 U_3^{(1)}}{\partial Z^2}, \\ \dfrac{\partial \Pi_3^{(1)}}{\partial Y} = \mu_3 \dfrac{\partial^2 V_3^{(1)}}{\partial Z^2}, \\ \dfrac{\partial \Pi_3^{(1)}}{\partial Z} = -\rho_3^{(1)}. \end{cases}$$

Кора:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial^2 U_2^{(0)}}{\partial Z^2} = 0, \\ \dfrac{\partial^2 V_2^{(0)}}{\partial Z^2} = 0, \\ \dfrac{\partial \Pi_2^{(0)}}{\partial Z} = -\rho_2^{(0)}, \end{cases} \qquad \begin{cases} \dfrac{\partial \Pi_2^{(0)}}{\partial X} = \mu_2 \dfrac{\partial^2 U_2^{(1)}}{\partial Z^2} \\ \dfrac{\partial \Pi_2^{(1)}}{\partial Y} = \mu_2 \dfrac{\partial^2 V_2^{(1)}}{\partial Z^2} \\ \dfrac{\partial \Pi_2^{(1)}}{\partial Z} = -\rho_2^{(1)} + \mu_2 \dfrac{\partial^2 W_2^{(0)}}{\partial Z^2}. \end{cases}$$

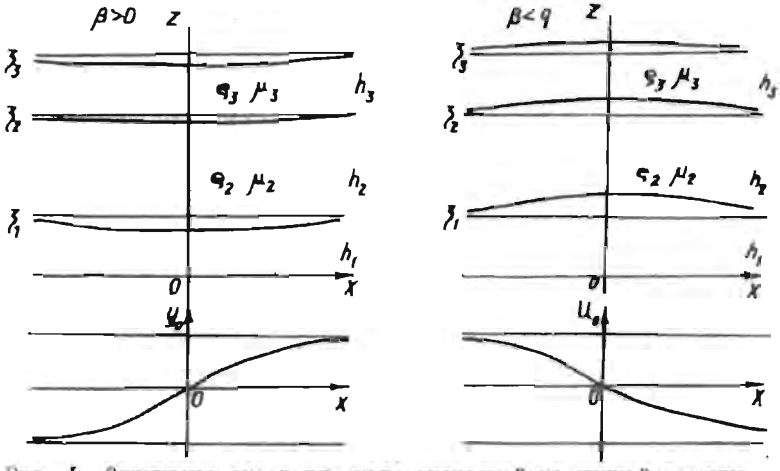


Рис. 1. Структура слоев для поля скоростей на нижней границе $U_0 = \beta\, th\, kX$

Мантия:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \Pi_1^{(0)}}{\partial X} = 0, \\ \dfrac{\partial \Pi_1^{(0)}}{\partial Y} = 0, \\ \dfrac{\partial \Pi_1^{(0)}}{\partial Z} = -\rho_1^{(0)}, \end{cases} \qquad \begin{cases} \dfrac{\partial \Pi_1^{(1)}}{\partial X} = \mu_1 \dfrac{\partial^2 U_1^{(0)}}{\partial Z^2}, \\ \dfrac{\partial \Pi_1^{(1)}}{\partial Y} = \mu_1 \dfrac{\partial^2 V_1^{(0)}}{\partial Z^2}, \\ \dfrac{\partial \Pi_1^{(1)}}{\partial Z} = -\rho_1^{(1)}. \end{cases}$$

Для двухслойной модели осадочного чехла ($M_{S_3} = 1$) и коры ($M_{S_2} = 1$) можно получить:

Осадочный чехол:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \Pi_3^{(0,1)}}{\partial X} = \mu_3 \dfrac{\partial^2 U_3^{(0;1)}}{\partial Z^2}, \\ \dfrac{\partial \Pi_3^{(0,1)}}{\partial Y} = \mu_3 \dfrac{\partial^2 V_3^{(0;1)}}{\partial Z^2}, \\ \dfrac{\partial \Pi_3^{(0;1)}}{\partial Z} = -\rho_3^{(0;1)}, \end{cases}$$

Кора:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial \Pi_2^{(0;1)}}{\partial X} = \mu_2 \dfrac{\partial^2 U_2^{(0;1)}}{\partial Z^2}, \\ \dfrac{\partial \Pi_2^{(0,1)}}{\partial Y} = \mu_2 \dfrac{\partial^2 V_2^{(0,1)}}{\partial Z^2}, \\ \dfrac{\partial \Pi_2^{(0,1)}}{\partial Z} = -\rho_2^{(0,1)}. \end{cases}$$

Используя граничные условия непрерывности скоростей и напряжений на границах разделов слоев, каждую из приведенных систем можно

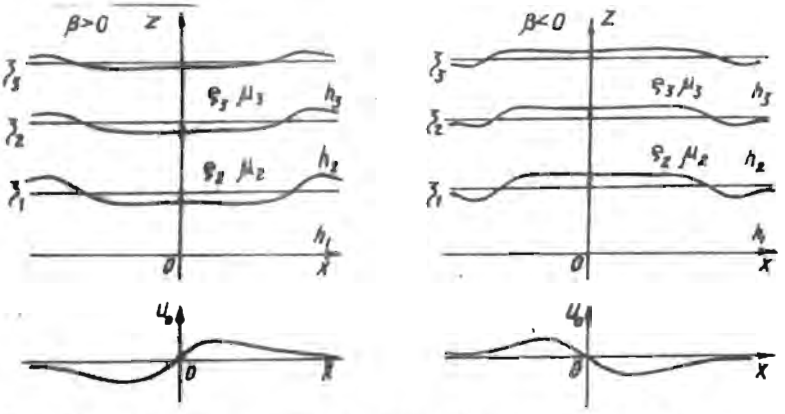


Рис. 2. Структура слоев для поля скоростей на нижней границе $U_0 = \sqrt{\frac{th\,kX}{ch\,kX}}$

решить аналитически и получить поля скоростей и напряжений в каждом слое в зависимости от скоростей на нижней границе слоев U_0 , V_0 , W_0 . Выбирая различные выражения для этих скоростей, получаем разные возможные виды границ, которые можно сравнить с имеющимися геологическими и геофизическими данными для конкретного региона.

Поле скоростей U_0, V_0, W_0 отражает глубинные процессы, протекающие в мантии Земли, например сложные конвективные движения, меняющиеся во времени.

Используя условие непротекания вещества через границы слоев и учитывая наибольшие по вкладу величины, для достаточно гладких границ ζ_1 (кора – мантия), ζ_2 (кора – осадки), ζ_3 (дневная поверхность) можно получить

$$\begin{cases} \dfrac{\partial^2 \zeta_2}{\partial X^2} - \dfrac{1}{\gamma}\,\zeta_2 \dfrac{\partial U_0}{\partial X} = 0, \\ \dfrac{\partial \zeta_2}{\partial T} + U_0 \dfrac{\partial \zeta_2}{\partial X} + \alpha \zeta_2 \dfrac{\partial U_0}{\partial X} = 0, \\ \dfrac{\partial \zeta_1}{\partial T} + U_0 \dfrac{\partial \zeta_1}{\partial X} + \zeta_1 \dfrac{\partial U_0}{\partial X} = 0, \end{cases}$$

$$\gamma = \frac{1}{3}\left[\frac{\rho_1}{\mu_1}(h_1)^3 + \frac{\rho_2}{\mu_2}(h_2)^3\right], \qquad \alpha = \frac{(h_1)^3}{(h_1)^3 + \frac{\mu_1}{\mu_2}(h_2)^3}.$$

Здесь h_2 , h_3 – безразмерные толщины слоев. Пусть, например, скорости на нижней границе слоев имеют вид

$$U_0 = \beta \pm h k X, \qquad \beta = U^* = U(\pm\infty);$$

$\beta > 0$ соответствует структуре раздвига; $\beta < 0$ – структуре сжатия. Тогда динамика разреза слоев описывается уравнениями (рис. 1):

$$\begin{cases} \zeta_1(X,T) = h_1 e^{-k\beta T} \dfrac{ch\,kX}{(1+e^{-2k\beta T} sh^2 kX)^{1/2}}, \\ \zeta_2(X,T) = (h_1+h_2)\, e^{-k\beta T} \dfrac{(ch\,kX)^{\alpha}}{(1+e^{-2k\beta T} sh^2 kX)^{\alpha/2}}, \\ \zeta_3(X,T) = \dfrac{(h_1+h_2)k\beta}{\gamma} e^{-k\beta T} \ln(ch\,kX) + (h_1+h_2+h_3)\, e^{-k\beta T}. \end{cases}$$

Если $U_0 = \beta \dfrac{th\,kX}{ch\,kX}$, то для границ можно получить параметрические уравнения (рис. 2):

$$\begin{cases} \zeta_1 = h_1 \left(\dfrac{ch^2 kX}{sh\,kX} \dfrac{sh\,kt}{ch^2 kt} \right)^{\beta^2}, \\ \zeta_2 = (h_1+h_2) \left(\dfrac{ch^2 kX}{sh\,kX} \dfrac{sh\,kt}{ch^2 kt} \right)^{\beta^2 \alpha}, \\ ch\,kX + \ln \left| th \dfrac{kX}{2} \right| = \dfrac{\Gamma}{\beta} + ch\,kt + \ln \left| th \dfrac{kt}{2} \right|, \\ -\infty < t < \infty \\ \zeta_3 = \dfrac{k\beta}{\gamma} \int\int \zeta_2 \dfrac{1 - sh^2 kX}{ch^3 kX} dX\, dX. \end{cases}$$

Данные разрезы достаточно хорошо соответствуют имеющимся на поверхности планеты структурам. Полученные уравнения описывают динамику развития геоструктур типа континентальных и океанических рифтовых зон и формирования спрединговых задуговых бассейнов (для $\beta > 0$, глубинное растяжение) и структур типа складчатых областей и зон скучивания (для $\beta < 0$). Количественное соответствие достигается комбинацией различного вида полей скоростей на нижней границе слоев в различные моменты времени. При постановке машинного эксперимента с помощью ЭВМ легко подобрать скорость на глубине для описания заданного разреза слоев и его динамики, что позволяет делать выводы о глубинных процессах в недрах планеты.

1. Занемонец В.Б., Котелкин В.Д., Мясников В.П. О динамике литосферных движений // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1974. – № 5. – С. 43-54.

2. Занемонец В.Б., Михайлов В.О., Мясников В.П. Механическая модель образования глыбовой складчатости // Там же. - 1976. - № 10. - С. 13-21.

УДК 551.24.02

П.М.Бондаренко, Д.Н.Осокина

Институт геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР, Новосибирск,
Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта АН СССР, Москва

РАЗВИТИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО МОДЕЛИРОВАНИЮ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Дан обзор методики и результатов тектонического моделирования полей напряжений в геологических структурах на основе поляризационно-оптического метода с 1953 г. (от первых работ М.В.Гзовского). Отмечены особенности проведения опытов с упругими и вязкими оптически активными эквивалентными материалами для широкого круга деформационных структур (флексуры, складки, зоны сдвигания и др.). Показаны современные направления и приведены примеры исследования полей напряжений (выявления, картирования, реконструкции и оптического моделирования).

Создание и развитие направления моделирования тектонических полей напряжений на основе поляризационно-оптического метода осуществлялись в работах советских исследователей М.В.Гзовского, И.В.Лучицкого, В.А.Королева и их учеников и сотрудников Д.Н.Осокиной, П.М.Бондаренко, Ш.Д.Чатхулаева, И.М.Кузнецовой, А.М.Сычевой-Михайловой, Н.Ю.Цветковой, В.Д.Парфенова, Т.Нгамназарова, В.А.Петрова, Л.А.Черакшина, Н.П.Гречишникова, В.А.Поминального и др., а также некоторых зарубежных авторов*.

Методологические основы физического моделирования тектонических полей напряжений с использованием поляризационно-оптического метода заложены М.В.Гзовским в 1953 г. В его первых работах "Тектонические поля напряжений" и "Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов" и других разработаны представления о тектонических полях напряжений, введен этот термин, обоснованы доказательства их существования, сформулированы задачи моделирования этих полей и связи с проблемами тектоники и проведены первые экс-

* Ссылки на работы названных и упоминающихся далее по тексту авторов (до 1984 г.) даны в библиографии работы Д.Н.Осокиной (1985), приведенной в пристатейном списке литературы.

(C) П.М.Бондаренко, Д.Н.Осокина, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

перименты по моделированию полей напряжений в геологических структурах. М.В.Гзовским рассмотрены основные принципы моделирования тектонических полей напряжений; разработаны условия подобия, обобщены имеющиеся данные о механических свойствах горных пород и рассчитаны требуемые свойства эквивалентных материалов. Особо подчеркивал М.В.Гзовский необходимость моделирования полей напряжений для прогнозирования местоположения, ориентации и очередности развития разрывов в геологической обстановке.

Ввиду существенного отличия условий, в которых развиваются тектонические деформации, от условий деформирования технических объектов и конструкций, исследовавшихся поляризационно-оптическим методом, внедрение этого метода в тектонику и тектонофизику потребовало проведения значительного объема специальных методических исследований, а также аппаратурных разработок. Эти работы проведены М.В.Гзовским, а также Д.Н.Осокиной с сотрудниками в лаборатории тектонофизики Института физики Земли АН СССР и И.В.Лучицким и П.М.Бондаренко с сотрудниками в лаборатории экспериментальной тектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР.

М.В.Гзовским и Д.Н.Осокиной созданы новые упругие и неупругие оптически чувствительные материалы (гели ацетата целлюлозы и растворы этилцеллюлозы) и приборы для изучения реологических и поляризационно-оптических свойств этих материалов [5]. Этими авторами разработана применительно к задачам тектоники методика изучения напряжений в моделях из упругих и неупругих (высоковязких) материалов. Выполненные ими эксперименты по изучению напряжений в вязких моделях - одно из первых применений метода фотовязкости в фотомеханике и первое его использование в тектонике для изучения полей напряжений, возникающих при образовании ряда тектонических структур: различных вариантов складок поперечного изгиба, складок продольного расплющивания, зон одвигания и др.

В конце 60-х - начале 70-х годов М.В.Гзовским начаты, а Д.Н.Осокиной, А.С.Григорьевым и Н.Ю.Цветковой завершены разработка и обоснование методики моделирования полей напряжений в низкомодульных моделях с разрывами и проведен цикл исследований полей напряжений в таких моделях при различной форме и количестве разрывов, имитирующих разломы конкретных сейсмоопасных регионов. Д.Н.Осокина, Т.Игамназаров, Л.А.Смирнов выполнили также цикл работ по исследованию действия на поле напряжений неоднородностей различных природы и формы.

Значительным этапом применения поляризационно-оптического моделирования для решения теоретических и практических задач тектоники являлся большой цикл работ по изучению полей напряжений в мо-

делях тектонических структур, выполненный И.В.Лучицким и П.М.Бондаренко. Ими проведены специальные методические исследования и аппаратурные разработки и выполнены исследования полей напряжений для нескольких важных типов деформационных структур: для складок продольного изгиба и их систем, для кольцевых структур, для зон сдвигания нескольких типов. Моделирование полей напряжений в флексурах различного типа, в том числе поддвигового характера, позволило им дополнить и уточнить представления о распределении напряжений и дислокаций в океанических плитах при их изгибе и погружении под континент (упругая модель механизма субдукции [1, 10].

Моделирование тектонических полей напряжений ряда конкретных районов в связи с прикладными задачами прогнозирования размещения рудных полей и месторождений, начатое в 60-е – 70-е годы В.А.Корольевым и Ш.Д.Фатхуллаевым, проводится в лаборатории моделирования структур рудных полей САНИИМС в Ташкенте [9]. В Институте геохимии и физики минералов АН УССР Н.П.Гречишниковым, Л.А.Черкашиным, О.А.Крамаром [3] и другими проводятся исследования полей напряжений в моделях, имитирующих рудоносные структуры докембрия, и изучение их связей с рудной минерализацией. В последние годы интересный цикл работ по моделированию полей напряжений двух конкретных районов и месторождений Средней Азии в связи с задачами рудной геологии выполнен В.И.Поминальным и др. Поляризационно-оптическое исследование напряжений развернуто в Институте земной коры (Иркутск) под руководством С.И.Шермана, А.Л.Мирошниченко; проведены интересные и сложные эксперименты по моделированию напряженного состояния зон сочленения разломов.

О возросшем интересе к изучению и моделированию полей напряжений в геологических структурах, регионах и в целом в земной коре свидетельствуют многочисленные публикации в нашей стране и за рубежом, многие из которых представлены в докладах II симпозиума "Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии" [11] и в сборнике "Современные движения земной коры" [8].

Таким образом, возросший уровень и разнообразие проводимых исследований напряженного состояния земной коры требуют от экспериментаторов новых разработок по совершенствованию поляризационно-оптического метода изучения полей напряжений, расширения его методических и технических возможностей. Следует отметить, что в этом направлении далеко не исчерпаны резервы традиционных приемов этого метода, применяемых в технике и внедренных в практику тектонического моделирования еще в 60-е годы. Использование таких способов, как замораживание напряжений в объемных моделях, изучение напря-

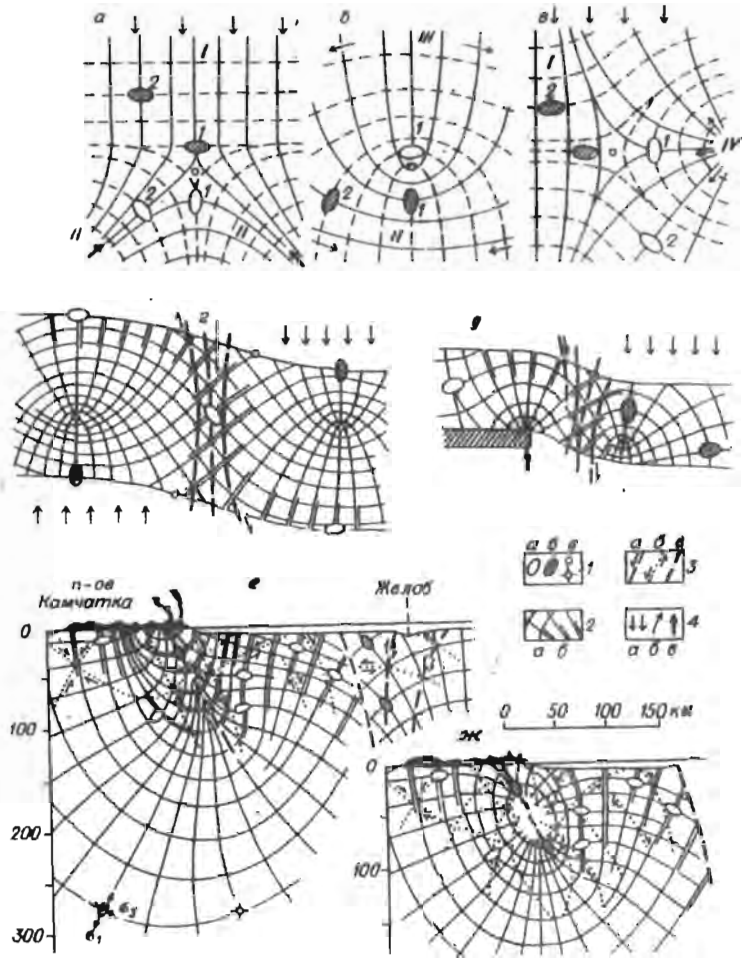


Рис. 1. Построение траекторий главных напряжений по разобщенным замерам их направлений:
а-в – примеры построения траекторий в окрестностях двух основных точек 1 с противоположными и вспомогательными 2 промежуточными направлениями напряжений; а – сочетание распределенного (гравитационного) нагружения I с участками локального нагружения (сжатие II, растяжение III). Окрестность трехлучевой отрицательной изотропной точки; б – сопряжение траекторий, охватывающих положительную изотропную точку (ядро и свод изгибовой структуры по модели складки продольного изгиба [5]); в – сочетание поля равномерной нагрузки (1) с концентрически-радиальным полем вокруг очага [illegible] IV

жений в вязкопластичных средах, на покрытиях поверхностей и др. могло бы существенно приблизить результаты оптического моделирования к новым задачам геологических исследований как по выполнению требований подобия, так и по соответствию более широкому диапазону природных реологических обстановок.

Однако до сих пор оптическое тектоническое моделирование практически не отрывается от исследования упругих плоских моделей, т.е. от решения простых плоских задач в упругой области, оставаясь, по-существу, средством подтверждения результатов расчетных построений, а не изучает объемные модели из упруговязкопластичных материалов со сложными видами нагружения, описание которых затруднено или невозможно расчетно-математическими методами.

Учитывая неоднозначность результатов реконструкций полей напряжений по направлению сопряженных дислокаций, по единичным замерам направления главных напряжений (динамический микроструктурный анализ, прямые измерения напряжений), одной из важных задач оптического моделирования является поиск путей экспериментального обоснования методик построения полей напряжений по геолого-геофизическим данным. В этой связи в порядке определения наиболее важных, на наш взгляд, направлений развития поляризационно-оптического метода кратко остановимся на нескольких новых подходах в применении и интерпретации экспериментальных данных.

Первый пример иллюстрирует приложение полученных в результате оптического моделирования закономерностей расположения и сочетания траекторий главных напряжений в моделях с известным типом нагружения (складки продольного изгиба, флексуры, сдвиги, очаги расширения) [4] для восстановления общей картины распределения напряжений по единичным замерам их направлений (решение обратной

(по оптической модели кольцевых структур [5]). Отрицательная изотропная точка; г – минимальное число замеров направления напряжений, необходимое для восстановления флексурно-сдвиговой структуры поля; д – задание гравитационной флексуры тремя точками замеров направления главных напряжений (по оптическим моделям флекоур и сдвигов [4]); е, ж – примеры реконструкции поля напряжений по замерам направлений главных напряжений в очагах землетрясений; е – в разрезе п-ва Камчатка через Авачинский залив [6]; ж – вариант реконструкции для центральной части; 1 – ориентировка главных напряжений в моделях и разрезах с преобладанием растяжения (а), сжатия (б) или равными их значениями (в) в изотропных областях и точках на моделях (вверху) и на разрезах (внизу); 2 – траектории напряжений (а) и прогнозируемые разрывы вдоль траекторий сжатия (б); 3 – прогнозируемые сколы на моделях (а), разрезах (б) и тектонические нарушения (в); 4 – равномерно распределенное (а) и локальное (б) нагружения

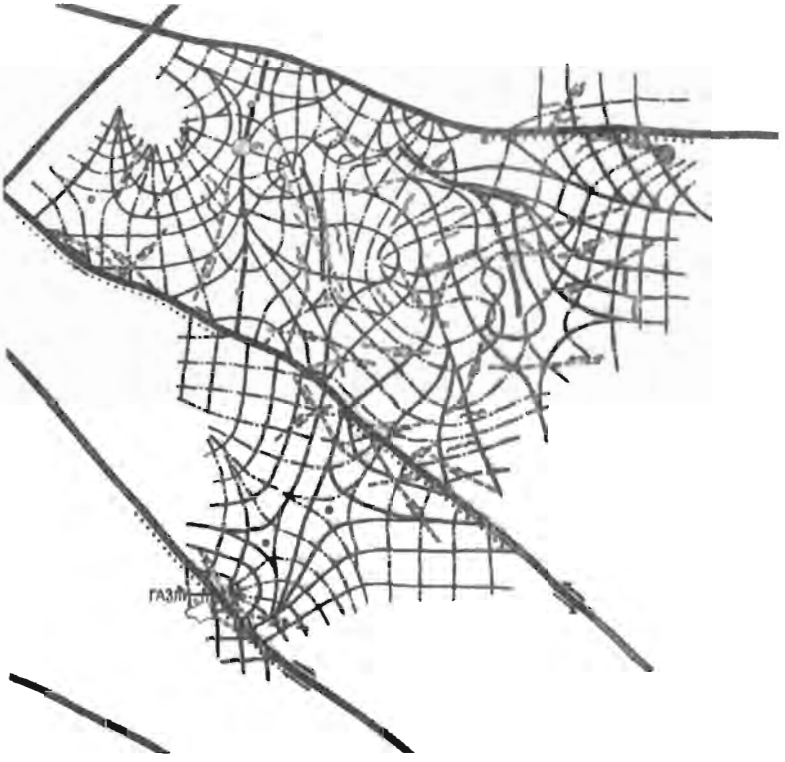


Рис. 2. Поле напряжений в районе Газлийского землетрясения (17.У.1976), восстановленное по направлению деформаций сжатия E_1 и растяжения E_2, рассчитанных по данным плановых геодезических измерений

задачи - выяснение способа нагружения). Такая необходимость возникает при построениях в сейсмоактивных зонах, в напряженных горных массивах, а также в основаниях крупных технических сооружений.

Такой способ представляет более приближенный вариант интерполяции траекторий напряжений между изоклиническими полосами и изотропными точками в модели при обработке данных эксперимента. Поэтому он позволяет достаточно определенно интерпретировать строение поля напряжений, заданного отдельными точками замеров при сложных сочетаниях ориентировок в этих точках, и получать информацию о морфологии и границах напряженных участков, направлении, положении и характере возможных дислокаций.

На рис. 1 показаны типичные случаи сложной интерпретации рисунка траекторий при оближенном расположении двух точек замеров 1 с поперечной друг другу ориентировкой одноименных главных напряжений, что определяется обычно как признак резкой дизъюнктивной границы между точками, где г – центр изгибовой структуры с положительной изотропной точкой; а, в – области сочетания разнородных полей напряжений, разделенных отрицательными изотропными точками (I – поле распределенной нагрузки (гравитационного сжатия); II – локального сжатия; III – растяжения; IУ – концентрически-радиальное поле напряжений вокруг очага расширения). Различать эти варианты можно по ориентации напряжений в соседних дополнительных точках 2. Далее (рис. 1, г,д) даны примеры задания отдельными точками флексурно-сдвиговых полей напряжений и их комбинаций со случаями а–в, а также примеры восстановления полей напряжений, заданных дискретными замерами их направлений по механизму очага для разреза Курило-Камчатской сейсмофокальной зоны (Авачинский залив, рис. 1, е,ж) и для района эпицентров Газлийских землетрясений (рис. 2).

Второй пример показывает, насколько важно при интерпретации результатов эксперимента учитывать, что в природе действует трехмерное поле напряжений и прогноз разрывов по плоским моделям необходимо давать с учетом третьего главного напряжения.

На рис. 3 показаны прогнозные области развития вторичных нарушений в окрестностях заданного в модели разрыва с учетом третьего главного напряжения. Они представлены вторичными сдвигами в секторах растяжения и вторичными надвигами в секторах сжатия. Без учета третьего напряжения во всех секторах можно прогнозировать только сопряженные сдвиги и линии, пересечения которых параллельны плоскости модели (IУ), что противоречило бы характеру разрушения пород в природной обстановке.

Третье направление интерпретации данных моделирования – это требование учета иерархических свойств поля напряжений. Если в исследуемой модели существует n неоднородностей резко различного размера, там будут существовать поля ранга $n+1$, проявление которых необходимо учитывать в зависимости от масштаба изучения.

Рассмотренные направления современных исследований тектонических полей напряжений и приведенные примеры использования результатов оптического моделирования для реконструкции напряженного состояния и учета объемного фактора в плоских моделях подчер-

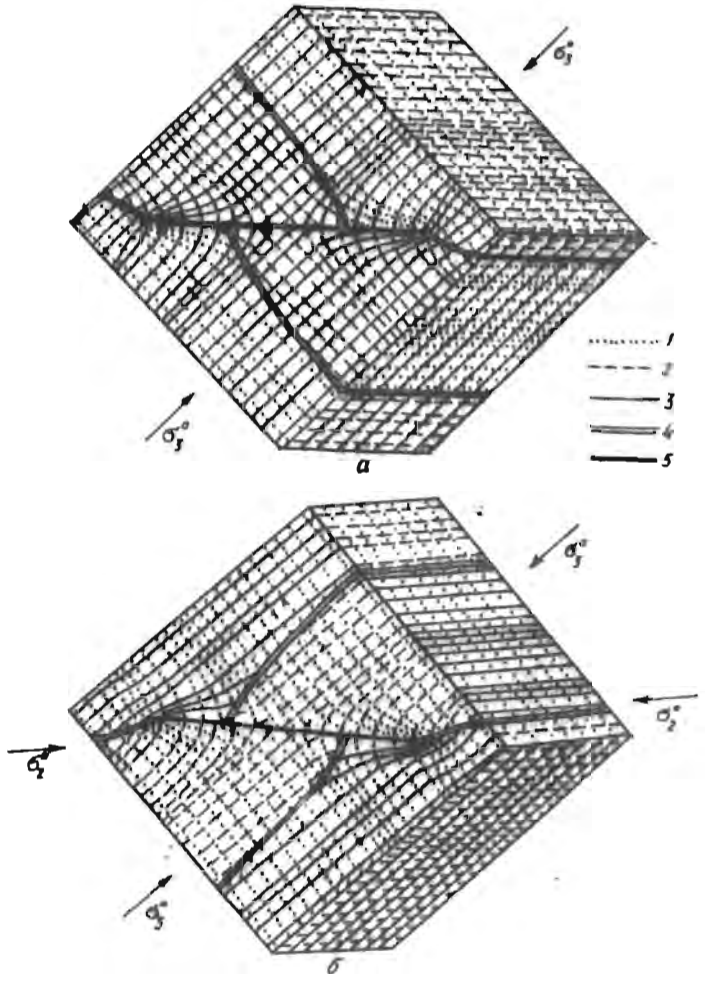
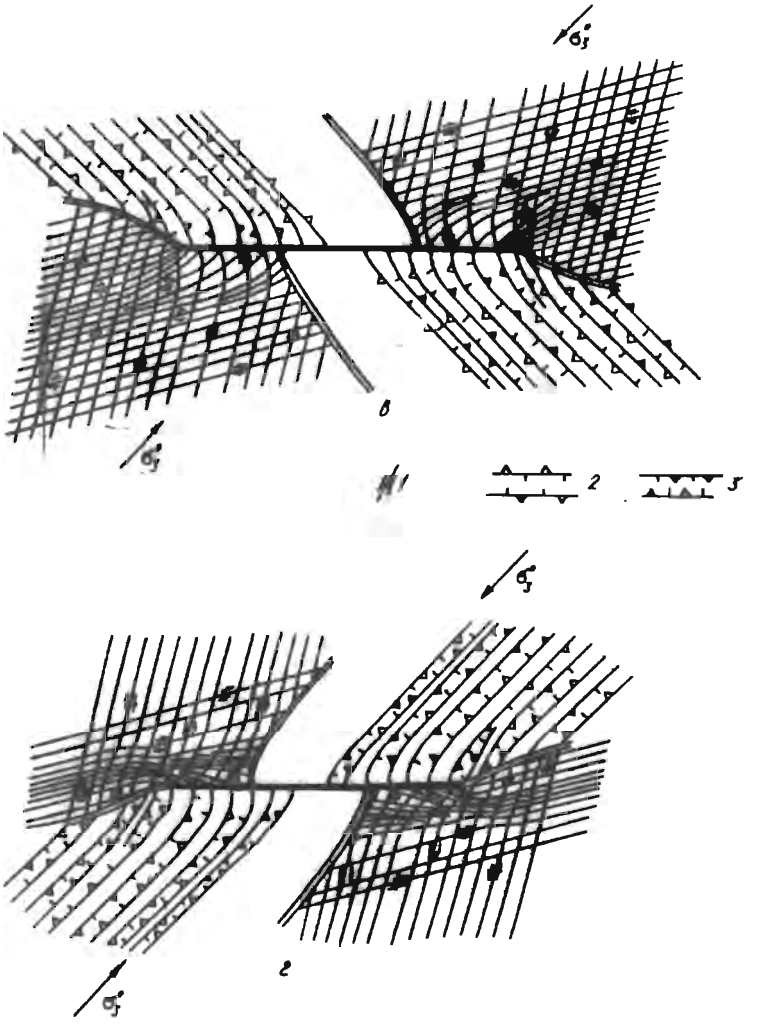


Рис. 3. Траектории главных нормальных напряжений трехмерного
мещение прогнозируемых вторичных нарушений (плоскостей скалы
ости модели а, в) и дополнительным сжатием по оси Z (перпенди
σ_1 средних σ_2 минимальных σ_3 главных напряжений; 4 – трещи
ний при $\sigma_{max} = \sigma_k$ на границах в модели а и $\sigma_{min} = \sigma_k$ в модели б;
лывания с линиями взаимного пересечения, параллельными оси Z
перпендикулярными оси Z с углами 45° к плоскости XY (надви



локального поля в модели массива с разрывом (в, б) и развания) (в, г) при одноосном сжатии в плоскости ХУ (плоскокулярно плоскости модели б, г) [5]: 1-3 – оси максимальных ы раздела областей с разной индексацией главных напряже-5 – заданный разрыв; 6 – пары сопряженных поверхностей ска-(сдвиги); 7 – пары сопряженных сколов с линиями пересечения, ии) и 8 – более 45° (сбросы)

кивают основные направления дальнейшего совершенствования поляризационно-оптического метода, которые остаются актуальными с начала внедрения данного метода в тектонофизику.

1. Перспективным в методическом отношении направлением является до сих пор трудно реализуемое в теоретических и экспериментальных разработках объемное моделирование тектонических полей напряжений. В технике этот вид моделирования применяется давно, для него разработана определенная технология эквивалентных материалов, проведения экспериментов, исследования моделей, что составляет главные предпосылки к следующему этапу изучения тектонических полей напряжений в трехмерных моделях геологических структур. Внедрение объемного моделирования (методы замораживания напряжений, вклеенных слоев и включений и др.), связанного с изучением пластической составляющей деформации в моделях геологических структур, позволит ближе подойти к выяснению закономерностей распределения напряжений в обстановках, отвечающих природным условиям, особенно при сочетании методов фотоупругости и фотопластичности, применявшимся еще в 50-60-е гг. /2, 4/.

2. Применение метода фотопластичности, расширяя перспективы ставшего сейчас традиционным оптического исследования плоских моделей, открывает принципиально новые возможности качественного и количественного исследований напряжений и деформаций в моделях геологических структур в условиях необратимого формоизменения: одновременного изучения упругих, пластических полей и областей вязкого течения, измерения скоростей деформации; структурного отражения полей остаточных напряжений при упруговязком сдвиговом течении, а также выяснения общих проблем механизма пластических деформаций в земной коре.

3. На основе сочетания методов фотоупругости и фотопластичности могут быть созданы новые гетерогенные модели слоистых структур с учетом изменения упруговязкопластичных свойств горных пород с глубиной в зависимости от литогенетических, петрофизических и других факторов, что будет способствовать выяснению вопросов о переменной компетентности слоев при деформациях на глубине, условий развития дисгармоничной складчатости и механизмов тектонического расслоения горных пород литосферы.

4. В настоящее время требуется более широкое привлечение результатов оптического моделирования к реконструкции полей напряжений по данным непосредственных измерений, а также для экспериментального обоснования принципов восстановления направлений главных напряжений по результатам полевых и микроструктурных исследований (методы сопряженных сколов, статистический анализ тре-

шиноватости, микроструктурный анализ динамических направлений, двойникования и др.).

5. Известные в практике оптического моделирования методы исследования деформации свободных поверхностей (интерферометрические методы, метод покрытий и др.) представляют простые и доступные методы для применения в тектоническом моделировании современных и древних полей напряжений и прогнозирования положения современных и прошлых дислокаций, в том числе сейсмогенного характера, проявляющихся на дневной поверхности.

6. Следует также отметить насущность постановки задач поляризационно-оптического моделирования широкого круга динамических нестационарных процессов в тектонике, в том числе импульсно-волновых форм нагружения и создания соответствующих полей напряжений в геологических структурах.

7. Особенно важным в этой связи представляется дальнейшее развитие начатых М.В.Гзовским и Д.Н.Осокиной разработок по созданию новых видов эквивалентных материалов, имитирующих неоднородности строения и общую анизотропию геологических образований земной коры.

1. Бондаренко П.М., Лучицкий И.В. Сдвиги и зоны скалывания в тектонических полях напряжений // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 159-182.
2. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – Т.3/4. 544 с.
3. Гречишников Н.П., Черкашин Л.А., Крамар О.А. Деформации и напряжения в докембрийских рудоносных зонах разломов по геологическим данным и в результате оптического моделирования // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 275-282.
4. Губкин С.И., Добровольский С.И., Бойко Б.Б. Фотопластичность. – Минск: Изд-во АН БССР, 1957. – 166 с.
5. Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационно-оптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 62-94.
6. Осокина Д.Н. Пластичные и упругие низкомодульные оптически активные материалы для исследования напряжений в земной коре методами моделирования. – М.: Изд-во АН СССР, 1982. – 19[illegible] с.
7. Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита. Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. – Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1984.
8. Современные движения земной коры. Морфоструктуры, разломы, сейсмичность. – М.: Наука, 1987.
9. Фатхуллаев Ш.Д. Принципы тектонофизического изучения структур рудных полей Средней Азии // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 147-150.

10. Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. – Новосибирск, Наука, 1984. – 200 с.
11. Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. – Киев: Ин-т геофизики им. С.И.Субботина АН УССР, 1987. – 251 с.

УДК 551.24.02

П.М.Бондаренко

Институт геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР
Новосибирск

ЗАДАЧИ МОДЕЛИРОВАНИЯ МЕХАНИЗМОВ ЦЕНТРАЛЬНО-СИММЕТРИЧНОГО СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ

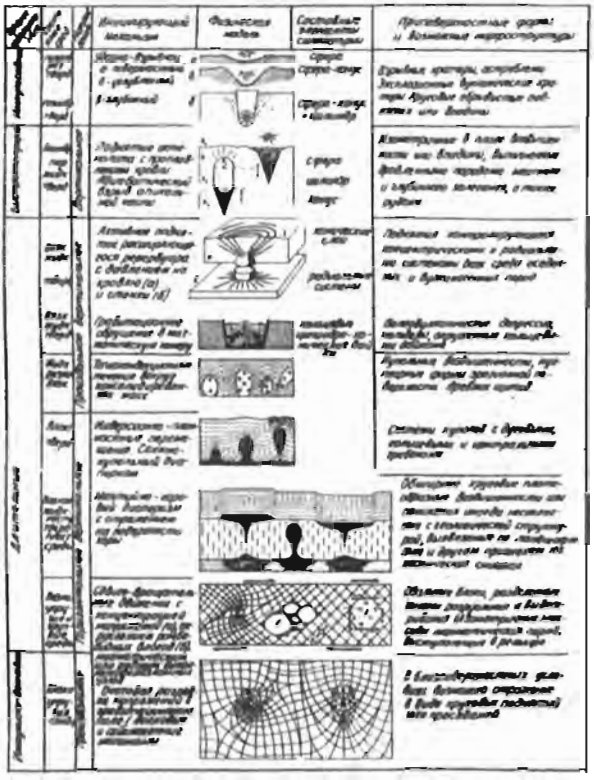
По геологическим и экспериментальным данным представлены физические модели восьми групп центрально-симметричных структур (кольцевые, концентрические, радиальные и др.) и приведены основные формы их проявления в верхних горизонтах земной коры и в современном рельефе. Дана предварительная систематика изометричных неоднородностей литосферы по морфологическим признакам и механизмам их образования вследствие импульсного или длительного воздействия центробежных или центростремительных силовых систем земной или космической природы. Намечены пути совершенствования систематики и поставлены задачи изучения центрально-симметричных образований с применением метода тектонического моделирования.

Результаты проведенного нами моделирования полей напряжений над интрузивными куполами дополнили известные представления о генезисе структур центрального типа [11]. Однако такие структуры являются вторичными и отражают формы магматических образований, приобретаемые ими в процессе образования и становления в верхних горизонтах. Первичные механизмы их обособления в виде изометричных в плане тел в условиях гетерогенной структуры земной коры и гравитационного поля еще недостаточно изучены.

Изучение механизмов образования более широкого, чем магматогенные, класса центрально-симметричных структур, затрагивает многие теоретические и практические вопросы структурообразования в литосфере и является одной из важнейших проблем современной геологии. Первоочередная задача при этом – общая систематика известных центрально-симметричных структур по форме и механизму их образования, что отмечено в работе М.М.Василевского. С этой целью в дополнение к прежней систематике [2] нами рассмотрено три основных класса механизмов обособления изометричных неоднородностей литосферы, проявленных на земной поверхности в виде кольцевых, радиально-концентрических образований.

© П.М.Бондаренко, 1991

ISBN 5-12-01738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.



1. Центробежные силовые системы импульсного и длительного воздействия (всестороннее и направленное расширения, очаговая разрядка напряжений), образующие в относительно неподвижно" среде радиально-сферические, цилиндро-конические поля напряжений и деформационные структуры.

2. Центростремительные силовые системы (всестороннее сжатие, неравномерность линейно-плоскостного движения среды), образующие вихревые, спиральные поля напряжений, цилиндрические блоки и тела вращения.

3. Промежуточные, переходные и другие механизмы.

Разделение выделенных классов по ведущим механизмам образования приводится в виде таблицы с иллюстрацией типичных схем образования исследуемых структур. Для большинства предоставленных групп известны расчетные или физические модели, а также природные примеры [3, 11, 15, 18]. Для групп 3,7 и 8 экспериментальное моделирование выполнено автором.

В группе 1 предоставлены основные ударно-взрывные (волновые) механизмы, проявленные на поверхности Земли в виде эксплозионных кратеров, астроблем или сложных сочетаний трещинно-блоковых структур, отражающих действие глубинных очагов импульсного высвобождения энергии.

Общие модели структур этого типа построены А.И.Петровым, Л.М.Плотниковым и Ю.Г.Юревичем [15]. Они основаны на аналогии распространения и отражения волн сжатия и растяжения от границ плотностных разделов среды при подземных взрывах. К этому же типу относятся модели В.В.Соловьева [19], автора известной карты кольцевых структур на территории СССР, связывающего происхождение групп кольцевых образований с наложением друг на друга структур разного возраста и размеров с многократным отражением глубинных энергетических импульсов от разноуровненных границ раздела земной коры.

Группу 2 иллюстрирует гипотетическая модель сложнопостроенного астенолита, представляющего многофазную замкнутую газофлюидную систему с внутренним давлением и проходящего при подъеме различные уровни температур и внешнего литостатического давления. При достижении критических различий внешнего и внутреннего давлений, превышающих предел прочности окружающих пород, наступает резкое адиабатическое расширение (взрыв) верхней части системы с разрушением пород кровли и кристаллизация расплавов в нижней части астенолита.

Природными аналогами такой модели являются конические формы скарново-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области и Ангаро-Илимского района, представляющие, по мнению их исследователей [14], реликтовые нижние части предполагаемых газонасыщенных систем, а также структуры диатрем и месторождений, связанных с гидротермальными (по М.М.Василевскому) взрывами. Для образования структур группы 3 предполагается более длительный характер приложения нагрузок на окружающие породы при поднятии, расширении магматических резервуаров. В результате этого возникают системы конических разрывов в апикальной (а) и радиальных в боковых (б) частях этих резервуаров, а также структуры гравитационного обрушения в перекрывающих толщах при падении давления в очаге. Механизм воздействия магматических очагов на перекрывающие породы изучен

довольно обстоятельно, включая расчетные и физические [11] модели распределения напряжений в этих условиях.

Группы 4–6 изометричных структур разных масштабов объединяются по участию в их образовании механизмов тепловой конвекции и химико-плотностной дифференциации вещества земной коры и мантии на ранних стадиях формирования коровой оболочки (гранитогнейсовые купола) и постоянно протекающих процессах этого рода в нижней и верхней мантиях, имеющих вертикальную направленность и выраженных, по общим представлениям, всплыванием более легких масс из мантии к подошве земной коры.

Ударно-подпруживающее воздействие астеносферных диапиров на земную кору вызывает образование в ней обширных круговых штамповых поднятий, сопровождающихся интрузиями центрального типа (ранняя стадия) и последующим опусканием поверхности коры над истощенными очагами (поздняя стадия).

Группой 7 предоставлен второй класс – механизмы центростремительных силовых полей. Они иллюстрируются составленным по данным наших экспериментов обобщенным рисунком структурных неоднородностей изометричного типа, возникающих в сдвиговом поле нормальных (сплошные линии) и касательных (пунктир) напряжений.

К образованиям этого рода принадлежат также дугообразные и спиралевидные сочетания структурных элементов в виде дислокационных зон, цепей интрузивных тел, поясов динамометаморфизма, группирующихся, как полагают некоторые исследователи, в соответствии с азимутальной ориентировкой горизонтальных напряжений, вызванных вращением Земли [17].

Подобные сочетания, называемые вихревыми структурами, могут рассматриваться как результат непосредственного приложения горизонтальных вращательных усилий (по Ли-Сы-гуану) или как следствие релаксации первично дугообразного, спиралевидного [17] или концентрического [21] полей напряжений, постоянно действующих в земной коре. Спиралевидные структуры и тела вращения могут возникать также вследствие концентрации напряжений вокруг неоднородностей в линейных сдвиговых зонах [2].

В группе 8 показаны поля нормальных напряжений, которые возникают вокруг сдвигающихся друг относительно друга элементарных объемов (металлические цилиндры радиусом 1 см) в упругой среде (желатиновая пластина 30–40 см), нагруженной горизонтальным сжатием или вертикальным давлением силы тяжести.

По данным оптического эксперимента, вокруг сдвиговой пары сил (диполь с моментом) одна из ортогональных систем траекторий касательных напряжений (пунктир) образует спираль, охватывающую уча-

сток возмущенного сдвигом силового (гравитационного) поля. Этим обозначается обособление нагруженной части модели в виде изометричного объема, ограниченного спиральной сдвиговой зоной, имеющей центральную симметрию с определенным радиусом, соответствующим размеру первичной линейной сдвиговой зоны. Подобная структура этого поля напряжений, как показывают эксперименты, возникает как при длительном (статическом), так и быстром (ударном) нагружении модели и, по-видимому, аналогична мгновенно-импульсным условиям нагружения природной среды при разрядке накопленных в ней упругих напряжений в виде разрывного смещения (сейсмический сдвиг в очаге землетрясения).

Безусловно, рассмотренными в общем виде физическими моделями не исчерпывается все многообразие процессов изометричного структурообразования. Каждая из выделенных групп механизмов может быть дополнена новыми моделями. Возможно также выделение новых групп и классов. Тем не менее предлагаемое подразделение, на наш взгляд, может составить основу для систематики центрально-симметричных структур, постановки следующих новых задач их исследования.

1. Изучение процессов динамического обособления геологических тел в виде центрально-симметричных образований должно опираться на принципы учения о симметрии как физическом состоянии материально-энергетического пространства, которое в зависимости от соотношения (совпадения) элементов собственной симметрии тел и среды определяет результативные (вынужденные) формы симметрии. Следует учитывать, что в динамических условиях поля земного тяготения, симметрия которого в любой точке земного шара характеризуется фигурой цилиндра или конуса, возникают комбинации предельных видов конечной симметрии тел кругового сечения (штоки, батолиты, каплевидные аотенолиты и др.), а при движении тел в вертикальной или горизонтальной плоскости эти виды могут трансформироваться в элементы криволинейной /22/ и планальной симметрии (ромбо-эллипсоидальные, вихревые, спиральные и другие структуры).

2. Механико-математическое и тектонофизическое моделирование механизмов центрально-симметричного структурообразования в слоистых, анизотропных оболочках земной коры и однородных квазиизотропных геосферах мантии в условиях сложнонапряженного состояния на различных горизонтах земных недр (этажность центрально-симметричного структурообразования) с учетом конвективных форм тепло-массопереноса в гравитационном поле Земли.

3. Моделирование центрально-симметричных структур, возникающих вследствие горизонтальных движений, производных, в частности, от вращения Земли.

Решение этих задач возможно на основе новых подходов к вопросу о соотношении центрально-симметричного и линейно-плоскостного структурообразования как равнозначных проявлений единого геодинамического механизма структурной эволюции коровых и мантийных оболочек Земли.

1. Абдулин А.А., Абдрахманов К.А., Авдеев А.В. Центрально-кольцевые структуры Казахстана, их типы и механизм формирования / Изв.АН КазССР.Сер.геол.- № 1.- Алма-Ата: Наука,1972.- С.1-18.
2. Бондаренко П.М. К методике физического моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984.- С. 54-88.
3. Василевский М.М. Структуры разрушения и прогноз рудоносности.- М.: Наука, 1982. - 152 с.
4. Глуховский М.З., Павловский Е.В. К проблеме ранних стадий развития Земли. - Геотектоника. - 1973. - № 2. - С. 3-8.
5. Глуховский М.З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири // Кольцевые структуры земной коры. Иркутск, 1978. - С. 22-38.
6. Зейлик Б.С., Сеймуратова Э.Ю. Метеоритные структуры Казахстана и ударно-взрывная тектоника // Изв. АН КазССР. Сер.геол.- 1975. - № 1. - С. 62-75.
7. Исследование природной среды космическими средствами // Геология и геоморфология. - 1974. - 2. - С. 350.
8. Кольцевые структуры земной коры. - Иркутск: Изд-во Вост.-Сиб. филиала СО АН СССР, 1978. - 55 с.
9. Кулаков А.П. Метаморфоструктуры центрального типа - основа региональных иерархических систем Востока Азии // Морфоструктура центрального типа Дальнего Востока. - Владивосток, 1984.- С. 4-15.
10. Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. - М.: Наука, 1971. - Т. 2. - 382 с.
11. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Механизм образования концентрических структур над магматическим очагом // Геология и геофизика. - 1974. - № 10. - С. 3-19.
12. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Систематика и механизм образования концентрических структур // Тектоника и структурная геология. Планетология. - М.: Наука, 1976. - С. 163-170.
13. Масайтис В.Л. Астроблемы на территории СССР // Сов. геология.- 1975. - № 11. - С. 52-64.
14. Павлов А.Л., Долгушин С.С. Механизм формирования магматических месторождений. - Новосибирск: Наука, 1987. - 211 с.
15. Петров А.И., Плотников Л.М., Юревич Г.Г. Механизм образования структур центрального типа. - Сов. геология. - 1971. - № 2. - С. 75-84.
16. Роберте Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы // Механизм интрузий магмы. - М.: Мир, 1972. - С. 230-283.
17. Слензак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия.- Киев: Наук. думка, 1972. - 183 с.
18. Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. - М.: Недра, 1973. - 184 с.
19. Соловьев В.В. Карта морфоструктур центрального типа территории СССР. - М-б 1:10 млн. - Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1981.
20. Худяков Г.И. Эволюция структур и морфоструктур центрального типа // Морфоструктура центрального типа Дальнего Востока. - Владивосток: 1984. - С. 5-13.
21. Чурилин М.А. Спиральные системы геологических структур и некоторые приемы их выявления // Тектоника Сибири. - Новосибирск: Наука, 1980. - Т. 8. - С. 73-80.

22. Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. - Л.: Недра, 1975. - 144 с.
23. Шульц С.С. Концентрические сводовые структуры Приаралья и Кызылкумов на космических снимках, получаемые с пилотированной орбитальной станции "Салют" // Геология и геоморфология. - 1974. - 2. - С. 88-90.
24. Яковлев Н.А., Скублова Е.В. Дешифрование космических снимков с целью выявления кольцевых вулкано-плутонических структур и изучения закономерностей их размещения // Там же. - С. 83-88.

УДК 551.24

М.А.Гончаров

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова

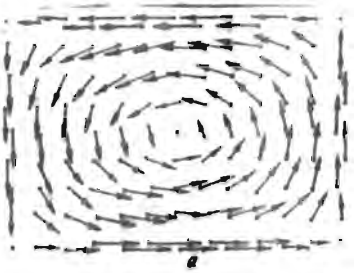
КОМПЕНСАЦИОННАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

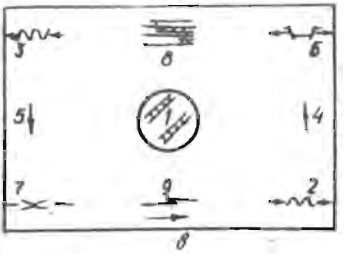
Предпринята попытка перейти на новый уровень обобщений в структурной геологии - выявить закономерности пространственного сочетания различных структурных парагенезов (тектонофаций) введением понятия о структурной ячейке, обусловленной компенсационной организацией тектонического течения в земной коре. Компенсационная организация тектонического течения обусловлена тем, что тектонические движения и деформации определенного ранга всегда имеют некоторую глубину заложения и поэтому охватывают лишь некоторую геосферу, а не все геологическое пространство, а также сохраняют практически неизменным объем вещества этой геосферы. В результате течение имеет конвективный характер и организуется в виде отдельных ячеек, которые в силу ограниченности конвекции могут быть квалифицированы как адвективные. Структурный результат адвективных движений и деформаций - структурная ячейка. Составляющие ее структурные парагенезы, расположенные в различных участках ячейки, тесно взаимосвязаны.

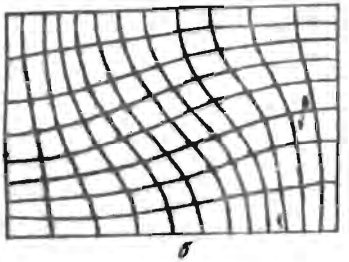
В литературе давно и много говорится о тектонических движениях и деформациях. Эти понятия часто считаются сами собой разумеющимися и не нуждающимися в определении. Термины "складчатые тектонические движения" и "складчатые деформации", "горизонтальные движения" и "горизонтальное сжатие" и другие нередко выступают как синонимы, вертикальные движения противопоставляются горизонтальным, обстановки горизонтального сжатия или растяжения предполагаются существующими по всему разрезу земной коры или литосферы. Следует уточнить все эти понятия на основе постулатов механики сплошной среды. Автор поддерживает тезис А.В.Лукьянова [4] о том, что любой объем горных пород может испытывать одновременно поступательное движение, вращение и деформацию, что в совокупности может быть квалифицировано как тектоническое течение. Возникает вопрос о наиболее общих закономерностях, регулирующих соотношение трех названных компонент тектонического течения в разных участках земной коры.

© М.А.Гончаров, 1991

ISBN 5-12-04738-X. Эксперим. тектоника и геодинам. тектонофизика. Киев, 1991.







Соотношение поступательного движения, вращения и деформации элементарных объемов при компенсационной организации тектонического течения в некоторой геосфере или толще (вертикальный разрез в плоскости течения). Показана адвективная (а–б) и соответствующая ей структурная ячейка (в) в пределах рассматриваемой геосферы или толщи, подошва и кровля которой совпадают с нижней и верхней сторонами прямоугольного контура ячейки. Соседние (левая и правая) ячейки отличаются от показанной на рисунке только направлением общего вращения вещества:
а – поле начальных перемещений этих объемов, совпадающее с полем скоростей их поступательного движения; б – поле начальных поворотов и деформаций этих объемов; в – структурная ячейка как совокупность структурных парагенезов, возникающих на девяти ее характерных участках (номера участков и другие пояснения в тексте)

Такие закономерности можно установить исходя из двух предпосылок. Во-первых, тектонические движения и деформации определенного ранга характеризуются некоторой глубиной заложения [7] и поэтому охватывают лишь некоторую геосферу [1], а не все геологическое пространство. Во-вторых, в первом приближении объем геологических тел при их перемещении и деформации остается неизменным. Поэтому вертикальное восходящее движение любого элементарного объема внутри названной геосферы или толщи, при неподвижности ее подошвы, не может происходить без компенсирующего горизонтального движения в нижней части толщи (рисунок). Последнее компенсируется вертикальным нисходящим движением в соответствующем месте. Общая компенсация всех названных движений осуществляется посредством горизонтального движения противоположного направления в верхней части толщи; в частном случае это может быть денудация, перенос осадков и их аккумуляция.

Таким образом, поступательное движение любого элементарного объема приводит в движение замкнутую цепь соседних элементарных объемов наподобие детской карусели. Такие цепочки охватывают концентрически некоторый элементарный объем, остающийся неподвижным и испытывающий только вращение (см. рисунок). Самая внешняя цепь представляет собой прямоугольник, две стороны которого совпадают с подошвой и кровлей рассматриваемой толщи, внутри которой происходят тектонические движения, а две другие стороны расположены на осях восходящего и нисходящего потоков. Рядом в толще располагаются симметричные соседние прямоугольники, в которых вращение материала осуществляется в противоположном направлении. Иными словами, движения в толще имеют конвективный характер и организованы в виде прямоугольных ячеек (в вертикальном разрезе). Поскольку полного кругооборота вещества в толще не происходит (аналогия - все та же детская карусель, остановленная вскоре после запуска), то такая ограниченная конвекция может быть, по В.В.Белоусову [7], названа адвекцией, а ячейки - адвективными. Заметим, что к представлению об адвективном характере тектонического течения в земной коре, посредством приведенных выше рассуждений, мы приходим, не привлекая в качестве аргумента наиболее вероятную движущую силу адвекции - инверсию плотности горных пород [1, 3].

Поступательное восходящее движение элементарного объема, при неподвижности подошвы толщи, создает под этим объемом обстановку вертикального растяжения (что то же - горизонтального сжатия). Над этим объемом возникает зона горизонтального растяжения, в частном случае - денудации. В области нисходящего потока горизонтальное сжатие действует наверху (частный случай скучивания - осадконакопление), а горизонтальное растяжение - внизу. Горизонтальный градиент скорости вертикальных движений создает обстановку вертикального сдвигания, а вертикальный градиент скорости горизонтальных движений - обстановку горизонтального сдвигания.

Структурный результат тектонического течения, организованного в адвективную ячейку, - структурная ячейка. Это совокупность структурных парагенезов (тектонофаций), обусловленных характером движений в ее различных участках. В пределах ячейки можно выделить девять таких участков (рис. 1, в).

1. В центре ячейки преобладает вращение при минимуме перемещений и деформаций. Структурный парагенез выражается главным образом в изменении наклона слоев.

2. В нижней части толщи в области восходящего потока доминирует деформация горизонтального сжатия. Она сочетается с некоторым восходящим поступательным движением, а также вращением, направ-

стающим по мере удаления от оси восходящего потока. Структурный парагенез – складчатость с кливажем или сланцеватостью осевой плоскости, прямая на оси восходящего потока и все более наклонная по мере удаления от этой оси.

3. В верхней части толщи в области нисходящего потока все то же, что и на участке 2, только поступательное движение – нисходящее.

4. В средней части толщи в области восходящего потока доминирует восходящее поступательное движение при незначительной деформации. Вращение – как на двух предыдущих участках. Структурный парагенез четко не выражен, поскольку это зона перехода от участка 2 к участку 6 (см. ниже).

5. В средней части толщи в области нисходящего потока все то же, что и на участке 4, только поступательное движение – нисходящее.

6. В верхней части толщи в области восходящего потока доминирует деформация горизонтального растяжения. Она сочетается с некоторым восходящим поступательным движением, а также с вращением, нарастающим по мере удаления от оси восходящего потока. Структурный парагенез – сбросы, тектоническое разлинзование слоев и т.п.

7. В нижней части толщи в области нисходящего потока все то же, что и на участке 6, здесь повышены температура и давление, чем обусловлена большая пластичность деформаций (например, вместо сбросов – горизонтальная сланцеватость).

8. В верхней части толщи между областями восходящего и нисходящего потоков доминирует горизонтальное поступательное движение, направленное в сторону области нисходящего потока, при незначительной деформации. Вращение нарастает книзу. Структурный парагенез – шарьяжи.

9. В нижней части толщи между областями восходящего и нисходящего потоков все то же, что и на участке 8, только горизонтальное движение направлено в противоположную сторону. Из-за большей пластичности деформаций здесь развиты не шарьяжи, а резко асимметричные лежачие складки [57].

Сочетание поступательного движения, вращения и деформации на разных участках структурной ячейки дополняется их сочетанием во времени. Конкретные объемы пород постепенно перемещаются из одних участков в другие, что сопровождается наложением структурных парагенезов новых генераций. Например, объем пород, приобретший на участке 7 субгоризонтальные полосчатость и сланцеватость, при перемещении на участок 9 осложняется лежачими складками первой генерации, при дальнейшем перемещении на участок 2 – прямыми

складками и субвертикальной сланцеватостью второй генерации, а в случае попадания на участок 6 – лежачими складками третьей генерации; подробнее об этом см. в [3, 5, 8].

Прогрессу в развитии различных отраслей геологии всегда сопутствовало повышение уровня обобщений. Горная порода как совокупность минералов, осадочная фация как парагенезис пород, осадочная формация как набор фаций – один из примеров такого повышения. Структурная геология в этом смысле отстала. Длительное время она оперировала лишь структурными формами (складки, разрывы, кливаж и др.). Лишь сравнительно недавно возникло понятие о парагенезах структурных форм (подробнее см. в [2]), т.е. о сочетаниях структурных форм, возникших в едином поле тектонических напряжений. Полуколичественная оценка таких структурных парагенезов приводит к понятию о тектонофациях [6].

В нашей работе предпринята попытка перейти на новый уровень обобщений – выявление закономерностей пространственного сочетания различных структурных парагенезов или тектонофаций введением понятия о структурной ячейке, обусловленной компенсационной организацией тектонического течения в земной коре. Однако предстоит пройти еще большой путь от введения понятия о структурных ячейках до их выделения и картирования в природных складчатых областях.

1. Белоусов В.В. Геотектоника. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. – 335 с.
2. Белоусов В.В. Структурная геология. 3-е изд. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. – 248 с.
3. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. – М.: Недра, 1979. – 246 с.
4. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. – М.: Наука, 1980. – С. 105-146.
5. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. – Л.: Наука, 1982. – 160 с.
6. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. – Алма-Ата: Наука, 1981. – 180 с.
7. Хаин В.Е. Общая геотектоника. 2-е изд. – М.: Недра, 1973. – 512 с.
8. Эз В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. – М.: Наука, 1976. – 167 с.

УДК 550.331

В.П.Мясников, А.А.Шилов

Геологический институт АН СССР, Москва

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ РЕЖИМЫ В ВЯЗКОМ ПОВЕРХНОСТНОМ ПОГРАНСЛОЕ В КОНВЕКТИВНОЙ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ

В рамках гидродинамической модели эволюции планет Земной группы приповерхностные оболочки Земли рассматриваются как погранслой в вязкой жидкости вблизи свободной поверхности. Геофизические границы в литосфере и верхней мантии рассматриваются как поверхности, отделяющие внутри погранслоя подслои с существенно различной вязкостью, которая может отличаться от вязкости подстилающей мантии на один-два порядка по характерному для задачи малому параметру, обратному корню четвертой степени из мантийного числа Рэлея как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения. Уравнения движения в погранслое интегрируются методом разложения по этому малому параметру, что позволяет, с одной стороны, вывести соответствующие структуре погранслоя динамические граничные условия на поверхности планеты для задачи о конвекции внутри мантии, а с другой – выделить возможные типы движений в самом погранслое.

Гидродинамическая модель эволюции планет Земной группы [1] дает хорошую основу для математического моделирования глубинных процессов и их проявлений в поверхностной тектонике. В этой модели литосферы и некоторой части мантии под ней соответствует поверхностный погранслой (ПС). В отличие от многих задач гидродинамики, в которых рассматривается ПС, его структура осложнена наличием реологических границ, имеющих вещественный или фазовый характер. Поэтому прежде чем решать задачи по моделированию конкретных структур в приповерхностных оболочках Земли, необходимо построить модель ПС с реологическими границами, обеспечив выполнение соответствующих граничных условий и условий сшивки с глубинной конвективной задачей.

Напомним, что на конвективном этапе эволюции планеты, т.е. когда вклады диссипации и теплопроводности в энергетическое уравнение совпадают по порядку величины, и теплообмен между горячим ядром и поверхностью планеты осуществляется преимущественно нестационарными конвективными течениями в мантии, решения описывающих эти течения уравнений можно искать в виде разложений по четным степеням малого параметра $\varepsilon = Ra^{-1/4}$ [2], где

$$Ra = g_0 \beta_0^3 / \nu_0 \chi_0 D_0^4,$$

характерное для всей мантии число Рэлея; β_0 – гидродинамический

© В.П.Мясников, А.А.Шилов, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

радиус планеты [1]; g_0, ν_0, χ_0 – характерные значения ускорения свободного падения, кинематической вязкости и коэффициента диффузии. Такие разложения пригодны в достаточном удалении от границ мантии, а именно вне тепловых ПС, имеющих характерную толщину εR_0. Внутри ПС применимы разложения по целым степеням ε, которые можно сростить с глубинными с помощью правила сшивки [3].

Оценка мантийного ν_0 через встречающиеся в литературе [1,4] значения $\nu_0 \sim 10^{21} - 10^{26}$ см^2/с и $g_0 \sim 10^{-5}$ см/с^2 дает величину $\varepsilon \sim 10^{-2} - 10^{-3}$, т.е. толщину ПС порядка нескольких десятков километров. Это позволяет, не прибегая к введению дополнительных масштабов и промежуточных ПС, строить модель единого ПС, в котором границы между приповерхностными оболочками (кора – мантия, литосфера – астеносфера и др.) удалены от поверхности планеты на расстояние, сравнимое с толщиной всего ПС. В гидродинамической модели предполагается, что поведение вещества в глубине Земли под действием длительных, медленно меняющихся нагрузок может быть описано моделью вязкой жидкости, в которой вязкость, вообще говоря, переменна и может зависеть от термодинамических и механических параметров [1]. Будем считать это справедливым и для приповерхностного ПС, помня о том, что даже для моделей сред с весьма сложной реологией, например учитывающих рост и залечивание микротрещин [5], предлагаемых для описания корового вещества, можно ввести понятие эффективной вязкости и остаться в рамках принятого описания. Поскольку ПС имеет тепловую природу, а вязкость, как и прочие переменные, является функцией параметров задачи, то под реологическими границами будем понимать поверхности, на которых порядок вязкости изменяется в число раз, кратное $1/\varepsilon$.

Рассмотрим простейшую ситуацию, когда внутри ПС имеются две границы, разделяющие подслои, вязкость в каждом из которых постоянна и может иметь порядок $\varepsilon\eta$, η/ε, η/ε^2, где η – вязкость мантии ниже ПС. В дальнейшем принадлежность какой-либо величины подслою с одним из перечисленных масштабов вязкости обозначим сверху значками: "$\wedge$" для самого вязкого η/ε^2, "$\vee$" для промежуточного η/ε и "$\sim$" для самого текучего $\varepsilon\eta$. Таким образом, ПС состоит из собственно мантийного погранслоя (МП), вязкость в котором равна мантийной, и двух лежащих на нем подслоев. Нижняя граница ПС условна.

Анализ уравнений движения, аналогичный проведенному в [3] для ПС без реологических границ, позволяет, с одной стороны, получить граничные условия для глубинных уравнений движений первого приближения, а с другой – изучить особенности напряженного состояния и поля скорости в ПС в зависимости от того, как в нем

скомбинированы подслои. Хотя полная система уравнений не рассматривается, установленные связи будут сохранять силу и при более общей постановке задачи.

Для упрощения выкладок пренебрежем кривизной поверхности планеты, т.е. будем считать участок поверхности сферы с радиусом R плоскостью, а используемую систему координат с началом на этой плоскости, горизонтальными осями x, y и вертикальной, направленной вверх осью - декартовой. Все величины в рассматриваемых уравнениях обезразмерены в соответствии с [1].

Внутри ЛС и в нижележащей мантии

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = \rho \frac{\partial \varphi}{\partial x_i}, \qquad \sigma_{ij} = -p\delta_{ij} + \eta\left\{\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} - \frac{2}{3}\delta_{ij}\frac{\partial u_\alpha}{\partial x_\alpha}\right\},$$

где $i, j, \alpha = 1,2,3$; $x_1 \equiv x$, $x_2 \equiv y$, $x_3 \equiv z$; u_i - компоненты скорости, $u_1 \equiv u$, $u_2 \equiv v$, $u_3 \equiv w$; φ - гравитационный потенциал; ρ - плотность; σ_{ij} - компоненты тензора напряжения. Время входит в уравнения движения лишь параметрически [1].

На границах подслоев и свободной поверхности, задаваемых уравнениями вида (ζ - функция рельефа свободной поверхности)

$$F = z - \varepsilon\zeta(x, y, t) = 0$$

ставятся стандартные условия прилипания, непротекания и непрерывности вектора напряжения. Глубинные разложения имеют вид

$$u_i = u_i'(x, y, z, t) + O(\varepsilon^2); \qquad w'(x, y, 0, t) = 0$$

$$\{p, \rho, \varphi\} = \{\bar{p}, \bar{\rho}, \bar{\varphi}\,//\,x\} + \varepsilon^2\{p', \rho', \varphi'\,//\,x, y, z, t\} + \ldots$$

В погранслое вводится растянутая вертикальная координата [3]:

$$z = \frac{x}{\varepsilon}; \quad \frac{\partial}{\partial z} = \frac{1}{\varepsilon}\frac{\partial}{\partial x},$$

и все переменные представляются в виде разложений по ε, причем индекс в скобках означает, при какой степени ε стоит данный член: $\{u_i, \rho, p\} = \{u_i^{(0)}, \rho^{(0)}, p^{(0)}\,//\,x, y, z, t\} + \varepsilon\{u_i^{(1)}, \rho^{(1)}, p^{(1)}\,//\,x, y, z, t\}$ $+ \ldots$ $\varphi = \bar{\varphi}(0) + \varepsilon g z + \ldots$, $g = \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial x}(0)$ (см. [7]).

Правило сшивки состоит в том, что при $x \to -\infty$ устанавливается асимптотическая эквивалентность по z между членами, стоящими при одинаковых степенях ε в приповерхностном разложении и разложении, получающемся из глубинного переразложением последнего в ряд Тейлора в окрестности плоскости $x = 0$.

Упомянутого достаточно для того, чтобы проинтегрировать уравнения движения методом разложения по малому параметру, задавшись любой из возможных комбинаций подслоев. Пусть, например, структура ЛС снизу вверх такова: МП, слой "$\vee$", слой "$\wedge$". Про-

пуская выкладки, приведем некоторые относящиеся к этому случаю результаты и поясним, что изменится, если комбинация подслоев будет иной. Граничные условия для глубинной задачи имеют вид

1) $p(0) = 0$;

2) условие изостазии ЛС как целого: $\bar{\rho}(0) g \zeta + g \int_{-\infty}^{\zeta} (\rho^{(a)} - \bar{\rho}(0)) dz = 0$;

3) условие на перерезывающие напряжения:

$$\sigma'_{13}(0) = g \int_{-\infty}^{\zeta} dz \int_{-\infty}^{z} \frac{\partial \rho^{(1)}}{\partial x} dz' + \frac{\partial}{\partial x} \left\{ \int_{\zeta^*}^{\zeta} (\sigma_{11}^{(1)} - \sigma_{33}^{(1)}) dz \right\} + \frac{\partial}{\partial y} \int_{\zeta^*}^{\zeta} \sigma_{12}^{(1)} dz$$

$$\sigma'_{23}(0) = g \int_{-\infty}^{\zeta} dz \int_{-\infty}^{z} \frac{\partial \rho^{(1)}}{\partial y} dz' + \frac{\partial}{\partial y} \left\{ \int_{\zeta^*}^{\zeta} (\sigma_{22}^{(1)} - \sigma_{33}^{(1)}) dz \right\} + \frac{\partial}{\partial x} \int_{\zeta^*}^{\zeta} \sigma_{12}^{(1)} dz.$$

Условия 1), 2) остаются справедливыми для любой комбинации подслоев. Форма условия 3) меняется в зависимости от структуры ЛС. Существенно, что поскольку в высоковязком слое "$\wedge$" для вычисления подынтегральных выражений необходимо использовать условия сшивки

$$v_j^{(1)} \Big|_{z=-\infty} \sim \frac{\sigma'_{j3}(0)}{\beta} z,$$

то в данном случае и вообще, когда ЛС содержит подслой типа "$\wedge$", условия 3) являются интегродифференциальными уравнениями, которым глубинные напряжения σ'_{j3} должны удовлетворять при $z = 0$.

Интегрирование уравнений в ЛС приводит, в частности, к следующим выводам о кинематике ЛС. В рассматриваемом примере и всегда, когда отсутствует маловязкий слой "$\sim$", горизонтальные компоненты скорости во всем ЛС с точностью до ε не зависят от глубины и равны $u_j^{(a)} = u_j'(0)$, $j = 1, 2$, причем в слое "$\wedge$" неизменные с глубиной также скорости $u_j^{(\eta)}$, а в слое "$\wedge$" и $u_j^{(a)}$. Поэтому движение в ЛС в основном определяется течениями в подстилающей мантии. Напротив, если в ЛС присутствует "астенослой" "$\sim$", то скорости уже в нулевом приближении зависят от распределения вязкости и плотностных неоднородностей внутри этого подслоя, и движение в ЛС выше слоя "$\sim$" приобретает некоторую "независимость" относительно мантийных течений, особенно при условии существования активных приповерхностных движущих механизмов локального масштаба. Если слой "$\sim$" лежит непосредственно на МП, то

$$u_j^{(a)} = u_j'(0) + \sigma'_{j3}(0) \frac{z - \zeta^*}{\beta^*} - \frac{g}{\beta^*} \int_{\zeta^*}^{z} dz' \int_{-\infty}^{z'} dz'' \int_{-\infty}^{z^*} \frac{\partial \rho^{(\eta)}}{\partial \lambda} dz'''.$$

Другим кинематическим следствием рассматриваемых уравнений является возникновение условий, тормозящих движения под слоем "$\wedge$".

$$\frac{\partial}{\partial x}\int_{\xi_-^\wedge}^{\xi_+^\wedge}\sigma_{ij}\,dz+\frac{\partial}{\partial y}\int_{\xi_-^\wedge}^{\xi_+^\wedge}\sigma_{j2}\,dz=0,\qquad j=1,2,\tag{1}$$

где $\xi_-^\wedge$ – нижняя граница подслоя "$\wedge$". Дополнив условия (1) необходимыми уравнениями, получим замкнутую систему уравнений, управляющих движением подслоя. Если в ЛС отсутствует астенослой "$\sim$", то действие этой системы распространяется на весь ЛС. В предположении о несжимаемости вещества ЛС для ее замыкания достаточно условий непротекания через границы слоя "$\wedge$". Если $h=\xi_+^\wedge-\xi_-^\wedge$ – толщина высоковязкого подслоя, то

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(u'(0)\,h\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(v'(0)\,h\right)=0,$$

$$2\frac{\partial}{\partial x}\left(h\frac{\partial u'(0)}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left\{h\left(\frac{\partial u'(0)}{\partial y}+\frac{\partial v'(0)}{\partial x}\right)\right\}+\frac{\partial}{\partial x}\left\{h\left(\frac{\partial u'(0)}{\partial x}+\frac{\partial v'(0)}{\partial y}\right)\right\}=0,$$

$$2\frac{\partial}{\partial y}\left(h\frac{\partial v'(0)}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial x}\left\{h\left(\frac{\partial u'(0)}{\partial y}+\frac{\partial v'(0)}{\partial x}\right)\right\}+\frac{\partial}{\partial y}\left\{h\left(\frac{\partial u'(0)}{\partial x}+\frac{\partial v'(0)}{\partial y}\right)\right\}=0.$$

Дополнив систему необходимыми краевыми условиями на некотором контуре $\Gamma(x, y)$, в частности $u'(\Gamma)=v'(\Gamma)=0$, находим, что для внутренности этого контура условия (1) имеют смысл условий торможения движений в ЛС и в подстилающей мантии. Если ЛС содержит астенослой "$\sim$", лежащий ниже высоковязкой литосферы типа "$\wedge$", то торможение действует только в литосфере, обособляя ее от более глубоких уровней, а несогласие с мантийными течениями сглаживается астеносферной "смазкой".

Так, в отличие от простого ЛС без скачков вязкости в рассматриваемом классе моделей ЛС возникают типы движений, возможные для той или иной комбинации подслоев, т.е. кинематические режимы ЛС в зависимости от его структуры. Определяющим является наличие или отсутствие в ЛС подслоев с вязкостью, превышающей мантийную на два или больше порядка по ε, т.е. как минимум в 10^4 раз, а также маловязких астенослоев, по крайней мере в 100 раз более текучих, чем мантия вне ЛС.

Если высоковязкий слой присутствует, то создаются условия для кинематического режима типа плитовой тектоники, причем "плиты" могут иметь глубокие мантийные корни, если действие условий торможения (1) распространяется на весь ЛС, а могут их и не иметь, будучи отделенными от мантии астенослоем. В любом случае деформации "плит" под воздействием мантийной конвекции малы, и при наличии активных приповерхностных тектонических механизмов могут отступать на второй план.

Участки ПС, вязкость в которых не превышает η/ℓ, представляют собой подвижные области, отслеживающие конвективные течения в нижележащей мантии; но в которых при условии существования астеносферы могут образовываться относительно слабо связанные с мантией зоны, отличающиеся от "плит" большей податливостью.

1. Мясников В.П., Фадеев В.Е. Модели эволюции Земли и планет Земной группы. Итоги науки и техники. Физика Земли.–М.: ВИНИТИ, 1980. – С. 1–23.
2. Мясников В.П., Савушкин В.Л. Метод малого параметра в гидродинамической модели эволюции Земли // Докл. АН СССР. – 1978. – 238, № 5. – С. 1083–1086.
3. Мясников В.П. Взаимодействие конвективных движений с поверхностным погранслоем // Пробл. современной механики. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983, ч. 1. – С. 44–51.
4. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. – М.: Мир, 1985. – С.464.
5. Ляховский В.А., Мясников В.П. Поведение вязкоупругой среды с микронарушениями при растяжении и сдвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1985. – № 4. – С. 28–32.

УДК 551.240.089 + 551.243

В.А.Трусков

Институт земной коры СО АН СССР, Иркутск

СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МОДЕЛЕЙ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА И РИФТОВОЙ ЗОНЫ

При моделировании трансформного разлома и рифтовой зоны на упруговязкопластичном материале (пасте бурой глины) изучен режим излучения упругих волн, сопровождающего разломообразование. Исследовались также особенности формирования сети разрывов и изменение разрушающей нагрузки на моделях. Результаты экспериментов позволили установить зависимость изучаемых характеристик от времени развития названных типов разломов.

Базирующиеся на соотношениях теории подобия условия моделирования крупных тектонических разломов требуют в качестве имитатора вещества земной коры упруговязкопластичного (УВП) материала. Удовлетворяют необходимым требованиям водные пасты глинистых пород. Глиняные пасты в своих работах использовали М.В.Гзовский [1], А.В.Михайлова, Д.Н.Осокина, С.И.Шерман, С.А.Борняков, С.С.Стоянов и другие исследователи. Важным достижением моделирования явилось установление характерных для определенных типов разломообразования схем развития разрывных структур. Появление разрыва в модели и природе сопровождается излучением упругих волн, названным акустической эмиссией (АЭ) и сейсмичностью соответствен-

© В.А.Трусков, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

но. При подобии развития разрывных структур в модели и природе, а именно на этом основывается моделирование крупных разломов, временно́е, пространственное (очаговое) и амплитудное распределение событий АЭ аналогичны сейсмическим, так как в обоих случаях определяются накоплением в материале нарушений сплошности. Таким образом, изучение режима упругих волн развивающимся разломом (сейсмоакустического режима) отвечает как задачам экспериментальной сейсмологии, так и структурной геологии. В последнем случае через АЭ устанавливается скорость накопления нарушений сплошности в модели при той или иной схеме их формирования.

Специфические свойства УВП материалов привели к необходимости разработки нетрадиционных способов регистрации АЭ. Эта проблема решена применением датчиков микрофонного типа, построенных на базе конденсаторного капсюля МК102. Совместно с ним работал предварительный усилитель МИ02. Названные приборы производства ГДР. Высокая чувствительность капсюля (53 мВ/Па) позволила принимать сигналы АЭ, распространяющиеся через воздушную среду. Эксперименты проводились в специальной комнате-камере со звукоизолирующим покрытием.

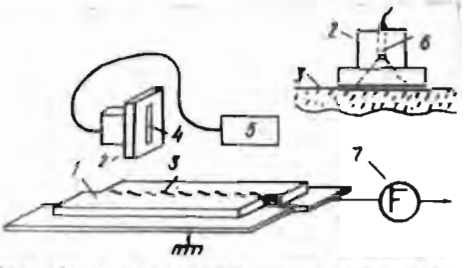


Рис. 1. Схема эксперимента при моделировании трансформного разлома: 1 – модель (слой глиняной пасты размерами 1000x350x20 мм); 2 – датчик АЭ; 3 – зона разлома; 4 – конуссообразный вырез к микрофону; 5 – аппаратура обработки сигналов АЭ; 6 – микрофон; 7 – тензодинамометр

Для дополнительной звукоизоляции микрофон располагался в пенопластовом футляре с вырезом в виде конуса, в вершине которого находился капсюль. Конструкция датчика показана на рис. 1. Основание конуса помещалось над областью разломной зоны, подлежащей исследованию, на расстоянии 4 – 5 мм от нее. С помощью спектроанализатора СК02 (ГДР) был проведен анализ частотного спектра фонового шума и шума используемой в экспериментах деформационной установки. В результате выбрана третьоктавная полоса с центральной частотой 12,5 кГц, наиболее оптимальная для регистрации АЭ. Уровень звукового давления шума в полосе 3 – 5 дБ. Уровень звукового давления максимальных импульсов АЭ (при заданных конструкции и способе установки датчика) 18 – 20 дБ. Сигналы с выхода, соответствующего выбранной полосе частот канала анализатора, пропорциональные уров-

Рис. 2. Схема эксперимента при моделировании рифтовой зоны:
1 – рифтовая зона; 2 – модель (слой глиняной пасты размерами 600х360х х20–60 мм); тензодинамометр

нию звукового давления АЭ, фиксировались на бумаге скоростным самописцем 02013 (ГДР) и на магнитной ленте магнитографом Н046.

В качестве УНП материала в эксперименте использована паста бурой глины вязкостью 10^5 Па·с. Моделировалось развитие трансформного разлома и развитие рифтовой зоны. Способы реализации среза и растяжения показаны на рис. 1 и 2. Тензодинамометром измерялось значение разрушающей нагрузки при постоянной скорости деформирования (10^{-4} м/с).

Проведено шесть экспериментов по изучению сейсмоакустического режима формирующегося трансформного разлома. Для данного типа разломообразования по визуальным наблюдениям за моделью выделяются следующие стадии его развития: I – предшествующая зарождению трещиноватости; II – зарождение и развитие мелкой трещиноватости; III – прорастание магистрального разрыва; IV – трение берегов магистрального разрыва. Каждую из них можно детализировать более подробно, разбив на отдельные этапы. В данной работе интерес представляют лишь этапы III стадии, наиболее активной в плане излучения упругих волн. Трем этапам этой стадии соответствуют: 1 – образование связей между трещинами по всей длине разломной зоны; 2 – смятие и разрушение центров наибольшей раздробленности материала; 3 – "притирка" берегов разрыва.

На рис. 3,а показан график нагрузка – время или нагрузка – перемещение (скорость перемещения подвижной плоскости установки постоянная) первого эксперимента и отмеченные на нем стадии и этапы разрушения. Стадия I характеризуется увеличением нагрузки на модели. На участке II стадии, когда в зоне разлома осуществляется поранговая перестройка мелкой трещиноватости (2), кривая нагрузки выполаживается. На III стадии несущая способность материала падает до значений, равных силе трения берегов разлома. В дальнейшем трение берегов определяет изменения нагрузки на модели на IV стадии. Разделение на этапы происходит в точках изменения угла наклона кривой, или своего рода ступеньках, хорошо заметных на диаграмме.

С кривой нагрузка – перемещение сопоставлялась гистограмма, построенная по данным подсчета сигналов АЭ в десятисекундных ин-

тервалах времени эксперимента. Гистограмма аппроксимирована кривой (см. рис. 3,б; пунктирная кривая), полученной методом Фурье-анализа по семи гармоникам. Предоставленный в виде аппроксимирующей кривой сейсмоакустический режим подчеркивает основные свои закономерности в масштабе этапов и стадий разломообразования. Этот же режим, представленный в виде гистограммы, более удобен для сопоставления с мелкими деталями кривой нагрузка - перемещение. Регистрация АЭ начинается на стадии II при образовании трещин второго из четырех выделяемых для данных моделей рангов [2]. Максимумы сейсмоакустической активности приходятся на III стадию и приурочены к ее этапам (преимущественно к концу этапов). На IV стадии наблюдаются периоды упрочнения (при смятии совместившихся при движении берегов ранее разрушенных центров максимальной раздробленности) и последующего спада нагрузки, которые сопровождаются соответственно уменьшением и ростом активности АЭ. Аналогичный режим показали все шесть экспериментов.

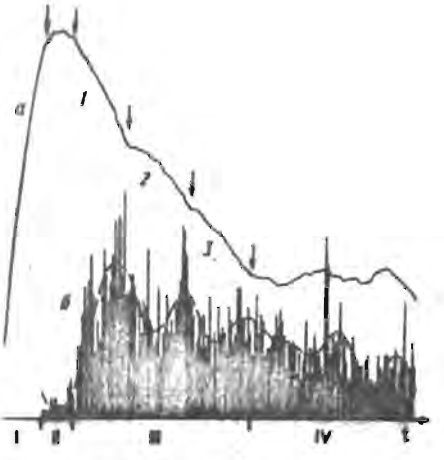


Рис. 3. Характеристики развития трансформного разлома:
а - кривая нагрузка - время (перемещение); б - гистограмма скорости счета АЭ (пунктиром показана аппроксимирующая кривая гистограммы). Стрелками обозначены границы стадий и этапов формирования разлома

В результате высыхания модели от эксперимента к эксперименту слегка увеличивалась вязкость глиняной пасты. Это привело к заметному увеличению плотности импульсов на III стадии, особенно на втором ее этапе, по отношению к тому же параметру на IV стадии.

Амплитудный анализ сигналов АЭ по пяти уровням градации в четырех из шести экспериментах показал небольшое уменьшение доли крупных импульсов в общем их числе по мере развития разлома. Анализ распределения импульсов различных амплитуд во времени разломообразования дал результаты, схожие с общим сейсмоакустическим режимом (по приуроченности максимумов их излучения и количественного соотношения по стадиям и этапам).

При сопоставлении гистограмм с мелкими деталями диаграммы

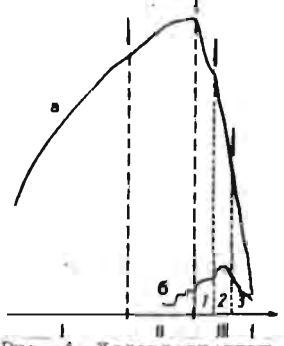


Рис. 4. Характеристики развития рифтовой зоны:
а – кривая нагрузка – время (перемещение); б – кривая сейсмоакустического режима (полученная аппаратурным способом). Стрелки обозначают границы стадий и этапов формирования зоны

нагрузка – перемещение видна взаимосвязь между отдельными всплесками активности АЭ и участками мелких быстрых сбросов нагрузки, происходящих в момент образования разрывов. Подобная взаимосвязь подтверждает правильность интерпретации режима АЭ показателя скорости накопления в материале нарушений сплошности.

Развитие рифтовых зон изучалось на моделях разной мощности – 20, 30, 40 и 60 мм. Всего проведено семь экспериментов. Вязкость пасты 10^5 Па·с. Скорость перемещения подвижной плоскости установки 10^{-4} м/с. При растяжении выделяются те же стадии разрушения, что и для среза. Отсутствует IV стадия из-за потери контакта между берегами разлома; III стадия имеет три этапа: 1 – образование связей между трещинами по всей длине рифтовой зоны; 2 – формирование крупных разрывов, разрушение перемычек между которыми разделит берега разлома; 3 – разрушение перемычек. Особенности графиков нагрузка – перемещение хорошо согласуются с визуальными наблюдениями (рис. 4,а). На стадии I кривая нагрузки растет, выполаживается на II и быстро падает на III стадии. Начало каждого этапа выделяется увеличением крутизны сброса нагрузки. При обработке магнитной записи АЭ от модели рифтовой зоны применен аппаратурный способ, позволяющий представить сейсмоакустический режим в виде кривой, значения которой определяются плотностью импульсов и их амплитудой (рис.4,б). На рис. 4 показаны результаты первого эксперимента (толщина модели 20 мм). Активность излучения на стадии II разломообразования постепенно увеличивается с ростом размеров и числа генерирующих трещин. Затем скачком растет в начале первого этапа, после чего мало меняется на его протяжении. На втором этапе активность достигает максимальных значений и быстро убывает на третьем. Отмеченные особенности режима АЭ типичны для всех семи экспериментов.

Основные итоги моделирования: 1 – установлено существование характерных сейсмоакустических режимов моделей формирования трансформного разлома и рифтовой зоны, дано их описание; 2 – получена схема развития разломов по комплексу характеристик – развитию структур разрывов, изменению разрушающей нагрузки, сейсмоакусти-

ческому режиму (скорости разрывообразования); 3 – показана высокая информативность метода АЭ в подобных исследованиях.

Логическим продолжением проведенных работ представляется изучение сейсмоакустического режима локальных участков разломных зон, выявление структур, наиболее опасных в сейсмическом отношении.

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики.–М.: Наука, 1975. – 536 с.
2. Шерман С.И., Борняков С.А. и др. Моделирование механизма образования сейсмоактивных разломов в упруговязкой среде. – Геология и геофизика. – 1985. – № 10. – С. 9-18.

УДК 551.243:519

Е.М.Плотников, И.Л.Македон, В.М.Васильев

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Ленинград

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ ПЛИКАТИВНЫХ СТРУКТУР ПРОСТОГО СДВИГА

Освещаются результаты математического моделирования с помощью ЭВМ геологических разрезов участков пересечения складчатых структур различной вергентности. Моделированием показана неизбежность дисгармоничности строения разрезов таких участков, неправомерность применения при экстраполяциях этих разрезов на глубину принципа постоянства мощности пласта. Опровергается представление об особых условиях начального этапа развития складчатых сооружений, формировании на этом этапе шарьяжей и субгоризонтальных складок.

Авторами предпринято математическое моделирование разрезов зон (участков) пересечения разновозрастных складчатых структур простого сдвига для случая, когда следы пересечения осевых поверхностей последовательно развивающихся структур параллельны исходной ориентировке слоистости. Применительно к горизонтальному исходному положению слоистости этот случай соответствует пересечению разновергентных складчатых структур одинакового простирания. При этом характерной особенностью результирующих структур является сочетание обычной линейной складчатости, картируемой в горизонтальных срезах, со сложностью вертикальных разрезов, обнаруживаемой при достаточно глубоких эрозионных срезах (Альпы, Гималаи, Памир и др.) или при достаточно глубоком бурении. При наклонном исходном положении слоистости сложность результирующих структур обнаруживается и в горизонтальных срезах. В районах многократного проявления складчатости, преимущественно в областях развития гнейсов и мигматитов, среди наблюдаемых малых структурных форм

© Л.М.Плотников, И.Л.Македон, В.М.Васильев, 1991
ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

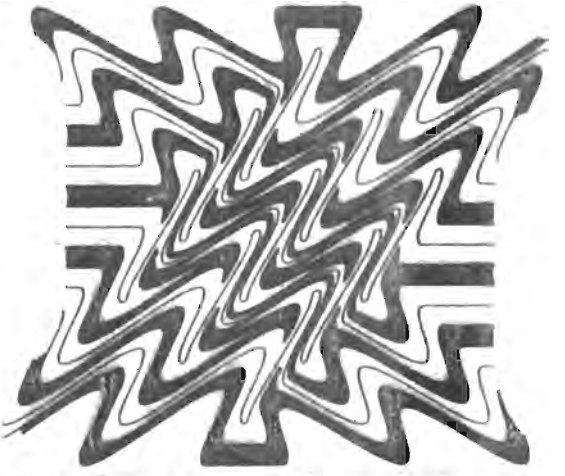


Рис. 1. Модель структуры участка пересечения двух зон проявления гармонической складчатости. Зоны наклонены в противоположных направлениях под углами 45 ° к исходной слоистости. Длины волн λ складок обоих этапов деформации одинаковы. Амплитуды A складок обоих этапов $\approx 0{,}9\lambda$

достаточно часто отмечаются наглядные проявления моделируемых пересечений складок, описываемые как структуры "замок в замке" [1] и др.

Моделирование осуществляется с помощью ЭВМ ЕС-1033 с выводом на графопостроитель. Сечение исходной слоистости моделируется заданным числом равноудаленных параллельных прямых. Складчатые дислокации моделируются сдвиговыми смещениями под заданными углами к слоистости в пределах полос заданной ширины. В указанных пределах смещения распределяются по заданным простым или сложным гармоническим функциям, выявленным ранее [2] при исследованиях реальных пликативных структур простого сдвига, не осложненных их пересечениями. Указанием определенных численных параметров задаются число, размер и форма складок в зонах проявления дислокаций каждого этапа. Число этапов, предусмотренное программой, от одного до трех.

Полученные графические модели с высокой степенью соответствия воспроизводят многие реально наблюдаемые структуры. В частности, модель пересечения двух гармонических складчатых структур, в которых амплитуды пересекающихся складок сопоставимы с их ши-

ной (длиной волны), представленная на рис. 1, воспроизводит упомянутые выше наглядные проявления наложения складок второй генерации f_2 на существовавшие ранее складки f_1 в полях развития гнейсов и мигматитов. При этом соответствие модели природным объектам выдерживается во всех деталях: складки f_1 сильно "сжаты", их осевые поверхности искривлены конформно складками f_2, замыкания их плавны в замках f_2, на крыльях f_2 – серповидны в непосредственной близости от замка f_2, в сторону которого они раскрываются, и имеют форму острого клина в удалении от этого замка.

Результаты моделирования, представленные на рис.1, опровергают распространенное представление об изначальной сильной сжатости складок и о первоначально субгоризонтальном положении их осевых поверхностей. Как видно на этом рисунке, за пределами зоны проявления складок f_2 складки f_1 открыты в той же мере, что и f_2, а их осевые плоскости наклонены не менее круто, чем осевые плоскости последних.

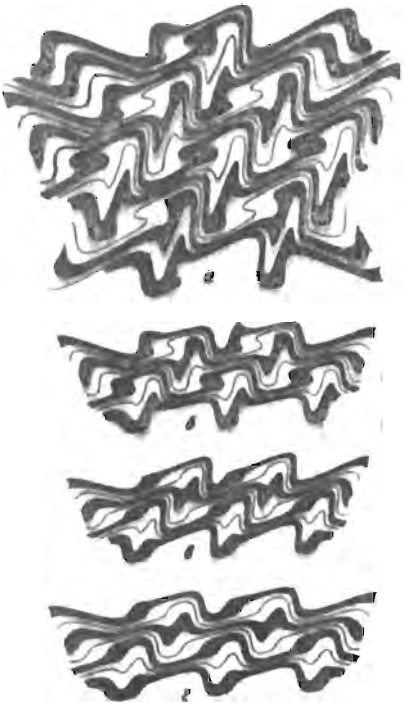


Рис. 2. Модели структур участков пересечения двух зон гармонической складчатости. Зоны наклонены в противоположных направлениях под углами 45° к исходной слоистости. Везде $A_1 = A_2$, а–A_1 ($A_1/\lambda_1 = A_2/\lambda_2 = 0{,}5$; б – $A_1/\lambda_1 = 0{,}3$, $A_2/\lambda_2 = 0{,}5$; в – $A_1/\lambda_1 = 0{,}5$, $A_2/\lambda_2 = 0{,}3$; г – $A_1/\lambda_1 = A_2/\lambda_2 = 0{,}3$

В применении к крупным складчатым структурам модели рассматриваемой группы воспроизводят соотношения, наблюдаемые в районах покровно-складчатого строения, опровергая принятое некоторыми исследователями представление о предшествовавшем складчатости неоднократном шарьировании на большие расстояния протяженных покровных пластин. Как видно из рис. 1, для объяснения неоднократного

повторения в вертикальном разрезе одного и того же слоя (стратиграфического горизонта) в этом представлении нет необходимости.

Как видно из этого рисунка, важные сведения о строении глубоких горизонтов изучаемого разреза могут быть извлечены из наблюдений над вергентностью складок, наблюдаемых на поверхности. Если на поверхности выявляются простые "подобные" складки, осевые поверхности которых наклонены навстречу друг другу, на глубине эти складки пересекаются со всеми вытекающими отсюда структурными последствиями. Если осевые поверхности таких складок наклонены в противоположные стороны, на глубине под этими складками должны располагаться недислоцированные слои. Вообще при наклонных ориентировках зон пластического течения, аппроксимируемого простым сдвигом, наличие под дислоцированными образованиями недислоцированных - закономерное явление, не содержащее ничего загадочного.

Важная особенность структур участков пересечения складок - дисгармоничность разрезов. Как видно на рис. 2, даже при малых амплитудах пересекающих складок (от 1/2 до 1/3 длин волн) в этих разрезах не выдерживаются ни нормальные, ни осевые мощности слоев. Искривления подошвы каждого слоя местами весьма существенно отличны от искривлений его кровли. Под участками пологого моноклинального залегания слоев может располагаться крутая или лежачая складка, под ядром складки - моноклиналь и т.д. В связи с этим экстраполяции наблюдаемых разрезов на глубину, при которых мы по

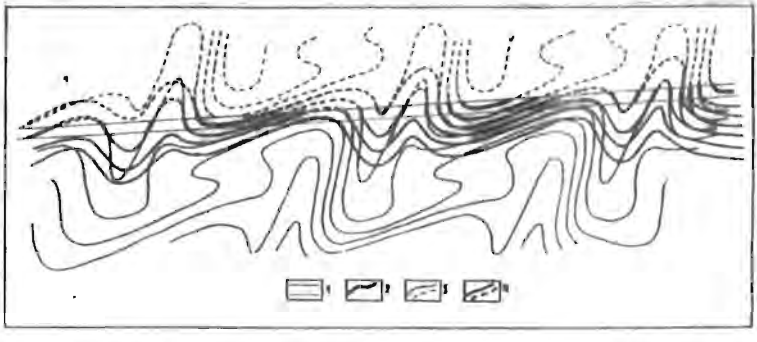


Рис. 3. Сопоставление разреза участка пересечения двух зон гармонической складчатости, соответствующего рис. 2,а, с разрезом, построенным традиционным способом по данным наблюдений в узкой приповерхностной части разреза: 1 - полоса, имитирующая обнаженную приповерхностную часть разреза; 2 - границы слоев в "обнаженной" части разреза; 3 - границы слоев в исходной модели; 4 - границы слоев, экстраполированные традиционным способом

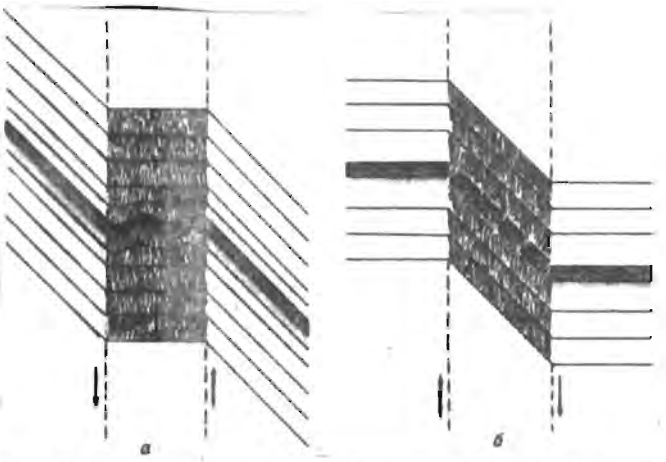


Рис. 4. Схемы возникновения структур продольного сжатия (а) и растяжения (б) жестких прослоев в пачке более пластичных пород, деформированной простым сдвигом

традиции стремимся как можно меньше отступать от принципа постоянства мощности пласта, в таких участках весьма существенно отличаются от действительности (рис. 3), что достаточно часто обнаруживается при детализации исследований в несоответствии фактических разрезов скважин проектным.

Искажения в процессе деформации исходных нормальных мощностей слоев, свойственные и структурам простого сдвига, в случаях пересечения последних могут быть еще более значительными. На участках и областях таких пересечений необходимо с особой осторожностью подходить к построениям, основывающимся на анализе распределения мощностей отложений. Закрывая глаза на искажения мощностей, обусловленные деформацией, в моделях, представленных на рис. 2, можно выделить в них интрагеосинклинальные и интрагеоантиклинальные участки, нарисовать сложную картину вертикальных колебательных движений, смещений осей прогибов и поднятий и т.д., тогда как на самом деле в этих моделях отражены пересечения двух простых гармонических складчатых структур со сравнительно небольшими амплитудами складок. Для повышения достоверности экстраполяций разрезов участков неоднократного проявления складчатости на глубину необходимо обеспечить геологов атласом моделей, достаточно полно отражающим многообразие вариаций складчатых структур простого сдвига и структур, возникающих при их пересечениях. Располагая таким атласом, геологи смогут опознавать в наблюдаемых приповерх-

ностных частях разрезов фрагменты тех или иных моделей и, целеустремленно детализируя наблюдения, выбирать модель, наиболее близко соответствующую действительному строению разреза на глубине. В дальнейшем возможно введение материала такого атласа в память ЭВМ и выделение ею соответствующего варианта разреза по достоверным данным о строении его приповерхностной части.

Разумеется, получаемые нами модели идеальны. В них не учитываются возможные различия механических свойств слоев, слагающих деформированную толщу. Однако они дают возможность объяснить особенности поведения слоев повышенной жесткости, вмещаемых пластически деформируемой толщей. На каждом этапе деформации эти слои (и только они!) испытывают продольное сжатие на участках увеличения мощности пластических слоев и продольное растягивание на участках ее уменьшения. На одних возникают складки продольного изгиба (рис. 4,а) или будинаж сплющивания, на других – будинаж растяжения (рис. 4,б). Уже в течение первого этапа возможна смена сжатия растяжением (при дальнейшем развитии деформации, представленной на рис. 4,а). Наложение сдвиговых смещений иной ориентировки создает возможность весьма многообразных преобразований формы и положения жестких слоев или их элементов.

1. Миллер Ю.В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм // Геотектоника, 1976. – № 6. – С. 99-108.
2. Плотников Л.М. Графоаналитическое исследование тектонических структур // Изучение тектонических структур. – Л.: Недра, 1984. – С. 236-254.

УДК 551.24.035+551.24.02+551.243

Д.Н.Осокина

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта АН СССР, Москва

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ СМЕЩЕНИЙ ПО РАЗРЫВАМ С ПОЛЯМИ НАПРЯЖЕНИЙ И ВТОРИЧНОЕ РАЗРЫВООБРАЗОВАНИЕ

Теоретически исследованы закономерности строения поля напряжений в окрестностях плоского разрыва с трением между берегами, а также их зависимость от характеристик поля напряжений и разрыва. На их основе разработана схема вторичного разрывообразования в зоне активного разлома, прогнозирующая расположение и форму областей с различными типами вторичных нарушений и ориентацию последних. Рассмотрены иерархические свойства тектонического поля напряжений, способ разделения полей различных рангов и связи между характеристиками этих полей. Исследованы величины смещения берегов разрыва

© Д.Н.Осокина, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектоника. Киев, 1991.

(снятого напряжения) для двух- и трехмерного полей напряжений. Показано, что они существенно зависят от ориентации плоскости разрыва, типа исходного поля, коэффициента трения k, и при равных размерах разрывов могут изменяться в сотни раз. Максимальное смещение берегов разрывов достигается на плоскостях, составляющих с осью сжатия углы α, величина которых меньше 45° и зависит от величины k. По этим же плоскостям должно происходить разрушение массива скалыванием.

Деформации коры, формирование тектонических структур и месторождений полезных ископаемых, размещение очагов землетрясений определяются в значительной мере напряжениями в массиве и смещениями по разрывам. Поэтому изучение обеих характеристик участков коры и взаимосвязей между ними нужно для тектонофизики, разведочной геологии и физики очага. В работе рассмотрены три аспекта этих взаимосвязей.

I. Исследование строения поля напряжений и прогноз вторичных нарушений около разрывов с трением между берегами. Эти исследования проводились в ИФЗ АН СССР ранее с помощью моделирования [1, 2 и др.], а затем на основе теоретических расчетов [3 и др.].

Рассматривалась двухмерная задача теории упругости о равновесии плоскости, ослабленной сдвиговым (в механическом смысле) разрывом длиной $2l$. Принималось, что берега разрыва сомкнуты и взаимодействуют по закону сухого трения Кулона – Мора, начало координат совпадает с серединой разрыва, ось x – с линией разрыва. Задавались главные напряжения на бесконечности σ_1^0 и σ_2^0 ($\sigma_1^0 > \sigma_2^0$), коэффициент трения k и угол α, который ось сжатия исходного поля составляет с разрывом. На основе решения задачи были построены и исследованы картины изолиний: касательных и нормальных напряжений (τ_{max}, τ_{xy}, σ_1, σ_2, σ_x, σ_y), траекторий главных напряжений, параметров Лоде–Надаи μ_σ и эквивалентных напряжений по Мору σ_y. Изучена зависимость этих картин от ориентации разрыва (угла α), типа внешнего поля напряжений (параметра нагрузки $\beta^0 = \frac{\sigma_1^0 + \sigma_2^0}{\sigma_1^0 - \sigma_2^0}$) и коэффициента трения k [3]. На рис. 1 показаны поля напряжений τ_{max}, σ_1, σ_2 и траектории главных напряжений вблизи разрыва на примере варианта задачи, близкого к натурным условиям.

Анализ полученных результатов позволяет охарактеризовать закономерности строения локального поля напряжений в окрестностях разрыва с трением между берегами. Отметим некоторые из них [3]: 1) поле напряжений при введении безразмерных координат и напряжений не зависит от длины разрыва и величины напряжения $\tau_{max}^0 = \frac{\sigma_1^0 - \sigma_2^0}{2}$, 2) тензор напряжений представляет сумму двух частей: постоянной, описывающей исходное поле, и переменной, обусловленной наличием разрыва; эта переменная часть связана только с одним параметром γ, равным падению напряжения на разрыве $\Delta\tau = \tau_{xy}^0 - \tau_{xy}$; 3) величина

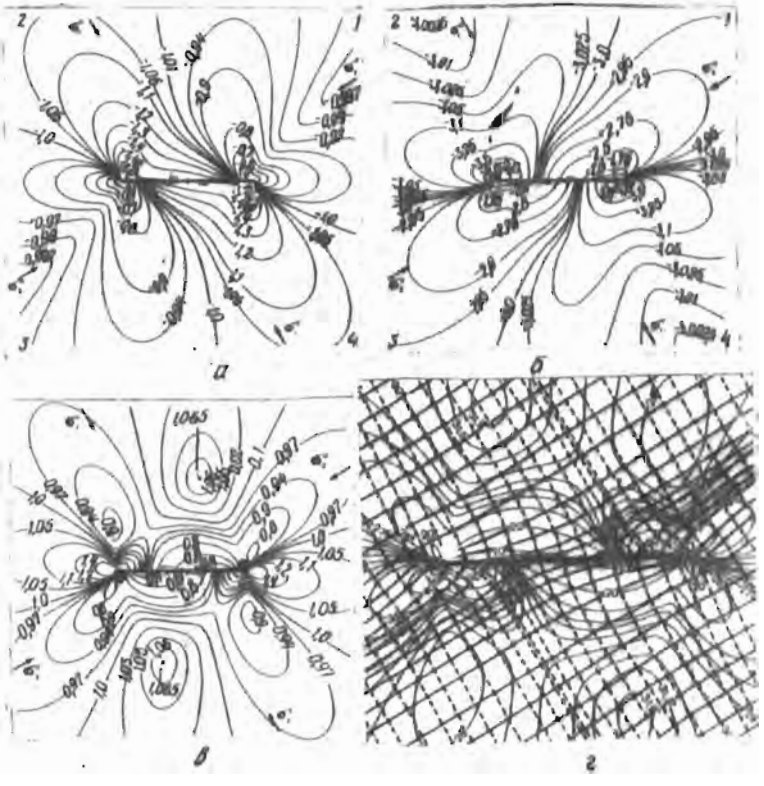


Рис. 1. Строение поля напряжений в окрестностях разрыва с трением между берегами. Случай исходного поля двуосного сжатия ($\sigma_1^0 = -1$, $\sigma_2^0 = -3$, $\rho^* = 2$), $\alpha = 30^0$; $k = 0,1$; $\Delta\tau / \tau_{max}^0 = 0,716$:
а-в – изолинии напряжений σ_y (а), σ_2 (б) и $|\tau_{max}|$ (в); г – траектории главных напряжений σ_1 и σ_3. Римские цифры на рис.1, а,б – номера секторов; 1 – оси σ_1, 2 – оси σ_2, 3 – изолинии углов α_2, составляемых осями σ_2 локального поля с осью x (с линией разрыва), цифры – величины углов α_2;
– – – – 1; ——— 2; ——— 3

Δr прямо пропорциональна относительному смещению берегов разрыва ΔU_x, поэтому искажения исходного поля возникают при наличии подвижки по разрыву и могут служить признаком ее существования;
4) траектории главных напряжений вблизи разрыва разделяются на два потока; в одном потоке оси σ_2 стремятся подойти к разрыву по нормали к нему, в другом – близки к направлению вектора смещения

берегов; 5) в различных крыльях активного разрыва локальные поля напряжений, как правило, различны; переход через разрыв вызывает скачкообразное изменение напряжений, их величин и индексации осей[1]; 6) картины изолиний главных напряжений σ_1 (или σ_3) могут быть разделены на четыре сектора: два сектора условного растяжения (1 и 3) и два сектора условного сжатия (2 и 4), первые являются областями "усиления сжатия", вторые – областями "ослабления сжатия" по сравнению с исходным полем; если внешнее поле – двуосное или одноосное сжатие, то напряжения σ_2 в обеих парах секторов – только сжимающие. Напряжения σ_1 в секторах сжатия только сжимающие, а в секторах растяжения вблизи концов разрыва обязательно возникают области растягивающих напряжений; 7) нормальные напряжения σ_n на линии разрыва не возмущаются наличием разрыва; 8) величина коэффициента Лоде – Надаи μ_σ в зоне разрыва существенно изменяется, особенно сильно на самом разрыве, где она осциллирует между +1 и -1 [3].

На основе объединения полученных с помощью расчета траекторий главных напряжений и изолиний их величин, а также с использованием приема наложения третьего главного напряжения и гипотезы прочности Мора проведена разработка теоретической схемы прогноза вторичных сколовых нарушений в окрестностях активного разрыва [5, с. 26].

Зная главные напряжения двухмерного поля и задавая величину третьего главного напряжения σ_z, будем знать величины всех трех главных напряжений в каждой точке. Тогда мы можем выделить вокруг разрыва области с различной индексацией главных напряжений и различными типами прогнозируемых вторичных нарушений. На рис. 2 показаны четыре варианта схемы вторичных нарушений, полученные на основе того двухмерного поля, которое показано на рис. 1, при четырех значениях напряжения σ_z. Будем считать основной разрыв – сдвигом, плоскость, нормальную к нему, – горизонтальной, тогда возможные вторичные нарушения можно называть сдвигами, надвигами и сбросами.

На рис. 2,а показан случай, когда напряжение σ_z равно нулю. Тогда почти на всей плоскости прогнозируются сопряженные пары надвигов и лишь в малых областях вблизи разрыва – сдвиги. На рис. 2,б σ_z равно величине наименьшего сжатия двухмерного поля. Здесь область вторичных сдвигов занимает сектора условного растяжения, а область вторичных надвигов – сектора сжатия. На рис. 2,в – величина напряжения σ_z немного выше величины наибольшего сжатия

[1] Этот вывод согласуется с наблюдениями Л.А.Сим, В.А.Корчемагина и других авторов в ряде районов [4, 5 и др.].

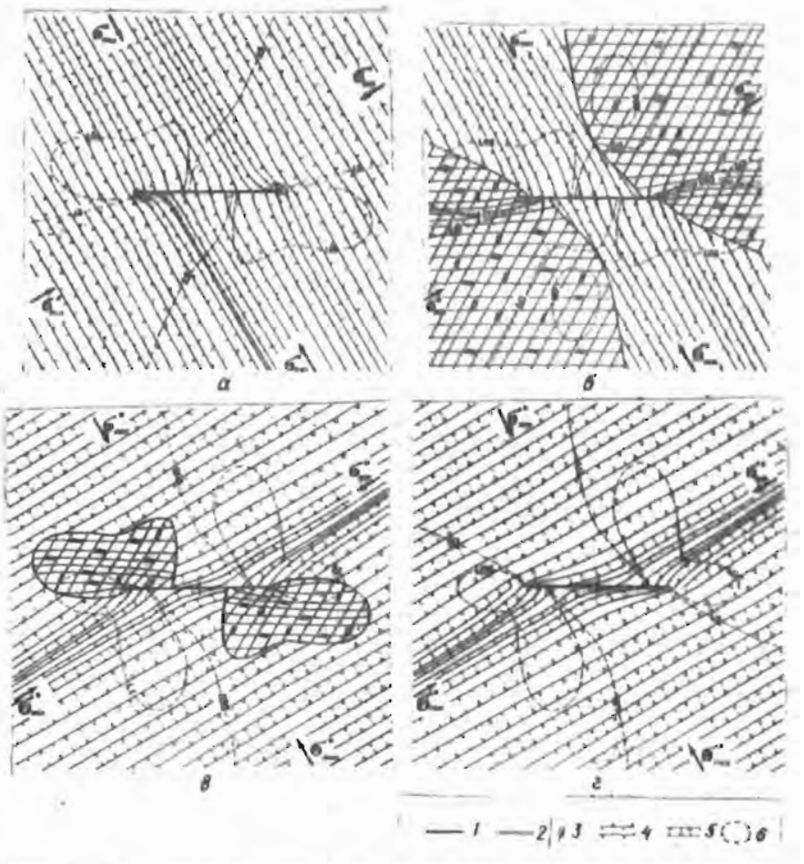


Рис. 2. Теоретическая схема прогноза вторичных нарушений в зоне разрыва, построенная на основе трехмерного поля напряжений. Это поле получено наложением третьего главного напряжения σ_z на двухмерное поле, рассчитанное теоретически для параметров задачи, отвечающих рис. 1 ($\sigma^*_{max} = -1$, $\sigma^*_{min} = -3$, $\rho^* = 2$, $\alpha = 30^0$, $\lambda = 0{,}1$) при четырех различных значениях σ_z. Угол скалывания принят равным 30^0:

а – случай $\sigma_z = 0$; $\sigma^*_I = 0$, $\sigma^*_{II} = -1$, $\sigma^*_{III} = -3$, $\tau^*_{max} = 1{,}5$; "сдвиги" и "надвиги" разделены изолинией $\sigma_{min} = \sigma_z = 0$; б – случай $\sigma_z = -1$: $\sigma^*_I = \sigma^*_{II} = -1$, $\sigma^*_{III} = -3$, $|\tau^*_{max}| = 1{,}0$; "сдвиги" и "надвиги" разделены изолинией $\sigma_{min} = \sigma_z = -1$; в – случай $\sigma_z = -3{,}1$: $\sigma^*_I = -1$, $\sigma^*_{II} = -3$, $\sigma^*_{III} = -3{,}1$; $|\tau^*_{max}| = 1{,}05$; "сбросы" и "сдвиги" разделены изолинией $\sigma_{min} = \sigma_z = -3{,}1$; г – случай $\sigma_z = -9$: $\sigma^*_I = -1$, $\sigma^*_{II} = -3$, $\sigma^*_{III} = -9$, $|\tau^*_{max}| = 4$; 1 – разрыв; 2 – линии, раз-

исходного двухмерного поля. Области сдвигов при этом перемещаются в сектора сжатия, остальную часть обоих секторов занимают сбросы. На рис. 2,г σ_z настолько велико, что оно становится наибольшим сжатием практически во всей зоне разрыва, теперь везде прогнозируются сбросы. Области повышенных напряжений τ_{max} оконтурены пунктиром, их положение зависит от величины σ_z.

Таким образом, мы прогнозируем местоположение, размеры и конфигурацию областей распространения вторичных нарушений различных типов, ориентацию этих нарушений и области повышения напряжений τ_{max}. Все эти особенности картины вторичных нарушений зависят от соотношения трех главных напряжений. Если по натурным данным такие картины будут установлены, то рассмотренные результаты можно использовать для их интерпретации и как составную часть разработки в будущем способа оценки отношений величин главных напряжений.

II. Иерархические свойства тектонических полей напряжений и способ разделения полей различных рангов. В вопросах о физическом смысле полей различных рангов, способах их выделения, взаимосвязях между ними оставалось много неясного. Рассмотренное выше локальное поле разрыва и исходное поле предоставляют собой как раз поля напряжений двух соседних рангов. С этих позиций проведен анализ их свойств, позволяющий ответить на эти вопросы [6 и др.].

1. Показано, что причиной возникновения полей разных рангов является наличие в объеме неоднородностей резко различного размера, а условием их обнаружения – использование различных масштабов осреднения.

2. Отмечено, что смещения по разрывам резко различающихся размеров могут подчиняться полям напряжений различных рангов.

3. Предложен способ количественного разделения полей различных рангов в окрестностях точки. Он состоит в построении графиков зависимости средних значений каких-либо характеристик тензора напряжений от логарифма линейного размера области осреднения a. Пример такого построения показан в [6] для случая наличия в окрестностях точки полей двух рангов: исходного и локального поля разрыва. В этом случае на графике $|\bar{\tau}^{*}_{max} = f(\lg a)|$ возникли две ступени. Если бы на аналогичном графике получилось n ступеней, то число полей разного ранга в окрестности данной точки было бы равно

делящие области с различной индексацией главных напряжений; 3-5 – линии пересечения прогнозируемых поверхностей скалывания с плоскостью xy; 3 – вторичные нарушения, параллельные оси z, вторичные "сдвиги"; 4,5 – вторичные нарушения, секущие плоскость xy наклонно; 4 – вторичные "надвиги"; 5 – вторичные "сбросы"; 6 – изолинии напряжений $|\tau_{max}|$

ρ^*. Появление на таком графике очередной ступени и является критерием перехода поля напряжений на очередной уровень.

4. Рассмотрена взаимосвязь между величинами характеристик полей напряжений соседних рангов. Показано, что значения характеристик поля более низкого ранга оказываются равными среднему значению этих же характеристик поля более высокого ранга [6].

III. Величина подвижки и снятого напряжения на разрыве, их зависимость от поля напряжений и их связь с разрушением массива. Из решения двухмерной задачи о равновесии упругой плоскости, ослабленной "сдвиговым" разрывом, получены выражения для относительного смещения берегов разрыва ΔU_x

$$\Delta U_x = \Delta\varepsilon \frac{1+\kappa}{2\zeta}\sqrt{s^2-x^2} \qquad (1)$$

и для безразмерного относительного смещения его берегов в середине разрыва W_0 [7]. Эта величина W_0 равна безразмерной величине падения напряжений на разрыве $\Delta\tau/\tau^*_{max}$ и зависит от трех параметров: k, ρ^* и α. Условие активности разрыва можно записать в виде

$$W_0 = \frac{\Delta\tau_0}{\tau^*_{max}} = f(k,\rho^*,\alpha) = \sin 2\alpha - k(\rho^* - \cos 2\alpha) > 0. \qquad (2)$$

Анализируя это неравенство, выделяем четыре характерные области изменения параметра нагружения ρ^* [7]. В области I, где $\rho^* \geq \frac{\sqrt{1+k^2}}{k}$ смещений нет при любой ориентации разрыва, это область неактивного поведения разрыва. В области II нормальное напряжение на разрыве σ_n – сжимающее, возможны только сдвиговые смещения. Для нее рассмотрена зависимость величины смещения берегов W_0 от ориентации разрыва, типа исходного поля напряжений и коэффициента трения (рис. 3). Максимальное смещение берегов разрыва W_{0max} достигается в середине интервала активных углов при угле $\alpha_{max} = \frac{1}{2}arctg\frac{1}{k}$. При $k = 0$ $\alpha_{max} = 45^0$. С ростом трения интервал активных углов уменьшается в сторону малых углов, угол α_{max} смещается также. С ростом ρ^* интервал активных углов также уменьшается.

Рассмотрим теперь поведение величин падения напряжений на разрыве и смещения его берегов в случае трехмерного поля напряжений [7]. Будем считать, что условия на берегах остаются такими, как в двухмерной задаче, но что на бесконечности заданы три главных напряжения и разрыв ориентирован произвольно. Известно, что, как и для двухмерной задачи, нормальное напряжение на сдвиговом разрыве σ_n (если оно сжимающее) остается равным своему значению в исходном поле σ_n^*. По формулам теории трехмерного напряженного состояния вычислялась величина падения напряжений на разрыве $\Delta\tau$

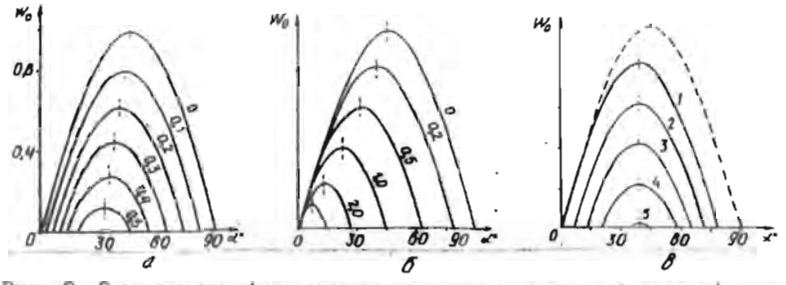


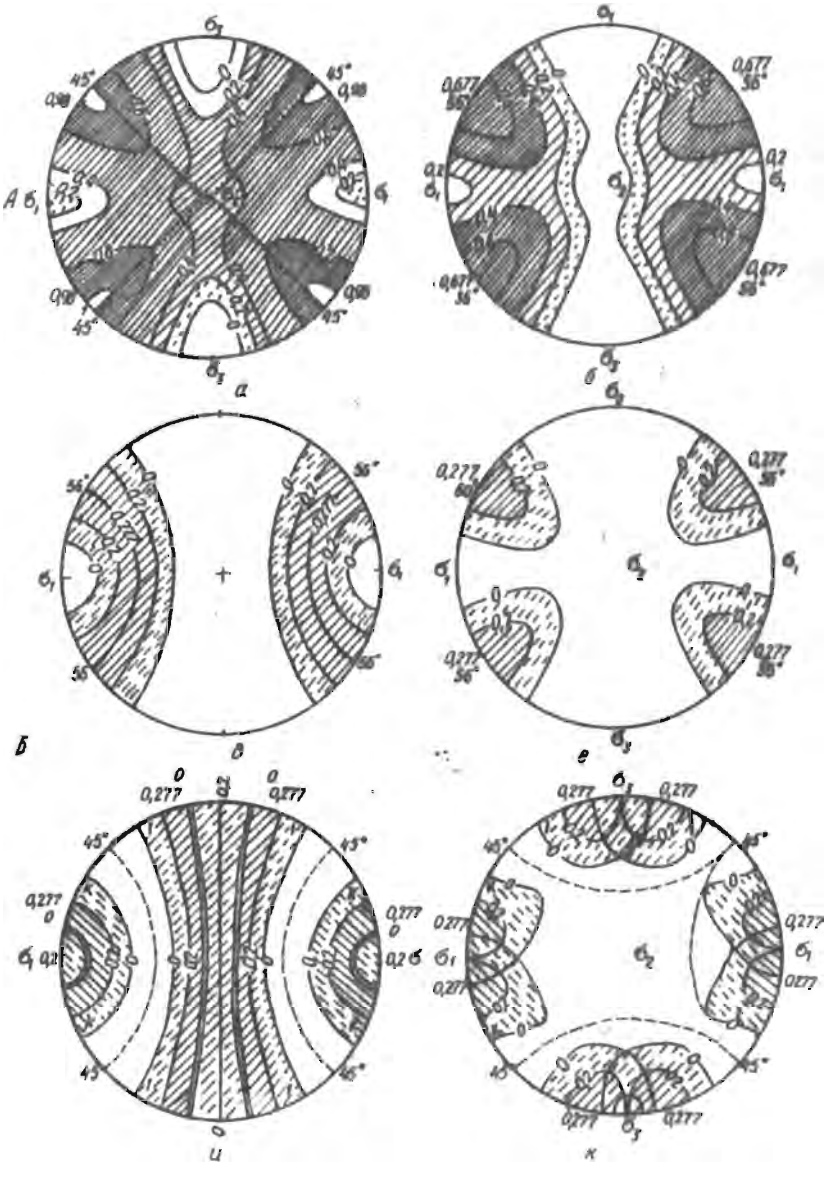
Рис. 3. Зависимость безразмерных величин смещения берегов (снятого напряжения) W_0 от ориентации разрыва, типа двухмерного поля напряжений и коэффициента трения: а, б – кривые $W_0 = W_0(\alpha)$ при $\rho^* = const$ и различных значениях k (цифры около кривых); а – для двуосного сжатия, $\rho^* = 2, \sigma_2^*/\sigma_1^* = 3$; б – для одноосного сжатия, $\rho^* = 1$; в)– кривые $W_0 = W_0(\alpha)$ при постоянном k ($k = 0{,}2$) и различных значениях ρ^* (цифры около кривых). Пунктиром показана кривая $W_0 = W(\alpha)$ для $k = 0$

Эта величина $\Delta\tau$ приводилась к безразмерному виду делением ее на величину τ^*_{max} . Величина безразмерного падения напряжения должна быть равна безразмерному смещению берегов (в центре разрыва) W_0.

Зависимость величин смещений берегов от ориентировки разрыва изображалась на сетке Вульфа. Каждый разрыв изображался точкой выхода нормали. Около точек ставились величины W_0 и проводились их изолинии. Области "неактивных" ориентаций оставлялись незаштрихованными, различная величина W_0 показывалась различной штриховкой. На рис. 4,а показаны стереограммы с изолиниями величин W_0 для трех случаев исходного поля с одинаковыми девиаторами напряжений (с одинаковыми μ_σ) и различным всесторонним сжатием σ_m. Величина k во всех случаях одинакова. С ростом σ_m расширяется область ориентаций разрывов, отвечающих неактивному поведению, резко падает величина смещений, тогда как форма изолиний изменяется мало. На стереограммах имеются два максимума величин W_0 , центры которых лежат в плоскости $\sigma_1\sigma_3$. Отвечающие этим центрам плоскости пересекаются по оси σ_2 и составляют острый угол с осью σ_3.

На рис. 4,Б в верхнем ряду показаны четыре стереограммы, для которых исходное поле имеет различные девиаторы напряжений при близких значениях σ_m и k. С ростом величины μ_σ резко меняется форма изолиний W_0 , тогда как размеры областей неактивного поведения разрывов и значения W_0 изменяются незначительно.

Основываясь на вязкоупругой аналогии, можно результати, полу-


а
б
в
г
д
е
ж
з
и
к

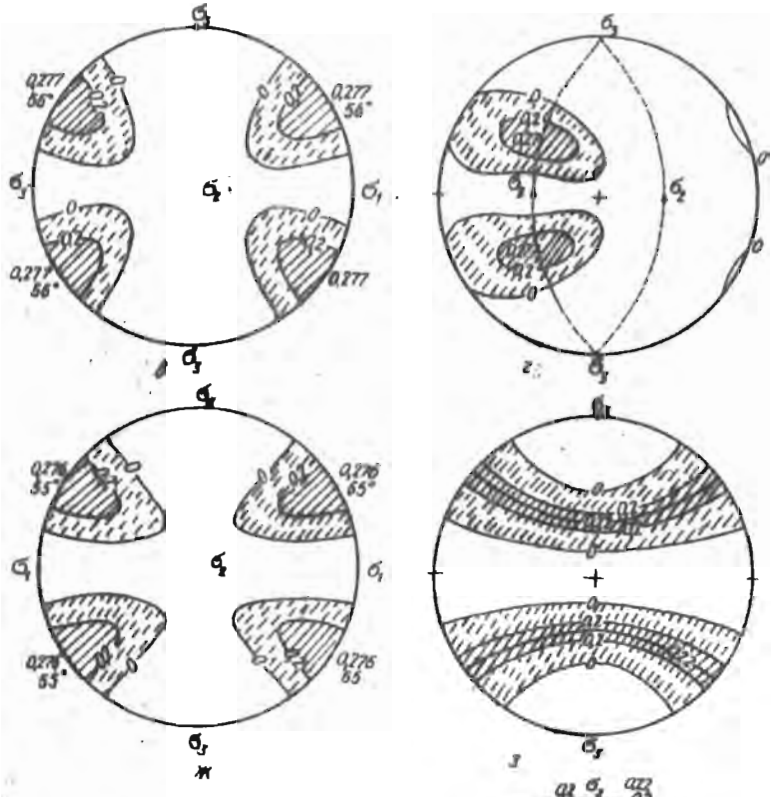


Рис. 4. Безразмерные величины смещения берегов разрыва (падения напряжений на нем) W_θ в случае трехмерного поля напряжений:
А – величины W_θ в зависимости от ориентации разрыва при различном всестороннем сжатии σ_m^* и одинаковых девиаторах напряжений. Стереограммы рассчитаны при значениях $\mu_\theta = 0$ и $f = 0,4$ для следующих параметров исходного поля: а – $\sigma_1^* = 1$, $\sigma_2^* = 0$, $\sigma_3^* = -1$; $\sigma_m = 0$; б – $\sigma_1^* = 0$, $\sigma_2^* = -1$, $\sigma_3^* = -2$; $\sigma_m = -1$; в, г – $\sigma_1^* = -1$, $\sigma_2^* = -2$, $\sigma_3^* = -3$; $\sigma_m = -2$; а–в – при горизонтальном положении осей σ_1 и σ_3; г – стереограмма

рис. 4,в после поворота ее на 45° вокруг оси σ_y. Б – величины W_φ в зависимости от ориентации разрыва и от вида напряженного состояния (верхний ряд) и распределение проекций осей i и k, отвечающих плоскостям разрывов с различной величиной W_φ (нижний ряд). Изолинии нижнего ряда отвечают изолиниям верхнего ряда. Стереограммы рассчитаны для следующих параметров: д, и – $\mu_\sigma = -1$ ($\sigma_1^* = -1$, $\sigma_2^* = -2$, $\sigma_3^* = -3$), $\sigma_m = -2{,}38$, $k = 0{,}4$; е,к – $\mu_\sigma = 0$ ($\sigma_1^* = -1$, $\sigma_2^* = -2$, $\sigma_3^* = -3$), $\sigma_m = -2$, $k = 0{,}4$; ж – $\mu = +0{,}5$ ($\sigma_1^* = -1$, $\sigma_2^* = -1{,}5$, $\sigma_3 = -3$), $\sigma_m = -1{,}83$, $k = 0{,}4$; з,л – $\mu_\sigma = +1$, ($\sigma_1^* = -3$, $\sigma_2^* = -3$, $\sigma_3^* = -5$), $\sigma_m = -3{,}67$; $k = 0{,}2$. Интервалы изменения значений W_φ от 0 до 1 показаны различной штриховкой

ченные для упругой среды, перенести на линейновязкую среду с очень высокими вязкостями, заменив величины W_φ на величины $\dot{W}_\varphi$.

В нижнем ряду на рис. 4,Б показано в изолиниях распределение осей i и k, построенных для разрывов с различными значениями W_φ, отвечающих изолиниям стереограмм верхнего ряда. Двум максимумам величин поднижек W_φ отвечает не один, а два максимума осей i и два максимума осей k. Эти максимумы для каждой из осей частично пересекаются, так что возникают участки пересечения областей выходов осей i (или k) для больших и для малых W_φ.

Рассмотрим полученные результаты с различных точек зрения.

С точки зрения геологии показанные на стереограммах картины изолиний поднижек можно рассматривать как аналог стереографических картин распределения возникающих в массиве трещин по ориентации, полученных многими авторами. Рисунки этих картин изолиний согласуются с результатами Л.М.Расцветаева [4, 5, 7 (библиография) и др.].

С точки зрения физики разрушения отметим следующее. Во-первых, для трехмерного поля углы φ_{max} между плоскостями разрывов, для которых $W_\varphi = W_{\varphi max}$ к осью наибольшего сжатия σ_3 составляют, как и для двуосного сжатия, величины от 10–15 до 40–45°. Этот диапазон углов совпадает с диапазоном углов скалывания горных пород. Во-вторых, выражение для приведенного напряжения в критерии прочности О.Мора ($\tau_{np} = |\tau_n| + f\sigma_n \geq C$), для области нагрузок, для которых $\sigma_n > 0$, точно совпадает по форме с выражением для падения напряжения на разрыве ($\Delta\tau = |\tau_n| - k|\sigma_n|$). Оба эти факта, а также совпадение интервалов значений коэффициентов внутреннего трения f (0,2-3) и коэффициентов кулоновского трения k горных пород позволяет предположить, что характер разрушения горных пород, приближенно отражаемый критерием О.Мора, объясняется тем, что разрушение массива вызывается развитием и объединением трещин или разрывов с максимальным смещением берегов.

Попытаемся дать простое физическое объяснение феноменологической теории прочности О.Мора. Скалывание в горных породах должно развиваться по тем плоскостям, на которых после разрушения будет максимальным падение напряжений или смещение берегов трещин.

При подходе к полученным результатам с точки зрения интерпретации современных движений и сейсмологии следует отметить два момента.

Во-первых, можно ожидать, что наиболее опасными в отношении как медленного, так и быстрого развития разрывов и трещин будут плоскости, для которых η_p максимально, а углы α_{max} близки к 15–40°.

Во-вторых, полученные результаты показывают существенную зависимость смещения берегов разрыва и падения напряжений на нем от ориентации плоскости разрыва, типа исходного поля напряжений и коэффициента трения на берегах. Исходя из этого предполагаем, что сейсмический момент и энергия землетрясения должны существенно зависеть от тех же факторов и при равных размерах разрыва в очаге могут изменяться в десятки раз. Максимальные значения сейсмического момента и энергии землетрясения должны достигаться не на плоскостях касательных напряжений, как считалось ранее, а на плоскостях, на которых в данном поле напряжений достигают максимума величины подвижки и снятого напряжения в очаге при быстрых движениях или скорости смещения берегов разрыва при медленных.

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
2. Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука, 1979. – С. 163–184.
3. Осокина Д.Н., Фридман В.Н. Исследование закономерностей строения поля напряжений в окрестностях сдвигового разрыва с трением между берегами // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука, 1987. – С. 74–119.
4. Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука, 1987.– 184 с.
5. Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. – Киев: Ин-т геофизики АН УССР, 1987. – 251 с.
6. Осокина Д.Н. Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука, 1987. – С. 136–151.
7. Осокина Д.Н. Взаимосвязь смещений по разрывам с тектоническими полями напряжений и некоторые вопросы разрушения горного массива // Там же. – С. 120–135.

УДК 551.24:622.831

А.С.Григорьев, Ю.Л.Ребецкий, И.М.Волович

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта АН СССР, Москва

НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И КИНЕМАТИКА ПОВЕРХНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВБЛИЗИ АКТИВНОГО РАЗЛОМА ФУНДАМЕНТА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ

Исследуется процесс деформирования осадочного слоя постоянной мощности, обусловленный относительными движениями блоков фундамента по разделяющим их разломам. Наибольшее внимание уделяется выявлению таких характеристик механизма образования структуры (расположение зон повышенных напряжений и нарушений сплошности, характер кинематической картины на поверхности и т.д.), которые были бы устойчивы в течение всего процесса и могли бы использоваться в качестве диагностических признаков. В основу анализа положено решение задачи равновесия линейновязкого слоя на жестком основании, разделенном плоской щелью на два полубесконечных блока, а также результаты экспериментов на моделях из глины. Получены поля главных напряжений, а также поля скоростей поверхности и их градиентов для различных направлений относительных смещений блоков, что позволило выявить устойчивые характеристики процесса деформирования и предложить методику интерпретации современных движений в платформенных областях.

Рассмотрим бесконечный слой постоянной толщины из линейновязкого несжимаемого материала, горизонтально расположенный на жестком полупространстве, разделенном плоской узкой щелью на два полубесконечных блока. Предположим, что между слоем и основанием имеет место полное или частичное слипание. Определим напряженное состояние и скорости смещения слоя, обусловленные поступательным движением блоков основания относительно друг друга. Это движение будем считать столь медленным, что состояние слоя можно рассматривать как равновесное. Ограничим время рассмотрения промежутком, при котором перемещения слоя можно считать существенно малыми по сравнению с его мощностью. Верхнюю границу слоя считаем свободной от напряжений, а краевые условия на подошве записываем в скоростях смещений. Условно неподвижную систему отсчета XYZ свяжем с первоначальным положением плоскости контакта слоя с основанием, направив ось Z вдоль следа срединной плоскости щели (рис. 1). Введем углы γ и θ, определяющие направление вектора относительно скорости S_0 (см. рис. 1, схема справа).

Компоненты тензора напряжений и вектора скоростей смещений в любой точке слоя не зависят от Z, хотя задача и является в

© А.С.Григорьев, Ю.Л.Ребецкий, И.М.Волович, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

обычном понимании пространственной. Решение такой задачи, как показано в [1], получается суперпозицией решений бигармонической (см. [2]) и гармонической (см. [3]) краевых задач для полосы $0 \le y \le 1$, $x = 0$, а также задачи равновесия слоя под действием собственного веса. Формулы для напряжений и скоростей смещений в слое получены с использованием преобразований Фурье в [1] и [4]. Их можно записать в виде

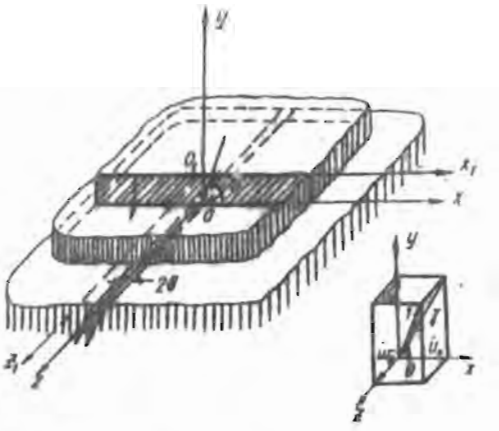


Рис. 1. Схема постановки задачи

$$P_x = \frac{\cos\gamma}{2\pi}\left\{\sin\theta\int_0^\infty \varphi_{11}(\alpha,y)\,T(\alpha)\sin\alpha x\,d\alpha - \cos\theta\int_0^\infty \varphi_{12}(\alpha,y)\,T(\alpha)\cos\alpha x\,d\alpha\right\} - k_1(1-y);$$

$$P_y = \frac{\cos\gamma}{2\pi}\left\{\sin\theta\int_0^\infty \varphi_{21}(\alpha,y)\,T(\alpha)\sin\alpha x\,d\alpha - \cos\theta\int_0^\infty \varphi_{22}(\alpha,y)\,T(\alpha)\cos\alpha x\,d\alpha\right\} - k_1(1-y);$$

$$P_{xy} = \frac{\cos\gamma}{2\pi}\left\{-\sin\theta\int_0^\infty \varphi_{31}(\alpha,y)\,T(\alpha)\cos\alpha x\,d\alpha + \cos\theta\int_0^\infty \varphi_{32}(\alpha,y)\,T(\alpha)\sin\alpha x\,d\alpha\right\};$$

$$P_z = 4{,}5\,(P_x + P_y);$$

$$P_{yz} = -\frac{\sin\gamma}{8\pi\delta}\ln\frac{\left[ch\frac{\pi}{2}(x-\delta)+\cos\frac{\pi}{2}y\right]\left[ch\frac{\pi}{2}(x+\delta)-\cos\frac{\pi}{2}y\right]}{\left[ch\frac{\pi}{2}(x-\delta)-\cos\frac{\pi}{2}y\right]\left[ch\frac{\pi}{2}(x+\delta)+\cos\frac{\pi}{2}y\right]};$$

$$P_{zx} = \frac{\sin\gamma}{8\pi\delta}\left[\operatorname{arctg}\frac{sh\frac{\pi}{2}(x+\delta)}{\sin\frac{\pi}{2}y} - \operatorname{arctg}\frac{sh\frac{\pi}{2}(x-\delta)}{\sin\frac{\pi}{2}y}\right];$$

$$\dot u = \frac{\cos\gamma}{\pi}\left\{-\sin\theta\int_0^\infty \varphi_{41}(\alpha,y)\,\frac{T(\alpha)}{\alpha}\cos\alpha x\,d\alpha + \cos\theta\int_0^\infty \varphi_{42}(\alpha,y)\,\frac{T(\alpha)}{\alpha}\sin\alpha x\,d\alpha\right\}; \qquad (1)$$

$$\dot v = \frac{\cos\gamma}{\pi}\left\{\sin\theta\int_0^\infty \varphi_{51}(\alpha,y)\,\frac{T(\alpha)}{\alpha}\sin\alpha x\,d\alpha - \cos\theta\int_0^\infty \varphi_{52}(\alpha,y)\,\frac{T(\alpha)}{\alpha}\cos\alpha x\,d\alpha\right\};$$

$$\dot w = \frac{\sin\gamma}{\pi}\int_0^\infty \frac{ch\alpha(1-y)}{ch\alpha}\,\frac{T(\alpha)}{\alpha}\sin\alpha x\,d\alpha.$$

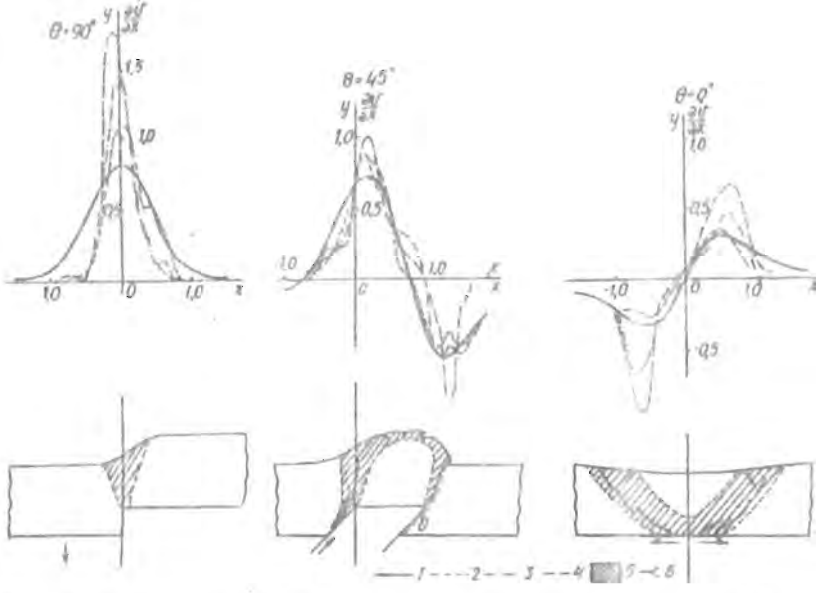


Рис. 2. Соотношение кривых градиентов вертикальных скоростей поверхности в надразломных зонах с областями разрушения в слое и с ориентацией разлома. Условные обозначения: 1 – теоретическая кривая градиентов вертикальной скорости; 2 – кривые градиентов, полученные по данным экспериментов для начальной стадии; 3 и 4 – то же для последующих стадий; 5 – зоны трещиноватости; 6 – крупные разрывы в модели

Здесь x, y, z – координаты, отнесенные к H (мощность слоя); ρ_x, ρ_y, ρ_{xy}, ρ_z, ρ_{yz}, ρ_{zx} – напряжения, отнесенные к величине $\frac{\eta \dot{p} s_0}{H}$, где η – вязкость материала; $\dot{u}$, $\dot{v}$, $\dot{w}$ – безразмерные (отнесенные к $\dot{s}_0$) компоненты вектора скорости смещения; $K_1 = \rho g H^2/(\eta \dot{p} s_0)$, ρ – плотность материала слоя; φ_{ki} $(k = 1, \ldots, 5;\ i = 1,2)$ – известные функции, содержащиеся, например, в [2]. Вид функций $\Gamma(\alpha)$ определяется условиями на подошве слоя. Так, если считать, что имеет место слипание подошвы с блоками основания, а пот между последними заполнен материалом, свойства которого мало отличаются от свойств материала слоя, причем безразмерная ширина шва $2\delta \ll 1$, то можно приближенно принять, что при $y = 0$ и $|x| \leq \delta$ $\dot{u}(x,0) = \cos\theta\cos\gamma \frac{x}{2\delta}$; $\dot{v}(x,0) = \sin\theta\cos\gamma \frac{x}{2\delta}$; $\dot{w}(x,0) = \sin\gamma \frac{x}{2\delta}$, а при $y = 0$ и $|x| > \delta$ $\dot{u}(x,0) = \frac{1}{2}\cos\theta\cos\gamma\ \mathrm{sign}\, x$; $\dot{v}(x,0) = \frac{1}{2}\sin\theta\cos\gamma\ \mathrm{sign}\, x$; $\dot{w}(x,0) = \frac{1}{2}\sin\gamma\ \mathrm{sign}\, x$.

В этом случае $f(\alpha)=\sin\alpha/\sin(\beta)$. Если основание многослоковое, решение может быть получено либо суперпозицией решений, соответствующих единичному разлому, либо по тем же формулам (1) с использованием подходящих функций $f(\alpha)$. Так, если блок конечной ширины $2L$, расположенный между двумя полубесконечными неподвижными блоками, движется относительно них со скоростью ξ_0, то $f(k)=\frac{\sin\beta\sin\alpha\sin(1-\delta)\alpha}{\sin\alpha}$,

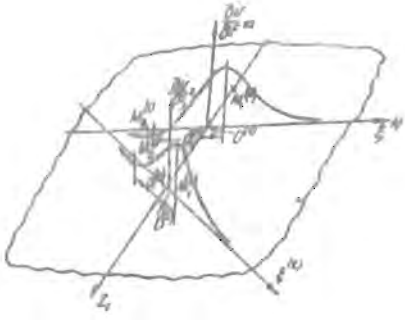


Рис. 3. Горизонтальная составляющая скорости поверхности в направлении оси $2\delta(x)$ и ее производная $\frac{\partial u_1}{\partial t}$

где $\delta=1/N$. Если средний блок неподвижен, а крайние движутся относительно него в разные стороны со скоростями $\xi_0/2$ и $-\xi_0/2$, то $f(\alpha)=\frac{\sin\beta\sin\alpha\cos\delta(2+\delta)\alpha}{\delta\alpha}$ и т.д.

При численной реализации приведенных решений имелось в виду в первую очередь использование результатов в сочетании с экспериментальными данными при интерпретации современных движений земной поверхности в платформенных областях. Основной задачей такой интерпретации является определение по кинематической картине на поверхности расположения и конфигурации зон повышенных напряжений и нарушений сплошности в толще осадочного чехла. Для ряда значений углов γ и θ были рассчитаны компоненты тензоров напряжений, главные нормальные и касательные напряжения, а также эквивалентные по Мору напряжения $\rho_{\theta\kappa\zeta}$. В соответствии с теорией Мора нарушений сплошности типа отрыва следует ожидать в тех областях, где все главные нормальные напряжения положительны, а сколов – там, где главные нормальные напряжения ρ_γ и ρ_ζ имеют разные знаки.

Принципиальная возможность решения этой задачи подтверждается рис. 2, на котором приведены схемы расположения нарушений сплошности для трех случаев плоской деформации слоя: вертикального сброса, сочетания наклонных сброса и взброса, раздвига. Эти схемы сопоставлены с соответствующими кривыми градиентов вертикальной скорости поверхности как теоретическими, отвечающими начальной стадии деформирования, так и экспериментальными для нескольких стадий опытов. Во всех трех случаях наблюдается, во-первых, устойчивость расположения зон повышенных градиентов в ходе деформирования и, во-вторых, соответствие этих зон на поверхности

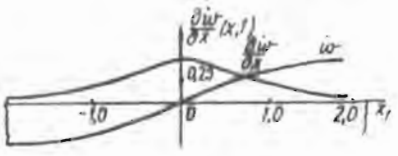


Рис. 4. Схема определения оси Z_1 по кривым производных вертикальной скорости вдоль двух произвольно выбранных направлений $\xi^{(1)}$ и $\xi^{(2)}$

зонам трещиноватости в толще слоя. Более тонкий анализ данных о кинематике дневной поверхности имеет своей целью уточнение положения разломов фундамента и определение всех трех размерных компонент $\dot{U}_0$, $\dot{V}_0$ и $\dot{W}_0$ вектора относительной скорости S_0. При этом имеется в виду, что движения поверхности обусловлены движениями блоков фундамента по разделяющим их разломам, а следы выхода последних на подошву слоя близки к параллельным. В случае единичного разлома кинематическая картина на поверхности должна быть подобна показанной на рис. 3, где приведены типичные кривые производных вертикальной скорости вдоль двух произвольно выбранных направлений $\xi^{(1)}$ и $\xi^{(2)}$.

Такие кривые имеют по две стационарные точки – максимум и минимум. В случае сброса или взброса по вертикальному разлому имеется лишь по одной стационарной точке, притом расположенной в срединной плоскости щели. Линии, соединяющие одноименные стационарные точки на этих кривых, должны быть параллельны друг другу, оси Z и следу разлома. Если частота опроса и точность геодезических измерений такова, что можно измерить величины и координаты экстремумов на кривых градиентов, то этого достаточно для определения положения разлома, величин $\dot{U}_0$ и $\dot{V}_0$ и угла β. Соответствующий алгоритм приводится в [4]. В рамках используемой здесь линейной постановки, движения фундамента вдоль оси Z не отражаются в вертикальных движениях поверхности, поэтому для определения W_0 и угла γ необходимо иметь сведения о поле горизонтальных скоростей. Теоретические кривые составляющей скорости, направленной вдоль оси Z, и ее производной приведены на рис. 4. Следует учитывать, что при переходе к безразмерным величинам при построении графиков на рис. 4 использовалась не величина скорости S_0, а ее проекция на ось Z W_0.

В случаях, когда геологическая и геофизическая информация по изучаемому региону дает основания считать фундамент осадочного чехла системой нескольких блоков, задача интерпретации усложняется. Для ее решения приходится использовать метод последовательных приближений. В первом приближении можно, как это и делается в настоящее время, связывать с наличием активных разломов все высоко

градиентные зоны. Далее следует подбирать скорости блоков и уточнять положение разломов так, чтобы наблюдаемые геодезическими методами скорости поверхности были наилучшим образом согласованы с теоретическими кривыми, получаемыми наложением решений вида (1). Методы решения такого рода задач при интерпретации геофизических полей к настоящему времени достаточно хорошо разработаны.

1. Григорьев А.С., Ребецкий Ю.Л., Волович И.М. Напряженное состояние и кинематика слоя, обусловленные движениями блоков его основания в связи с интерпретацией современных движений // Поля напряжений и деформаций в земной коре. - М.: Наука, 1987. - С. 31-41.
2. Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л., Шахмурадова З.Е. Исследование напряженного состояния, кинематики и развития нарушений сплошности осадочного чехла над активными разломами фундамента при сочетании математического и физического моделирования в условиях плоской деформации // Там же. - С. 31.
3. Ребецкий Ю.Л. Напряженное состояние слоя при продольном горизонтальном сдвиге его фундамента // Там же. - С. 41-57.
4. Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л., Шахмурадова З.Е. Задача о раздвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1987. - № 6. - С. 3-21.

УДК 551.243:24.02

Л.А.Черкашин

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев

ТИПОВОЕ И КОНКРЕТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ

На примере изучения некоторых характерных структур, осложняющих напряженное состояние докембрийских толщ, и реконструкции полей тектонических напряжений в сложных природных рудоконтролирующих структурах обосновывается целесообразность сочетания приемов типового и конкретного моделирования. Приводятся данные о напряженном состоянии складок при продольном сжатии, полученные на неоднородно-слоистых моделях с нарушенными и ненарушенными контактами при малых упругих деформациях. С помощью типизации парных систем разрывов по форме и видам сочетаний рассматриваются особенности распределения локальных аномалий поля тектонических напряжений, являющихся потенциальными очагами образования оперяющих структур в прилегающих блоках. Дается описание типов тектонофизических позиций месторождений и рудных залежей, выделенных по результатам моделирования конкретных докембрийских рудоконтролирующих структур.

Физическое моделирование традиционно ориентировано на изучение кинематики и динамики наиболее распространенных тектонических

© Л.А.Черкашин, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

структур на принципиальном, качественном уровне и по сути является типовым. К типовым в значительной мере можно отнести также те модели, которые построены на основе геометризации, схематизации природных структур с использованием определенных предоставлений об их генезисе. Однако данных типового моделирования часто недостаточно для оценки тектонофизических условий локализации оруденения и его прогнозирования. В то же время моделирование конкретных рудоконтролирующих структур является новым, развивающимся направлением экспериментальной тектоники и представляет собой наиболее сложный вид исследований. При изучении рудоконтролирующих структур целесообразно сочетать эти два подхода.

Типовое моделирование. С помощью модифицированной методики поляризационно-оптического моделирования [4] на желатин-глицериновых студнях были изучены некоторые наиболее характерные структуры, осложняющие напряженное состояние докембрийских толщ. Работы проводились с учетом теоретических требований, предъявляемых к первому и второму видам экспериментов на оптически активных материалах, по М.В.Гзовскому [3].

Складки играют важную роль в строении многих рудных месторождений и всегда были объектом пристального внимания геологов. Интересно, что методами экспериментальной тектоники, в том числе оптическим, изучались в основном напряжения и деформации при складкообразовании (Г.Клоос, Е.Хилле, Дж.Кюри, А.И.Чередниченко, М.В.Гзовский, И.В.Лучицкий, П.М.Бондаренко и др.). Мы сосредоточили внимание на рассмотрении напряженного состояния заданных многослойных складок при продольном сжатии. Такой подход при работе на упругих желатиновых студнях более корректен с теоретической точки зрения (задаваемые в моделях деформации не превышали 1-2 %) и с точки зрения соответствия природным условиям нахождения складок. По нашим данным, продольное растяжение в замках и сжатие в ядрах, сопровождаемое расслоением [7], возникает в шарнирах многослойных складок только при скольжении между слоями. На крыльях таких складок касательные напряжения возрастают лишь в менее упругих слоях. При равной упругости слоев напряжения на крыльях снижаются. На моделях складок без скольжения реконструирована иная картина распределения касательных напряжений, обнаруживающая, однако, все необходимые предпосылки для возникновения послойных срывов. В шарнирах таких складок более упругие слои почти на всю толщину (за исключением средней части) испытывают действие повышенных напряжений и поперечное растяжение, а менее упругие - их снижение и двуосное сжатие. На крыльях складок без скольжения контакты разноупругих слоев находятся в условиях контрастного на-

пряженного состояния за счет повышения касательных напряжений в менее упругих слоях и снижения – в более упругих.

Для многих типов эндогенного оруденения докембрийских щитов главными рудоконтролирующими структурами являются разрывные нарушения. Особенности напряженного состояния массивов горных пород в присутствии разрывов анализировались М.В.Гзовским, Д.Н.Осокиной, Н.Ю.Цветковой, С.С.Стояновым и многими другими исследователями. С целью дополнения имеющихся данных была предпринята попытка типизации разрывов по форме и видам сочетаний, которая учитывала бы особенности распределения локальных аномалий поля тектонических напряжений, являющихся очагами образования оперяющих структур. За основу взято два типа элементарных одиночных разрывов – плоские (П) и волнистые (В) – и четыре типа систем разрывов – непересекающиеся, в том числе параллельные (Пр), непараллельные (Нп) и сопряженные (Сп), а также пересекающиеся (Пс). В каждом типе, за исключением Пр-систем, выделено три вида сочетаний элементарных разрывов – параллельные плоские (ПрП), параллельные волнистые (ПрВ), непараллельные плоские (НпП), непараллельные плоские и волнистые (НпПВ) и т.д.

Изучение распределения локальных максимумов и минимумов напряжений вокруг различных видов парных сочетаний разрывов при продольном, поперечном и диагональном сжатии показало, что пространственное положение локальных максимумов касательных напряжений не меняется только в ПрВ-системах и симметричных разновидностях НпВ и НпПВ-систем. В других системах местоположение локальных максимумов зависит от ориентировки внешнего сжатия, изменение которой может приводить к замещению локальных максимумов напряжений на минимумы (например, в клиновидных СпП-СпВ- и СпПВ-системах). Для практической геологии, часто нацеленной на поиски оперяющих структур в непосредственной близости от основного разлома, может представлять интерес возможность "отрыва" локальной аномалии поля напряжений от шва разрыва и ее перемещения внутрь блока горных пород (в НпВ-, НпПВ-системах). Важно также учитывать, что участки приоткрывания швов разрывов и участки растяжения в крыльях не всегда сопряжены между собой. При диагональном сжатии местоположение локальных аномалий напряжений даже в простейших парных системах разрывов сложным образом зависит от угла между направлением сжатия и разрывами. При моделировании сложных систем разрывов, контролирующих докембрийские рудные поля и месторождения, выявлены случаи значительного отклонения от типовых схем, что вынуждает обращаться к конкретному моделированию, если ставится задача прогнозирования.

Конкретное моделирование. В результате многочисленных экспериментов и совместного анализа результатов моделирования конкретных разрывных рудоконтролирующих структур докембрия, типового моделирования и геологических данных выделены типы тектонофизических позиций месторождений и рудных залежей, используемые при прогнозировании. Позиции месторождений в структурах рудных полей насчитывают два типа и несколько подтипов, в зависимости от сочетания локальных условий сжатия и растяжения с участками аномально низких и аномально высоких касательных напряжений и высокоградиентными участками полей внутри блоков и вдоль разломов. Позиции рудных залежей в структурах месторождений представлены четырьмя типами в зависимости от того, какие виды корреляционных связей оруденения и напряжений наблюдаются при моделировании структурных планов и разрезов. Первые три типа тектонофизических позиций (локальные участки повышения касательных напряжений в плане и на разрезах, повышения напряжений в плане и понижения – на разрезах, понижения напряжений в плане и повышения – на разрезах) благоприятны для образования "активных" структурных ловушек. Четвертый тип (локальные участки понижения напряжений в плане и на разрезах в условиях сжатия) отнесен к разряду "пассивных" структурных ловушек.

На примере одного из участков докембрийских натриевых метасоматитов рассмотрено напряженное состояние массива горных пород в присутствии упругих неоднородностей. Изученный участок расположен среди гранитоидов в зоне, представленной мощным тектоническим швом – надвигом. По гранитоидам в лежачем крыле наблюдается широкое развитие линейных и объемных катаклазитов. По катаклазитам сформировались полого залегающая и две крутопадающие зоны метасоматоза, вмещающие акцессорную рудную минерализацию.

Моделирование участка проводилось в нескольких структурных сечениях – по серии поперечных и продольных разрезов и в плане. Внешнее сжатие было ориентировано вкрест простирания главного тектонического шва. В качестве источника возмущений поля тектонических напряжений была принята упругая неоднородность среды развития метасоматитов и рудной минерализации. По геологическим данным, эта неоднородность обусловлена в основном неравномерно развитыми во вмещающих породах катаклазитами (относительное снижение упругих свойств) и видоизменялась при образовании метасоматитов (повышение упругих свойств), повторном катаклазе и накоплении рудной минерализации. Все эти преобразования отразились, как показали результаты моделирования и их обработки на ЭВМ, на характеристиках полей тектонических напряжений.

Результаты экспериментов показали, что интенсивность проявления рудной минерализации коррелирует с величиной касательных напряжений, реконструированных на моделях. При воспроизведении предрудных зон катаклаза участками пониженной упругости в плане наблюдалась положительная корреляция минерализации с напряжениями в области повышенных значений τ – для крутопадающих зон и отрицательная корреляция в области пониженных и средних значений τ – для полого залегающей зоны. На поперечных разрезах крутопадающих зон наблюдалась положительная корреляция в области повышенных значений τ. На продольных разрезах крутопадающих зон наблюдалась отрицательная корреляция рудной минерализации с напряжениями в области средних значений τ. Раздельный анализ поведения рудной минерализации для выделенных на этом участке основного и более позднего этапов ее накопления [2] показал, что основной вклад в указанные корреляционные связи внесли процессы более позднего накопления. При моделировании на поперечных разрезах фактически наблюдаемых соотношений упругих свойств вмещающих гранитов и метасоматитов (последние более упруги) обнаружено явление "инверсии" тектонофизических условий на участках скопления акцессорной рудной минерализации – смена "синрудных" повышенных напряжений на "поотрудные" аномально низкие.

Объемная интерпретация данных моделирования участка по трем взаимно перпендикулярным сечениям показала, что накопление рудной минерализации протекало, по-видимому, в неоднородных тектонофизических условиях: в крутопадающих зонах катаклаза – в условиях сдвиго-взброса, в пологозалегающей – в условиях надвига. Последующее сохранение рудных концентраций могло быть связано с их нахождением в локальных "инверсионных" участках аномально низких касательных напряжений.

1. Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях.–Новосибирск: Наука, 1976. – 119 с.
2. Гаврусевич И.Б., Лапуста В.Ф., Черкашин Л.А. Связь изотопно-геохимических характеристик натриевых метасоматитов докембрия с тектоническими напряжениями // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1986. – № 4. – С. 3–6.
3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
4. Черкашин Л.А. Поляризационно-оптический метод моделирования рудоносных структур докембрия // Методы изучения докембрийских рудоносных структур и площадей. – Киев, 1984. – С. 28–37.

УДК 551.24.02 + 551.243

С.А.Борняков

Институт земной коры СО АН СССР, Иркутск

ДИНАМИКА СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ РАСТЯЖЕНИЯ

Излагаются основные результаты моделирования структур растяжения в однослойных моделях. Большинство экспериментов проведено при ортогональном растяжении, в части экспериментов использовалось косое растяжение под углами 60 и 30°. Изучалась динамика развития структур, сделаны оценки важнейших параметров.

В статье приводятся результаты моделирования структур растяжения в однослойных моделях. Моделирование проводилось с целью изучения динамики развития этих структур, оценки их ширины, длительности формирования, выяснения характера распределения деформаций в их пределах.

Условия подобия, модельный материал и техника проведения экспериментов аналогичны описанным [4]. Большая часть экспериментов проведена при ортогональном положении вектора растяжения по отношению к простиранию формирующейся структуры. В отдельных случаях использовано косое растяжение под углами 60 и 30°.

Процесс формирования структуры растяжения подразделяется на две стадии: пликативную и пликативно-дизъюнктивную [4]. В рамках первой стадии модель утоняется пластически с образованием линейного прогиба, простирание которого повторяет линию стыковки штампов. В рамках второй стадии развивается деструктивный процесс, локализованный главным образом в двух линейных зонах, расположенных по периферии прогиба (рис. 1). Зону, пространственно совмещенную с подвижным штампом, мы именуем деструктивной зоной активного крыла, а зону, находящуюся над неподвижным штампом, соответственно - деструктивной зоной пассивного крыла. Динамика структурного развития последней схематично показана на рис. 2.

По мере разрастания разрывов во всех экспериментах отмечается миграция активности деструктивного процесса. Каждый последующий приводит к формированию ступенчатой структуры крыльев (рис.2). Деструктивный процесс заканчивается образованием магистрального разрыва - сброса, по которому происходит проседание центрального блока.

Деструктивные зоны активного и пассивного крыльев отличаются по деталям строения, ширине и длительности развития. Как правило,

© С.А.Борняков, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

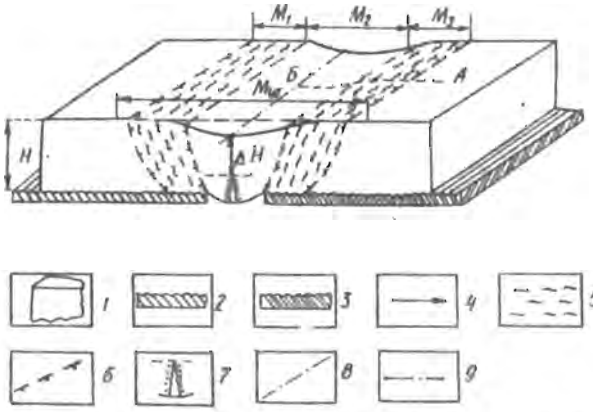


Рис. 1. Основные элементы структуры растяжения в модели и их параметры: 1 – модель; 2 – неподвижный и 3 –подвижный штампы; 4 – направление перемещения штампа; 5 – деструктивная зона; 6 – ее границы; 7 – трещина растяжения, инициируемая раздвигающимися штампами; 8 – осевая линия прогиба; 9 – профиль А–Б, в пределах которого проводились замеры накопленных деформаций удлинения E_1; $M_ш$ – ширина прогиба; M_1 – ширина деструктивной зоны пассивного крыла; M_2 – ширина грабена (центрального опущенного блока); M_3 – ширина деструктивной зоны активного крыла

магистральный сброс в пассивном крыле завершает свое развитие раньше и имеет двух- или трехступенчатое строение. Каждая ближе стоящая к грабену ступень является более молодой по отношению к внешней. В активном крыле образование магистрального сброса может существенно запаздывать, и он чаще всего имеет одно- и двухступенчатое строение.

Переменными параметрами являлись H, ρ, ν и ориентировка вектора растяжения σ. Эксперименты показали, что изменение толщин модели не вносит каких-либо принципиальных изменений в качественную картину внутреннего строения структур растяжения, тогда как вариации ρ и ν имеют весьма ощутимые последствия. Наиболее "геологичные" структуры, очень схожие по морфологии со структурами известных рифтовых зон, получаются в моделях малой вязкости (10^4 Па·с), деформированных при средней скорости (10^{-4} м/с). Повышение вязкости модели и снижение или повышение скорости деформирования удаляет нас от сходства с природной картиной.

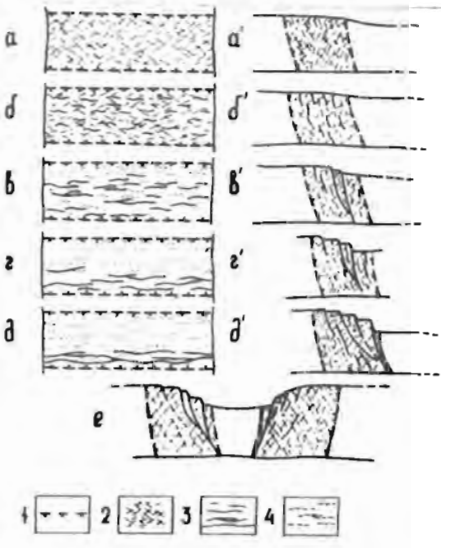


Рис. 2. Динамика развития деструктивной зоны:
а – д – вид деструктивной зоны в разные стадии развития на верхней поверхности модели; *а' – д'*, *е* – то же на боковой поверхности модели; 1 – граница деструктивной зоны; 2 – сопряженные сколы первичной трещиноватости; 3 – вторая генерация разрывов активных и 4 – утративших активность

Кроме качественных наблюдений за развитием структур растяжения по замерам, сделанным в моделях, оценивалась ширина каждой из выделенных структурных зон, а именно: ширина деструктивных зон в пассивном M_1 и активном M_3 крыльях и ширина грабена M_2. Оценки предоставлены в виде уравнений множественной корреляции:

$M_1 = 1{,}03\,H + 0{,}0112\,\dot{\varepsilon} + 0{,}0047\,\eta V - 0{,}017;$
$r = 0{,}85.$

$M_3 = 1{,}43\,H + 0{,}0120\,\dot{\varepsilon} + 0{,}0025\,\eta V - 0{,}042;$
$r = 0{,}86.$

Из приведенных уравнений видно, что ширина деструктивных зон в основном определяется толщиной разрушаемого слоя H. Вязкость η и скорость деформирования $\dot{\varepsilon}$ тоже вносят вклад в параметр ширины, но существенно меньший.

Ширина грабена M_2 оценена нами на полуколичественном уровне, поскольку рассчитанное для этого параметра уравнение множественной регрессии имеет низкий коэффициент корреляции и здесь не приводится. Можно только констатировать, что M_2 соизмерима с толщиной разрушаемого слоя H. В случае прогрессирующего уменьшения толщины слоя в ходе деформационного процесса может формироваться система вложенных друг в друга грабенов, при этом латеральные размеры каждого нового более узкого грабена будут находиться в соответствии с новообразованной величиной H.

Кроме перечисленных оценок ширины зон, по методике А.В.Михайловой /3/ изучалось распределение деформаций удлинения E_1 вкрест простирания структур растяжения в пределах активного крыла по профилю А-Б (см. рис. 1). Представленные деформационные кривые (рис. 3) получены по результатам четырех экспериментов. Кривая I получена из модели вязкостью 10^4 Па·с, деформированной

при скорости 10^{-5} м/с (Н во всех экспериментах постоянна). Видно, что максимальные значения деформации удлинения приурочены к деструктивной зоне. По мере приближения к грабену деформации удлинения резко уменьшаются, и за пределами магистрального сброса нередко происходит смена типа деформаций с растягивающих на сжимающие. Вероятно, это является следствием изгибовых деформаций поверхностных горизонтов модели в пределах опускающегося центрального блока.

Кривая II получена по результатам замеров на модели с $\eta = 10^4$ Па·с, деформированной при $V = 10^{-3}$ м/с. Как и в предыдущем случае, максимальные деформации удлинения фиксируются в плече структуры растяжения в деструктивной зоне. В пределах центрального блока также фиксируется растяжение, однако накопленные деформации остаются существенно ниже таковых в деструктивной зоне. Увеличение вязкости на несколько порядков не вносит принципиальных изменений в качественную картину распределения деформаций, изменяются лишь их количественные показатели. Аналогичное распределение деформаций в структурах отмечалось С.С.Стояновым (устное сообщение) и другими исследователями [2].

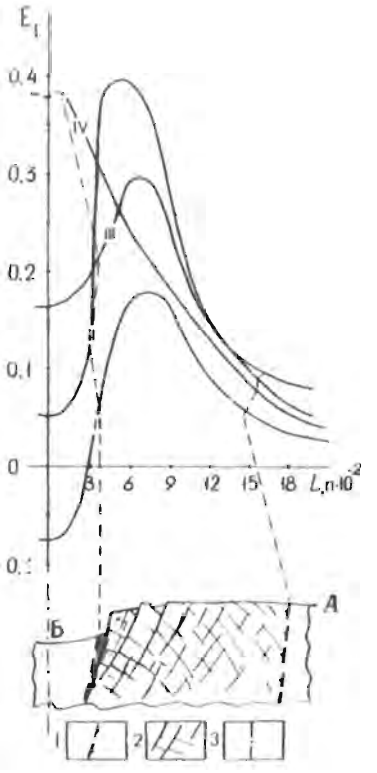


Рис. 3. График распределения деформаций удлинения E_1 вкрест простирания структуры растяжения по профилю А-Б. Пояснение индексов I-IУ дано в тексте: 1 – граница деструктивной зоны; 2 – системы разрывов в деструктивной зоне; 3 – осевая линия центрального опущенного блока

Кривая IУ отражает характер распределения деформаций удлинения по тестовому профилю в моделях, осложненных трещиной в их основании (см. рис. 1). Рост трещины снизу вверх постепенно сокращает рабочую толщину модели $4H$, которая, как было показано выше,

определяет ширину области, вовлеченную в структурообразование. По мере прогрессирующего уменьшения ΔH деформационный процесс на поверхности модели постепенно стягивается во все более узкую зону. Кривая IV отражает динамику накопления деформации удлинения при такой направленности течения процесса.

Для оценки длительности развития структур растяжения во всех экспериментах фиксировалась длительность пликативной и дизъюнктивно-пликативной стадий.

Кроме того, в рамках дизъюнктивно-пликативной стадии фиксировалось время появления разрывов длиной $\ell_1 \sim 1/2$ H и $\ell_2 \sim$ H. Общая длительность процесса развития структуры растяжения, измеряемая интервалом времени от момента приложения к модели нагрузки до момента появления магистральных сбросов, определяется, как показали эксперименты, в основном скоростью деформирования. Если рассматривать длительность отдельных стадий и этапов в процентном отношении, то длительность пликативной стадии составляет при медленной скорости 25–30 % общей длительности процесса, а при высокой – до 40 % и более. Разрывы длиной $\ell_1 \sim 1/2$ H при низких скоростях деформирования появляются раньше, чем при высоких (55–60 и 65–70 % общей длительности процесса). Аналогичная тенденция отмечается и для разрывов длиной $\ell_2 \sim$ H (70–75 и 75–80 % соответственно). Из приведенных временны́х оценок видно, что большая часть общей длительности процесса (до 80 %) формирования структуры растяжения тратится на пликативную стадию и часть дизъюнктивно-пликативной, в пределах которой развиваются разрывы длиной, не превышающей H. Основное структурообразование, включающее развитие крупных разрывов, в том числе магистральных, происходит за более короткие интервалы времени (до 20 % общей длительности моделируемого процесса).

Результаты экспериментов позволили сделать следующие выводы [1].

Структуры растяжения, полученные при выбранном способе нагружения модели, состоят из трех структурных элементов: грабена и двух деструктивных зон, расположенных по его периферии. Ширина этих структурных элементов, их внутреннее строение и длительность развития определяются толщиной разрушаемого слоя, его реологией и режимом деформирования. Деструктивные зоны, обрамляющие грабен, несмотря на, казалось бы, идентичность условий деформирования, отличаются по деталям строения, ширине и длительности развития.

1. Борняков С.А. Динамика структурообразования в условиях растяжения (результаты моделирования) // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической реологии. – Киев: Ин-т геофизики АН УССР, 1987. – С. 84–92.

2. Григорьев А.С., Волорович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л., Шахмурадова Е.В. Задача о раздвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1987. – № 6. – С. 3–21.
3. Михайлова А.В. Методика количественной оценки перемещений и напряжений в пластических непрозрачных материалах // Тектонофизика и механические свойства горных пород. – М.: Наука, 1971. – С. 38–48.
4. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). – Новосибирск: Наука, 1983. – 112 с.

УДК 551.243:553.31+551.24.02

Н.Б.Гречишников, Л.А.Черкашин, Т.П.Шевченко

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ДОКЕМБРИЯ ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ, ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

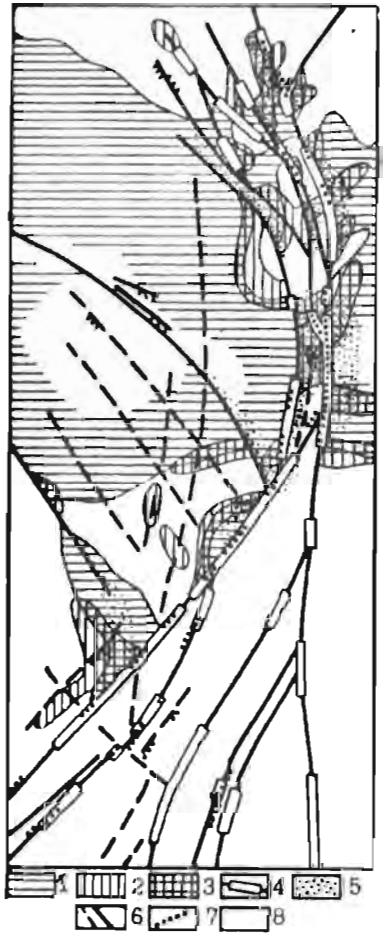
На основе сопоставления геолого-структурных и геофизических данных и результатов оптического моделирования охарактеризованы особенности структурно-тектонического контроля и закономерности пространственного размещения докембрийских щелочных метасоматитов.

Изученные щелочные метасоматиты, представленные рибекит-эгириновыми альбититами и альбитизированными породами, размещаются в пределах массива, сложенного порфиробластовыми, трахитоидными биотитовыми и гранат-биотитовыми гранитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами, чарнокитами и основными породами монцонит-гранитовой формации. Массив обрамляется полями развития биотитовых гнейсов и плагиоклаз-микроклиновых гранат-биотитовых мигматитов.

Положение всей зоны развития щелочных метасоматитов определяется областью пересечения серии субширотных и субмеридиональных разломов; здесь щелочные метасоматиты предоставлены линейно вытянутыми подзонами, приурочивающимися к отдельным зонам разломов различных направлений.

Субмеридиональные зоны разломов размещаются как в экзоконтактовых частях массива, так и внутри него. Развитые в них индивидуализированные разломы представлены совокупностью ветвящихся тектонических швов, сложенных различными тектонитами (милонитами, брекчиями, катаклазитами), переходящими при синкинематической перекристаллизации в бластотектониты. В пределах большинства из этих зон выделяются основные тектонические швы, характеризующиеся значительными мощностью и протяженностью по простиранию, а также

© Н.Б.Гречишников, Л.А.Черкашин, Т.П.Шевченко, 1991
ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.



Результаты оптического моделирования полей тектонических напряжений в субмеридиональной зоне развития щелочных метасоматитов: 1 – площади повышения касательных напряжений; 2 – высокоградиентные участки полей в пределах пониженных напряжений; 3 – то же, в пределах повышенных напряжений; 4 – полосы "скачков" напряжений (контрастного сочетания величин напряжений в смежных крыльях разломов); 5 – локальные участки растяжения; 6 – разломы; 7 – участки натриевого метасоматоза; 8 – площади пониженных касательных напряжений

менее мощны и протяженные разрывные нарушения, оперяющие основные тектонические швы или проходящие параллельно им. В зонах разломов не только тектониты, но и все породы вблизи разрывных нарушений диафторированы. На участках наиболее интенсивного развития тектонически переработанных пород размещаются тела щелочных метасоматитов.

Зоны разломов субширотного простирания прослеживаются в виде серий кулисообразно расположенных разрывных нарушений северного и южного падений под углами 50–60°, выраженных развитием тектонитов и даек основных и ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации. По многим субширотным нарушениям, особенно в местах их пересечений с нарушениями других направлений, устанавливаются тела щелочных метасоматитов.

Зоны разломов северо-восточного и северо-западного простираний также представлены различными типами тектонитов, дайками основных и ультраосновных пород, диафторитами и телами метасоматитами.

Положение отдельных участков развития [illegible] щелочных

метасоматитов в пределах подзон определяется следующими типами сочетаний структурных элементов: 1) сопряжениями оперяющих разрывных нарушений с основными ветвями разломов в местах изгиба последних; 2) пересечениями субмеридиональных, субширотных, северо-восточных и северо-западных разрывных нарушений; 3) разветвлениями разрывных нарушений в зонах сложных разломов; 4) единичными разрывными нарушениями в зонах сложных разломов; 5) сочленениями пологопадающих и крутопадающих разрывных нарушений; 6) сближенными субпараллельными разрывными нарушениями с межразломными смыкающими трещинами.

Наиболее часто крупные тела щелочных метасоматитов развиваются в местах отхода оперяющих нарушений от основных ветвей разломов и на участках пересечения разрывных нарушений различных направлений (первый и второй типы).

Для первого типа сочетаний структур характерно преимущественное размещение щелочных метасоматитов в лежачих крыльях основных ветвей разломов. Это можно объяснить тем, что последние являлись растворопроводящими структурными элементами, а оперяющие их разрывные нарушения, служившие растворораспределяющими каналами, возникали в большинстве случае в лежачих крыльях разломов. Определяющим в локализации метасоматитов в лежачих крыльях было то, что основные швы разломов в период образования щелочных метасоматитов в некоторых своих частях притерты и служили экранами.

Интенсивность развития щелочных метасоматитов в большинстве случаев прямо зависит от интенсивности тектонической переработки блоков пород, заключенных между разрывными нарушениями различных направлений. По данным ГСЗ зона развития метасоматитов в целом представляет собой блок повышенной мощности земной коры субширотной ориентировки. В ее пределах установлен региональный минимум поля силы тяжести, по периферии которого располагается большая часть участков развития метасоматитов. Подзоны развития щелочных метасоматитов по данным геофизических исследований приурочены к разломам, имеющим все признаки структур корового и подкорового заложения. Участки развития метасоматитов размещаются в градиентных зонах линейных и площадных минимумов в полях остаточных аномалий Δg и характеризуются наличием положительных магнитных аномалий.

Моделирование напряженного состояния структур, контролирующих размещение в зонах разломов охарактеризованных щелочных метасоматитов, проводилось поляризационно-оптическим методом на желатиновых студнях в рамках первого вида экспериментов, по М.В.Гзовскому [17].

Анализ результатов реконструкции полей тектонических напряжений в зонах разломов, контролирующих метасоматиты, показал, что до 90 % площадей развития рудоносных щелочных метасоматитов совпадают с теми участками моделей, где развиты повышенные касательные напряжения. Участки метасоматитов, контролируемые крутопадающими разрывными нарушениями, совмещаются с секторами растяжения, а участки метасоматоза, контролируемые пологими нарушениями,- с благоприятными для их образования секторами сжатия. Кроме того, обнаружена связь линейных зон метасоматоза с новой, ранее не принимавшейся во внимание характеристикой напряженного состояния структур. Такой характеристикой оказалась степень различия величин касательных напряжений в смежных крыльях разломов. Эта степень различия (амплитуда скачка) напряжений для зон метасоматоза, вмещающих рудную минерализацию, достаточно велика. В таких случаях в одном крыле развиты пониженные, а в другом - резко повышенные напряжения. Отмечено, что точки рудной минерализации несколько смещены относительно площадей действия наибольших напряжений и в некоторых случаях образуют пары по обе стороны этих площадей там, где напряжения обладают повышенными градиентами. Площадные участки проявления повышенных, в первую очередь высокоградиентных, напряжений фиксируются в местах развития структур оперения. Участки развития рудоносных метасоматитов связаны с локальными зонами растяжения и разделены участками сжатия и снижения величины касательных напряжений. Безрудные метасоматиты тяготеют к участкам слабых скачков напряжений на фоне снижения последних (рисунок).

Моделирование подзон развития метасоматитов показало связь рудной минерализации с параметрами напряженного состояния, характерными, с одной стороны, для моделей отдельных участков метасоматоза в плане, а с другой - для моделей зон разломов. Это - полосы скачков напряжений в швах разломов, локальные площадные участки снижения и повышения напряжений.

В целом экспериментальные данные свидетельствуют о том, что тектонофизические позиции рудоносных структур разного масштаба различны. Рассмотрение рудоносных структур на разномасштабных уровнях означает в эксперименте оперирование поля напряжений также разных масштабных уровней. Региональные поля напряжений, перераспределяясь под влиянием подвижек по главным структурным элементам региональных зон разломов, создают локальные условия (локальные поля напряжений первого порядка), благоприятные для формирования структур оперения. Эти структуры вмещают метасоматиты и способствуют перестройке напряжений в локальные поля второго порядка, ответственные за формирование рудовмещающих структур. По-

этому последовательное моделирование сначала структуры всей зоны, а затем структур подзон и участков развития метасоматитов и минерализации способствуют выявлению закономерностей пространственного размещения этих разномасштабных структур.

Анализ результатов проведенного оптического моделирования подтверждает установленную геолого-структурными и геофизическими исследованиями приуроченность рудоносных щелочных метасоматитов к участкам развития интенсивного катаклаза, возникновение которых обусловлено повышением тектонических напряжений.

Сопоставление экспериментальных результатов с геолого-структурными и геофизическими данными позволяет выделять перспективные участки на флангах подзон и разбраковывать локальные геофизические аномалии разной природы, выделяя связанные с метасоматитами.

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.

УДК 551.24.02

В.Б.Кобылянский

Институт геофизики им. С.И.Субботина АН УССР, Киев

ВЛИЯНИЕ ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ НА СКОЛООБРАЗОВАНИЕ В МОДЕЛЯХ ПРОСТОГО СДВИГА И СКАТИЯ

Проведены многовариантные моделирующие эксперименты с целью выяснить влияние краевых условий на процесс образования разрывных нарушений. Рассматривается методика моделирования. Приведены основные результаты.

Проведение многовариантных моделирующих экспериментов для выяснения влияния краевых условий на процесс образования разрывных нарушений является важным и необходимым шагом при тектонофизическом изучении разломов консолидированной коры. Чтобы изучить влияние граничных условий на сколообразование при фиксированном-однородном – начальном состоянии моделей проведены два цикла экспериментов на установке "Разлом". В качестве основного модельного материала использовалась бурая глина 25 %-й влажности, эффективная вязкость которой в интервале напряжений 3-10 г/см^3 составляла $\eta_{эф} = 10^5$ Па·с [1]. В каждом цикле оставались неизменными: влажность глины, начальные размеры модели, способ приложения нагрузки и скорость деформирования. В первом цикле размеры моделей следующие: мощность 7 см, ширина 40 см, длина 150 см. Деформирование задавалось горизонтальным смещением по правому типу одной из двух

© В.Б.Кобылянский, 1991

ISBN 5-12-001733-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

плит в основании модели параллельно линии их состыковки со скоростью 10^{-4} м/с (6 мм/мин) при сохранении параллельности боковых ограничителей модели. В первой серии экспериментов этого цикла изучались различные варианты условий на нижней поверхности модельного слоя: 1. На нижней поверхности модели задается скачок скорости смещения (сдвиг). Данный вид нагружения хорошо изучен [1-7]. В наших экспериментах схема развития модели адекватна описанной в работах [2-4]. С момента начала трещинообразования на поверхности возникает зона скалывания (ЗС), состоящая из R и R' сколов. В дальнейшем ширина активной части ЗС уменьшается, причем особенно резко после появления L-сколов, что приводит к вырождению ЗС в магистральный разрыв 2. На нижней поверхности модели в полосе шириной S задается постепенное изменение скорости смещения. Это достигалось следующим образом. Вначале на каждой плите основания закладывается по одному слою (мощностью 2 см каждый) глины $\eta_{эф} = 10^5$ Па·с так, что между ними образуется канавка глубиной 2 см и шириной S, осью симметрии которой является линия состыковки плит. На торцах модели канавка ограничена вертикальными перемычками между слоями. Полученная таким образом ванночка заполняется полужидкой глиной влажностью 40 %. Затем на тонкий лист из оргстекла, предварительно смазанный моторным маслом, выкладывается слой глины $\eta_{эф} = 10^5$ Па·с мощностью 3-4 см, шириной $S_1 > S$. Слегка опоров край листа на один из торцов канавки, медленно передвигаем его по направлению ко второму торцу, наклоном листа добиваясь сползания слоя глины. Тонкий слой повышенной влажности оказывается "запечатанным" в основании модели. Добавлением небольших порций глины модель увеличивается до нужных размеров. Процесс деформирования моделей с S, равной 9,12, 15 и 20 см, проходил сходным образом. После появления первичной трещиноватости (R и R' - сколов) происходит значительное расширение ЗС, а затем с момента возникновения L-сколов - медленное асимптотическое сужение активной части ЗС до ширины S. Образования магистральной трещины не происходит. Отчетливо наблюдаются хрупкие смещения и подвороты реперных линий под сколы, а также подвороты R и R'-сколов под L-сколы. 3. По всей ширине нижней поверхности модели задается постепенное изменение скорости смещения. Как и в предыдущих экспериментах, в основании модели закладывался тонкий слой глины повышенной влажности, ширина которого равна ширине модели. Единственное методическое отличие состояло в том, что боковыми ограничителями канавки служили две рейки длиной 150 см и сечением 2 x 2 $см^2$ каждая. В этих экспериментах ЗС занимает всю поверхность модели. В процессе деформирования не происходит сужения

активной части ЗС и образования магистрального разрыва. Сколы остаются активными по всей поверхности модели на протяжении всего процесса. Последовательность возникновения R, R'- и $\angle$-сколов, а также взаимодействие их друг с другом и с реперными линиями аналогично предыдущим экспериментам.

Во второй серии экспериментов первого цикла изучалось влияние бокового сжатия. Основополагающие эксперименты для деформации среза проводились М.В.Гзовским [57]. Им было показано, что боковое сжатие приводит к переориентировке главных осей напряжений и соответственно R- и R'-сколов. В наших экспериментах на нижней поверхности модели задавалось постепенное изменение скорости смещения (по описанной выше методике). Боковое сжатие достигалось встречным движением боковых ограничителей модели со средней скоростью 1 мм/мин. В процессе деформирования развиваются R, R', $\angle$-сколы по всей ширине модели; R- и R'-сколы располагаются более круто к оси сдвига, чем в экспериментах без бокового сжатия; $\angle$-сколы не параллельны оси сдвига, а наклонены к ней под углом 10^0. Отличается и характер смещений по сколам. Если в отсутствие бокового сжатия смещения реперных линий по сколам главным образом хрупкие, то здесь существенную роль играют пликативные смещения за счет подворотов реперных линий под сколы.

Во втором цикле экспериментов деформирование происходило благодаря встречному движению вертикальных штампов со скоростью 10^{-4} м/с (6 мм/мин). Размеры моделей: мощность 10 см, длина 55 см, ширина 40 см. Чтобы уменьшить сцепление нижней поверхности модели с поверхностью стола, последняя была покрыта тонким слоем моторного масла. В первой серии экспериментов изучались два типа моделей.

1. С четкими прямыми углами. В такой модели образуются две крестообразно расположенные (диагональные) ЗС с противоположными типами сдвига. Соответственно, R- и $\angle$-сколы одной ЗС имеют те же простирания, что и R'- и $\angle'$-сколы второй ЗС. В развитии ЗС наблюдается тенденция к сужению их активных частей и вырождению их в магистральные разрывы. Появление сколов и формирование магистральных трещин происходят в первую очередь в угловых частях модели (следствие концентрации напряжений), что определяет ее дальнейшее поведение. В одном из экспериментов часть одного из вертикальных штампов была предварительно смазана моторным маслом, что облегчило смещение глины вдоль него. При деформировании, помимо сколов, возникла крупная трещина отрыва, в результате чего одна из двух диагональных ЗС развивается не полностью.

2. Углы первоначально прямоугольной модели закруглены с радиусом сопряжения 4 см. Важным отличием этих моделей от предыду-

щих является отсутствие в них двух диагональных зон локализации сколов; сколы образуются практически однородно по всей поверхности, их локализации в углах модели нет.

Во второй серии экспериментов модели имели закругленные углы. Изучалось влияние на сколообразование граничных условий на боковых ненагруженных поверхностях модели.

1. Боковые поверхности граничат с вертикальными слоями глины пониженной влажности (40 %). В процессе сжатия сколы образуются практически однородно по всей поверхности. Главным образом субвертикальные и крутонаклоненные взбрососдвиги. Происходит также "коробление" поверхности вследствие взбросообразования.

2. Модель ограничена по бокам жесткими стенками. В таких моделях сколовая деформация выражена взбросо- и надвигообразованием, приводящим к постепенному усилению "коробления" поверхности.

Проведенные два цикла экспериментов показывают, насколько существенно влияние граничных условий на распределение трещин, а следовательно, и напряжений в однородных моделях. Если граничные условия таковы, что в модели возникают зоны концентрации девиаторных напряжений, то разрывы будут локализоваться в этих зонах. И, наоборот, чем однороднее поле напряжений, тем однороднее распределение разрывов в модели.

1. Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруговязкой модели // Пробл. разломной тектоники. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 26–44.
2. Борняков С.А., Кобылянский В.Б. Определение амплитуд смещения сдвиговой зоны по ее внутренней структуре // Материалы I Республ.школы-семинара молодых геофизиков Украины. – Киев: Ин-т геофизики АН УССР, 1987. – 211 с. – Деп. в ВИНИТИ, 25.11.87.
3. Характер разломообразования в консолидированной коре и моделирование зон скалывания / С.И.Шерман, О.Б.Гинтов, С.А.Борняков// Геофиз. журн. – 1988. – 10, № 2. – С. 121–123.
4. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. – М.: Недра, 1977. – 144 с.
5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 533 с.
6. Tchalenko J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1968. – 81.–P.1625–1639.
7. Гутерман В.Г., Кобылянский В.Б. Морфологические особенности сдвиговых зон разного генезиса (результаты моделирования на центрифуге) // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. – Киев, 1987. – С. 29.

УДК 551.24.02

И.М.Волович

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта АН СССР, Москва

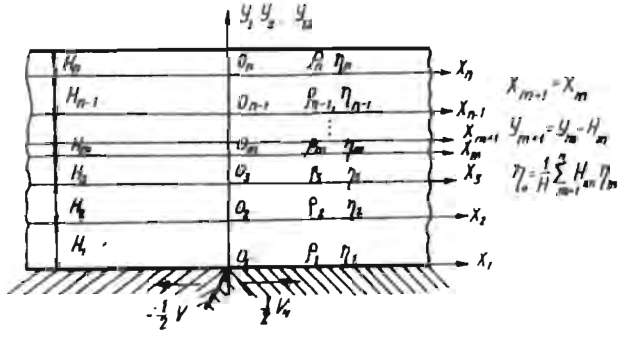
НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СЛОИСТОГО МАССИВА, ОБУСЛОВЛЕННОЕ ДВИЖЕНИЯМИ БЛОКОВ ФУНДАМЕНТА ИЛИ ОДНОСТОРОННИМ БОКОВЫМ СЖАТИЕМ

Рассматриваются две задачи о деформировании в условиях равновесия слоистого или однородного массива, расположенного на жестком основании. В первой из них деформирование обусловлено горизонтальными движениями блоков фундамента вкрест разделяющего их разлома ("раздвиг"), причем предполагается наличие участка проскальзывания с кулоновским трением между подошвой массива и основанием. Во второй задаче полубесконечный массив сжимается с торца надвигающейся на него вертикальной гладкой жесткой стенкой, в окрестности торца также существует участок проскальзывания. Процесс деформирования рассматривается в течение малого промежутка времени. Предполагается, что массив состоит из горизонтальных линейно-вязких слоев постоянной мощности и выполняются условия плоской деформации. Каждая из этих задач сводится к сингулярному интегральному уравнению относительно производной скорости проскальзывания. Исследуется напряженное состояние в толще массива при различных значениях мощности слагающих его слоев, вязкостей материалов и коэффициента трения.

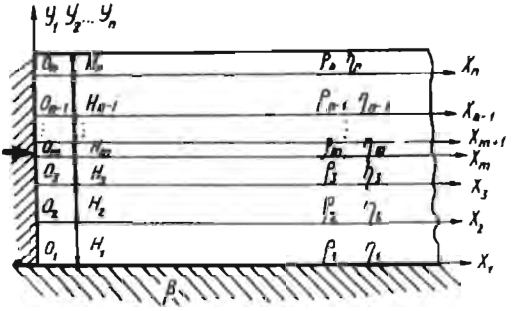
Рассматриваются две задачи о деформировании в условиях равновесия слоистого или однородного массива, расположенного на жестком основании. В первой задаче (рис. 1,а) деформирование массива обусловлено горизонтальными движениями блоков фундамента вкрест разделяющего их разлома. Решение этой задачи в предположении о полном слипании подошвы массива с основанием приводится в работах [1,2]. В отличие от этих работ здесь предполагается наличие участка проскальзывания с кулоновским трением между подошвой массива и основанием. Во второй задаче полубесконечный массив сжимается с торца надвигающейся на него вертикальной гладкой жесткой стенкой (рис. 1,б), причем в окрестности торца массива, как и в первом случае, существует участок проскальзывания с кулоновским трением. Для однородного массива такая задача приближенно решалась в [3]. Поставленные задачи (будем их для краткости называть задачами о боковом сжатии и раздвиге) являются родственными. При их постановке будем считать, что массив представляет собой пачку линейно-вязких слоев постоянной мощности. В пределах каждого слоя вязкость η_m и плотность ρ_m материала постоянны. Для сравнения результатов, полученных для массивов различного строения введем величи-

© И.М.Волович, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.



а



б

Рис. 1. Постановка задачи: а – о раздвиге; б – об одностороннем боковом сжатии

ны $\eta_0 = \sum_{m=1}^{n} \eta_m H_m / H$ – среднюю вязкость и $\rho_0 = \sum_{m=1}^{n} \rho_m H_m / H$ – среднюю плотность массива, а также коэффициент $K_1 = \rho_0 g H^2 / (4\eta_0 V_0)$ – безразмерное гидростатическое давление на подошве. Если, например, принять мощность массива H = 2 км, относительная скорость блоков (см. рис.1) V_0 = 1 см/год, ρ_0 = 2,4 г/см^3, $\eta_0 = 10^{21}$ пз, то K_1 = 0,74. Считаем, что верхняя граница массива свободна от напряжений, на границах между слоями не может быть отрыва или проскальзывания, выполняются условия плоской деформации, и процесс деформирования рассматривается в течение столь малого промежутка времени, что деформации еще малы по сравнению с единицей, а перемещения – по сравнению с характерными размерами. Величину участка проскальзывания β определяем из условия непрерывности на его конце скорости подошвы и ее производной. Решение первой задачи, как упоминалось, для случая, когда условия на подошве массива могут быть записаны

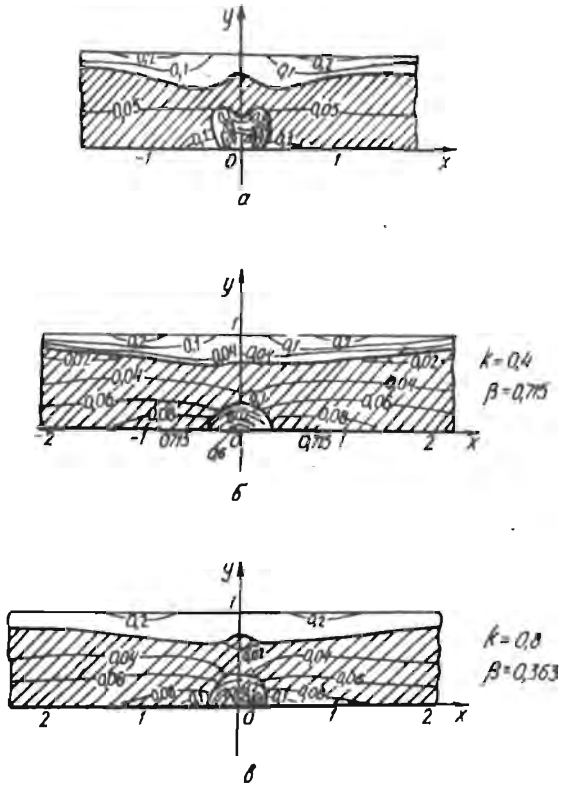


Рис. 2. Изолинии $\rho_{экв}$ для раздвига: а – при полном сцеплении материала слоя с подошвой; б,в – при наличии участков проскальзывания ($k_x = 0,4$ и $k_x = 0,8$ соответственно). Условные обозначения: 1 – зоны $\rho_1 > \rho_2 > 0$; 2 – зоны $\rho_2 < \rho_1 < 0$; 3 – изолинии $\rho_{экв}$

в скоростях перемещений, приведено в работе [2], где выявляются характерные черты напряженного состояния в слоистом массиве, процесс деформирования которого, в частности, обусловлен раздвиганием блоков фундамента. Показано, что зоны повышенных напряжений и возможных нарушений сплошности в слоистом массиве, как и в однородном, приурочены к месту выхода разлома на подошву слоя, причем нарушений сколового типа следует ожидать преимущественно в тех об-

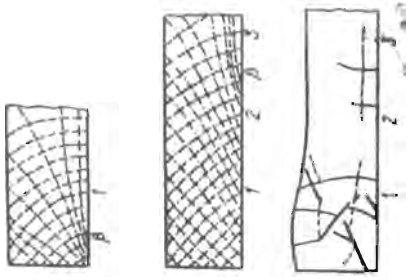


Рис. 3. Боковое сжатие однородного массива: а,б – изолинии ρ_{12} (слева), траектории главных нормальных (в центре) и максимальных касательных (справа) напряжений при k_f = = 7,4 (а) и k_f = 0,74 (б); в – изолинии γ_{12} (слева) и траектории главных нормальных деформаций и схемы разрушений на двух последовательных стадиях опыта (в центре и справа). Условные обозначения: 1 – изолинии ρ_x и γ_{12}; 2 – траектории ρ_1; 3 – траектории ρ_2; 4 – траектории ρ_{12}; 5 – разломы в модели

ластях, где главные нормальные напряжения имеют противоположные знаки, а трещин отрыва – там, где оба главных нормальных напряжения положительны. Используя это решение, можно каждую из двух поставленных выше задач свести к сингулярному интегральному уравнению относительно производной скорости проскальзывания. Уравнение решается численно методом коллокации.

Перейдем к краткому изложению результатов. На рис.2 приведены изолинии безразмерных эквивалентных (по Мору) напряжений $\rho_{3\kappa\zeta}$ при раздвиге. Рис. 2,а соответствует "асимптотической" задаче, рис.2,б,в – раздвигу с участком проскальзывания при двух значениях коэффициента трения k_f (во всех случаях массив однородный и k_f = 0,74). С увеличением коэффициента трения длина участка проскальзывания уменьшается примерно пропорционально k_f^{-1}, а напряженное

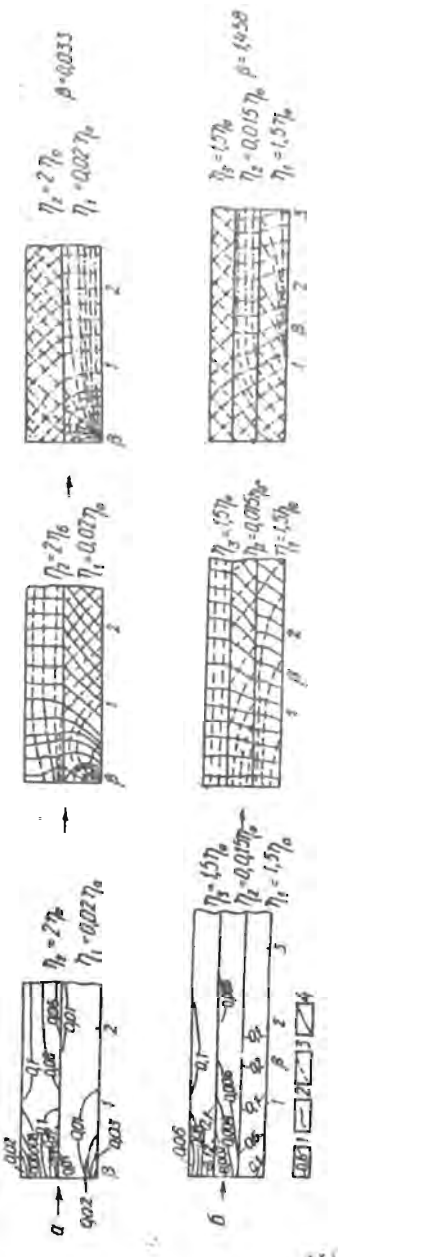


Рис. 4. Одностороннее боковое сжатие слоистых массивов. Изолинии ρ_{12} (слева) и траектории ρ_1 и ρ_2 (в центре), траектории ρ_{12} (справа), а – двуслойный массив (верхний слой – компетентный, б – трехслойный массив с ослабленным средним слоем. Условные обозначения: 1 – изолинии ρ_{12} ; 2 – траектории ρ_1; 3 – траектории ρ_2 ; 4 – траектории ρ_{12}

состояние приближается к асимптотическому; по мере уменьшения k_1 зона возможных нарушений сколового типа вытягивается вдоль участка проскальзывания. При любом значении коэффициента трения зона двуосного растяжения отсутствует.

Основные результаты расчетов для задачи об одностороннем боковом сжатии приведены на рис. 3 и 4. На рис. 3 показаны изолинии безразмерных максимальных касательных напряжений β_{12} и траектории главных нормальных напряжений ρ_1 , ρ_2 и максимальных касательных ρ_{12} для двух однородных массивов, причем для рис. 3,а значение коэффициента k_1 в 10 раз выше, чем для рис. 3,б; на рис. 4 – те же величины для двух- и трехслойного массивов. На рис. 3,а приведены изолинии максимальных деформаций сдвига γ_{12} траектории главных деформаций удлинения и сжатия и схемы нарушения, определенные по результатам опытов А.В.Михайловой, описанных в [4]. Наиболее устойчивой, слабо меняющейся при изменениях вязкостей слоев массива и других параметров, при боковом сжатии оказывается картина траекторий ρ_{12} , особенно в треугольной

области, ограниченной свободной поверхностью, биссектрисой левого нижнего угла и торцом массива. Примерно по направлению этой биссектрисы на поздних стадиях всех опытов, описанных в [4], проходит магистральный разрыв, вдоль которого верхняя треугольная часть массива надвигается на нижнюю. Существенным отличием этого механизма от сброса и раздвига является отсутствие зон, в которых хотя бы одно из главных нормальных напряжений было бы положительно. При сбросе и раздвиге такие зоны всегда существуют в окрестности выхода разлома на подошву слоя, их расположение зависит преимущественно от механизма деформирования. Именно в этих зонах уже на первых стадиях опыта начинается рост нарушений сплошности в моделях. В случае же бокового сжатия до тех пор, пока перемещение штампа в опыте не достигает примерно половины мощности массива, разрушений вообще не происходит, а в последующих стадиях они появляются в разных частях толщи. По-видимому, в процессе деформирования, обусловленном боковым сжатием, существенную роль играет развитие неустойчивости, не описываемое в рамках приведенного здесь решения.

1. Григорьев А.С., Волович И.М., Михайлова А.В., Ребецкий Ю.Л., Шахмурадова З.Е. Задача о раздвиге // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1987. – № 6. – С. 3–21.
2. Волович И.М. О напряженном состоянии и скоростях смещения слоистого осадочного чехла, деформируемого при движениях блоков фундамента // Поля напряжений и деформаций в земной коре. – М.: Наука, 1987. – С. 57–73.
3. Григорьев А.С. Напряженное состояние и деформации прямоугольного вязкого массива при боковом смещении // Тектонофизика и механические свойства горных пород. – М.: Наука, 1971. – С. 61–72.
4. Михайлова А.В. Поля деформаций при образовании надвига в моделях структур продольного сжатия // Поля деформаций и напряжений в литосфере. – М.: Наука, 1979. – С. 235–243.

УДК 551.24.02

А.Н.Бокун

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР, Львов

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗРЫВНЫХ ЗОН В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ ПРИ ПОГРУЖЕНИИ БЛОКОВ ФУНДАМЕНТА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

На моделях из влажной глины изучался механизм образования разрывных зон, формирующихся в осадочном чехле горных пород под влиянием перемещений блоков фундамента по вертикальным и наклонным раз-

© А.Н.Бокун,1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика.Киев, 1991.

ломам. Исследовалось влияние двух факторов в этом процессе: скорость погружения блока и величина угла наклона, по которому происходит его погружение. Выявлены и описаны закономерности, касающиеся: последовательности образования и количественных соотношений различных систем трещин составляющих разрывную зону; размещения и формы разрывной зоны; морфологии флексурных изгибов; относительной продолжительности формирования разрывных зон.

Знание закономерностей образования и размещения разрывных зон (включая пространственно-временные связи и соотношения разрывов различного ранга и генезиса) имеет важное значение для геологической практики, поскольку они являются проводниками и аккумуляторами рудных гидротерм, флюидов нефти и газа. В теоретическом плане сведения о генезисе разрывных нарушений необходимы для построения физической теории тектонических разрывов. Наиболее полно закономерности образования разрывных зон могут быть раскрыты в процессе изучения механизмов их образования методом физического моделирования.

Автором исследовалось на моделях образование зон тектонических нарушений, формирующихся механизмом поперечного изгиба. Такой механизм деформирования часто реализуется в пределах платформ и складчатых областей, где осадочные толщи горных пород сминаются в результате перемещений блоков фундамента по вертикальным и наклонным разломам. В процессе смятия осадочных толщ пластические деформации и образование разрывов происходят одновременно, в результате чего формируются складчатые формы, осложненные различными системами разрывных нарушений. На соотношение пластических деформаций и разрывов (а внутри зон трещиноватости - различных систем трещин) влияет ряд факторов: реологические параметры (предел текучести, скорость деформирования, вязкость); геометрические величины (амплитуды перемещений, мощности); режим деформирования (последовательность и знак движений, направление тектонических сил) и др.

На моделях, воспроизводивших образование флексур и осложняющих их зон трещиноватости в результате погружения блоков фундамента, исследовалось влияние двух факторов: скорости погружения блока (они составляли 1, 4, 20 и 100 мм/мин) и величины угла, по которому происходило его погружение. Модели испытывались при значениях углов: 45, 60, 75 и 90°.

Моделирование проводилось при соблюдении условий подобия [1] для случая медленно развивающихся геологических процессов $C_t = C_\rho C_g C_l$ (1); $C_\eta = C_\sigma C_t C_l$ (2), где C - множитель подобия для: σ - прочности; ρ - плотности; g - ускорения свободного падения; l - линейных размеров; η - вязкости; t - времени. В приведенных критериях подобия $C_g = 1$; $C_\rho = 0{,}5$ (поскольку плотность модельного материа-

ла была в два раза меньше плотности толщи осадочных пород). Независимо были выбраны значения $C_\tau = 5 \cdot 10^{-4}$ и $C_\eta = 2 \cdot 10^{-10}$ (1 мин эксперимента соответствует 10 000 лет в природе). Из (1) и (2) вычислены множители $C_\tau = 2{,}5 \cdot 10^{-4}$ и $C_\eta = 5 \cdot 10^{-14}$.

Глинистая паста, имитировавшая осадочную толщу, имела следующие параметры: $\tau = 5 \cdot 10^4$ дин/см^2; $\rho = 2{,}8$ г/см^3; $\eta = 10^5 \div 10^6$ па. Толщина слоя модели 10 см; продолжительность образования зоны трещиноватости на модели от 1 до 60 мин. Исходя из критериев (1) и (2) им отвечает следующий набор параметров осадочного чехла: $\tau = 2 \cdot 10^8$ дин/см^2; $\rho = 1{,}4$ г/см^3; $\eta = 2 \cdot 10^{18} \div 2 \cdot 10^{19}$ пауз. Мощность осадочного чехла 5 км; продолжительность геологического времени формирования разрывной зоны от 10000 до 600000 лет.

Модель представляла собой слой глины, уложенный на жесткое основание. Основание разрезалось на два блока под определенным углом. Прорез имитировала разлом в фундаменте, а слой глины – осадочный чехол. Погружение одного из блоков осуществлялось с помощью пуансона установки [2]. Испытано более 40 моделей. Обобщение полученных результатов [3] позволило установить ряд закономерностей, касавшихся: а) последовательности образования трещин различного ранга и генезиса; б) количественных соотношений трещин разных систем; в) размещения разрывных зон; г) морфологии флексурных изгибов; д) относительной продолжительности формирования разломных зон. Рассмотрим эти закономерности.

1. Последовательность образования разных систем трещин, составляющих разрывную зону. При формировании зоны трещиноватости (разрывной зоны) наблюдается определенная возрастная последовательность зарождения и развития различных систем трещин. Как отмечалось ранее [3], в процессе погружения блока фундамента в осадочном чехле формируются разные генетические системы трещин: две системы трещин скалывания (они возникают над краем неподвижного блока и развиваются снизу вверх) и две сопряженные системы трещин отрыва, которые зарождаются у поверхности и растут сверху вниз.

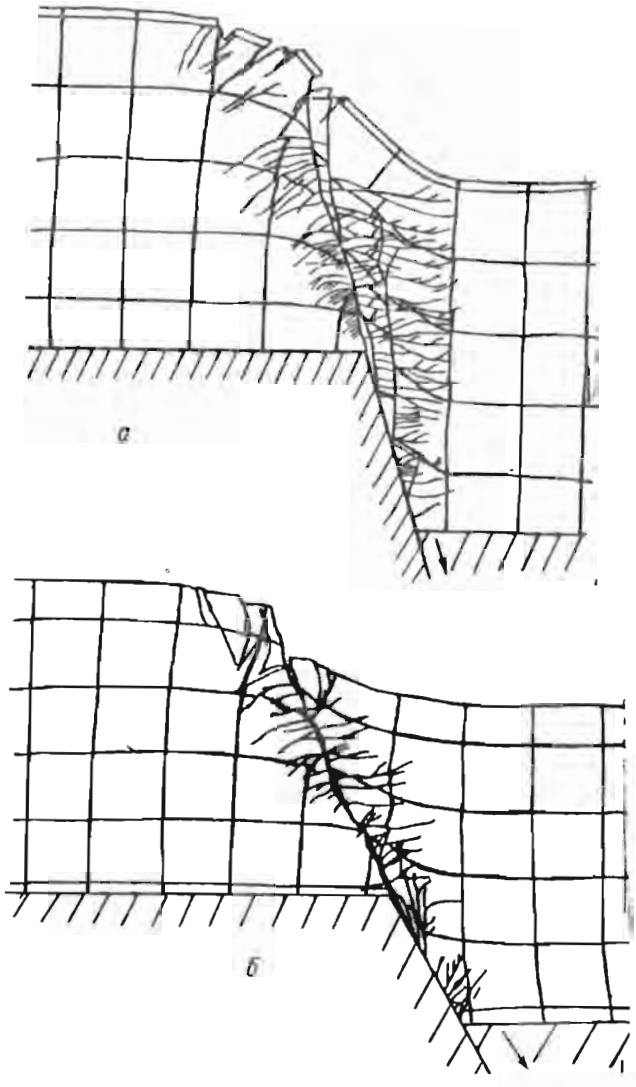
Первыми формируются трещины скалывания, которые простираются почти перпендикулярно плоскости смесителя погружающегося блока. При крутых углах падения "сброса" в основании (75–90°) это – субгоризонтальные трещины. Они возникают вверх по разрезу одна за другой и образуют нарушенную полосу, которая простирается в модели на продолжении "сброса" в жестком основании. Вслед за этой системой трещин возникает система субвертикальных трещин скалывания (геологически – сбросы и взбросы), которые зарождаются над краем неподвижного блока и развиваются в нарушенной поло-

се субгоризонтальных трещин. Это основная система нарушений, формирующих разрывную зону.

Значительно позже первых двух систем трещин скалывания появляются две сопряженные системы трещин отрыва. В геологическом отношении это крутопадающие в сторону погружающегося блока сбросы и пологопадающие в противоположном направлении взбросы (рис.1,а и рис. 2,а). Обе системы трещин отрыва хорошо развиваются только при высокой скорости погружения блока основания; при низкой скорости, как правило, фиксируется лишь система крутопадающих сбросов, которые на более поздней стадии развития соединяются с разрывами второй системы трещин скалывания и образуют магистральный разлом (см. рис. 1). Образование разных генетических типов разрывных нарушений можно объяснить тем, что в общем поле напряжений при поперечном изгибе формируются различные локальные поля: сжимающих напряжений, обусловленные краем (упор) неподвижного блока, и растягивающих напряжений у поверхности модели.

2. Количественные соотношения различных систем трещин в пределах разрывных зон. При погружении модельной толщи под углом 75° отмечалось /3/, что скорость погружения блока изменяет количественные соотношения между различными системами трещин в пределах разрывных зон, в частности, с увеличением скорости увеличивается количество субвертикальных трещин (в дальнейшем вторая система) и уменьшается число субгоризонтальных трещин(первая система).Эта закономерность четко прослеживается по всему разрезу на моделях с углами падения "сброса" в основании 60-90°. На моделях с наклоном "сброса" под углом 45° такая закономерность справедлива лишь для нижней части разреза (см. рис. 2,в). Здесь вторая система сколов преобладает над первой системой трещин; в верхней части разреза модели зависимость обратная: первая система преобладает над второй. Трещины второй системы затухают на глубине и только несколько или одна достигают поверхности. Затухание трещин логично связывать с возрастанием роли растягивающих напряжений в верхней части модели. Об этом свидетельствует морфология самих трещин.

3. Размещение и форма разрывной зоны. На основании результатов моделирования можно говорить, что пространственное размещение зон трещиноватости в осадочном чехле и их форма в разрезе определяются величиной угла наклона активного сброса в жестком основании: в целом зона формируется на продолжении сброса, по которому происходит погружение (см. рис. 1,2). Влияние величины угла наклона на ее форму сказывается в следующем. Разрывная зона, сформированная при крутых углах сброса в основании (75-90°), имеет в разрезе четко выраженную форму клина, простирающегося почти вер-



тикально от края подвижного блока к поверхности (см. рис.1 и 2,а). Такая форма становится менее чётко выраженной при угле наклона 60° (см. рис. 1,б и 2,б), а при угле 45 ° зона приобретает очертания прямоугольной полосы, несколько расширяющейся к поверхности (см. рис. 1,в; 2,в).

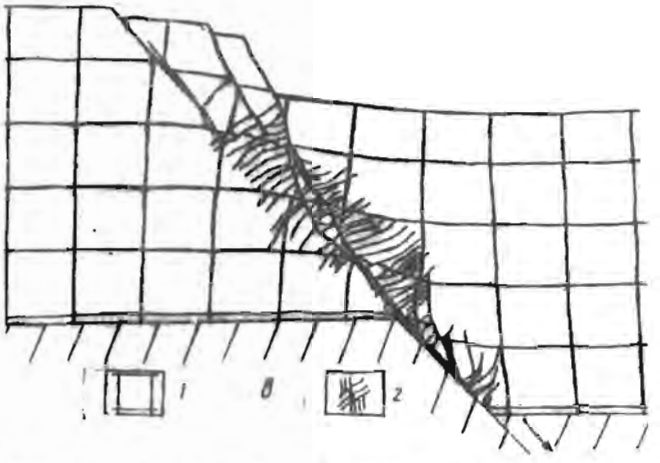
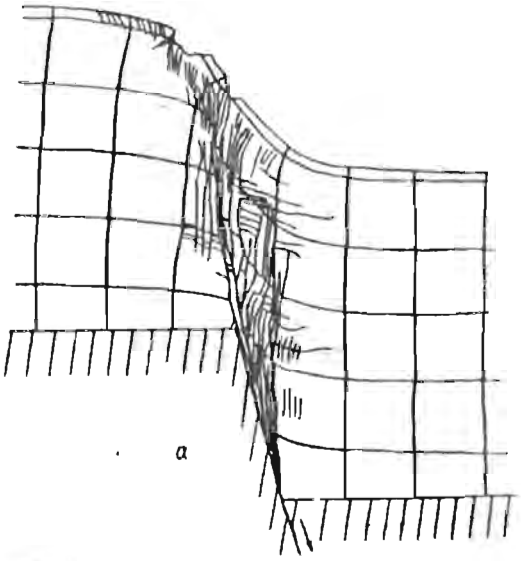


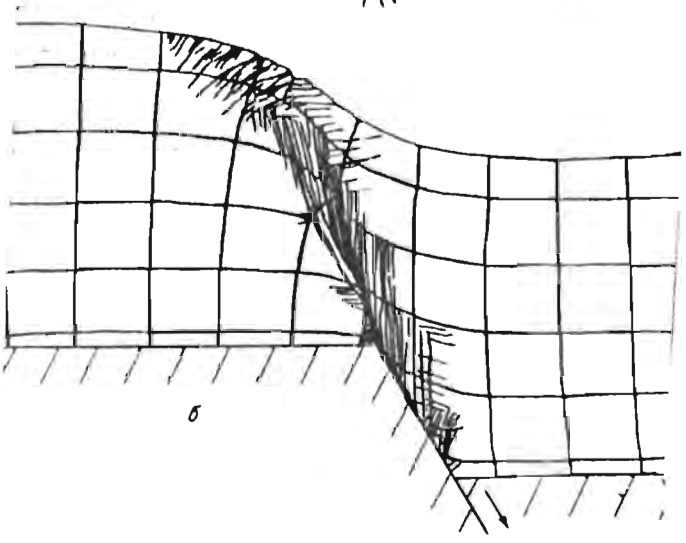
Рис. 1. Разрывные зоны (в разрезе), сформированные на моделях при погружении блока со скоростью 1 мм/мин и углах: а – 75 °; б – 60 °; в – 45 °; 1 – линии квадратной сетки на боковой грани модели; 2 – линии разрывных нарушений (трещин)

4. Морфология флексурных изгибов. На моделях получены два вида профиля флексурных изгибов: гладкий и ступенчатый. В зависимости от количества ступеней профиль может быть одно- и многоступенчатым. Гладкий профиль обусловлен пластическими деформациями, ступенчатый – разрывами. Таким образом, формирование того или иного вида профиля зависит от соотношения пластических деформаций и разрывов в процессе смятия толщ горных пород. Эти соотношения, как и количественные соотношения между различными системами трещин в пределах разрывных зон, регулируются скоростями движения блоков и углами, под которыми они деформируют осадочные породы. Поэтому можно говорить, что и морфология флексурных изгибов так же определяется этими параметрами.

На моделях, испытанных при погружении блока под углом 60° и скоростями 1,4,20 и 100 мм/мин, форма профиля флексурного изгиба изменяется от ступенчатого на низкой скорости до пологого и гладкого на высокой (см. рис. 1,б и 2,б). При погружении блока под углом 45° (скорости те же) на всех моделях получен ступенчатый вид профиля, причем чем выше скорость, тем больше образуется ступеней (см. рис. 1,в; 2, в). Наоборот, модели, испытанные на этих же скоростях и углах 75 и 90°, имеют гладкий и более крутой



а



б

вид профиля. Значит, уменьшение угла наклона погружающегося блока приводит к изменению морфологии флексурного изгиба от гладкого и крутого до ступенчатого и пологого.

Как отмечалось выше, вид профиля зависит от соотношения пла-

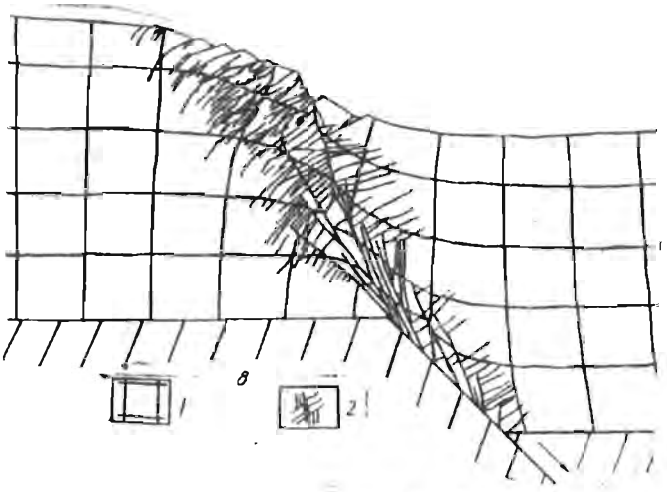


Рис. 2. Разрывные зоны (в разрезе), сформированные на моделях при погружении блока со скоростью 100 мм/мин и углах: а – 75°; б – 60°; в – 45°; 1 – линии квадратной сетки на боковой грани модели; 2 – линии разрывных нарушений (трещин)

стических деформаций и разрывов, а это соотношение определяется изменением характера поля напряжений. При крутых углах погружения блока в условиях значительного сжатия разрывы формируются труднее, толща в основном деформируется пластически. При пологих углах движения блока большую роль играют растягивающие напряжения, которые способствуют быстрому росту разрывов, а следовательно, и ступеней в профиле флексурных изгибов.

5. Длительность формирования разрывных зон. На моделях разрывная зона считалась сформированной, когда магистральная трещина (или несколько таких трещин), зародившаяся над блоком, рассекала слой модели на полную мощность; дальнейшая деформация "толщи" практически сводилась к перемещениям по образовавшимся нарушениям и не приводила к существенным изменениям картины разрушения. Поэтому длительность формирования разрывной зоны определяется интенсивностью роста магистрального разлома. На моделях следовало выяснить, как изменяется скорость его роста от скорости и угла погружения блока жесткого основания. Логично предположить, что характер этих связей должен сказываться на величине амплитуды вертикального погружения блока, при которой магистральный разлом достигает поверхности.

При испытании ряда моделей при угле погружения блока 75° с различными скоростями выявлено, что амплитуды вертикальных перемещений на всех моделях одинаковы (см. рис. 1,а; 2,а). В этом случае скорость роста основного нарушения прямо пропорциональна скорости погружения блока, и следовательно, продолжительность формирования разломной зоны обратно пропорциональна этой скорости.

На моделях с углом наклона плоскости сместителя 45 ° и теми же значениями скоростей движения блока амплитуды разные: минимальная у модели с низкой скоростью и максимальная у модели с высокой скоростью. Зависимость, имеющая место при погружениях под углом 75 °, здесь не выдерживается. По абсолютным значениям амплитуды на моделях с углом падения "сброса" 45° меньше, чем у соответствующих моделей, испытанных при 75 ° (при всех значениях скорости). Это говорит о том, что величина угла значительно влияет на относительную скорость роста магистрального разлома и соответственно на продолжительность формирования разрывной зоны: чем положе угол, тем выше скорость роста основного разлома и меньше времени необходимо для образования зоны. Этот вывод подтверждается данными, приведенными на рис. 1,а – в. Модели, испытанные при скорости погружения блока 1 мм/мин и углах 75 °, 60 ° и 45 °, имеют амплитуды соответственно 50, 40 и 30 мм. При высоких скоростях перемещений эта зависимость выражается менее четко. Выявление закономерностей обусловлено изменением (при разных режимах деформирования) соотношений сжимающих и растягивающих напряжений в общем поле, возникающем при поперечном изгибе.

Полученную в результате моделирования информацию о закономерностях формирования разрывных зон, в частности данные о генезисе, кинематике, морфологии, пространственном размещении и времени формирования разрывных нарушений, важно учитывать при интерпретации геолого-геофизических материалов и прогнозе глубинного строения земной коры для повышения эффективности поисков, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых.

1. Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. – М.: Недра, 1964. – 118 с.
2. Бокун А.Н. Соляные структуры Солотвинской впадины. – Киев: Наук. думка, 1981. – 135 с.
3. Бокун А.Н. Развитие и характер трещин в моделях флексурообразного изгиба // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 220–227.
4. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с
5. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. – М.: Недра, 1977. – 143 с.

УДК 551.24.03

Б.И.Олейник, В.А.Ильин

Институт геохимии и аналитической химии
им. В.И.Вернадского АН СССР,
Геологический институт АН СССР, Москва

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ ЭФФЕКТИВНОГО ДАВЛЕНИЯ НА ПЛАСТ В УСЛОВИЯХ ОТКРЫТЫХ СИСТЕМ

Разработана установка с большим полезным объемом, в которой сочетаются технические и методические возможности проточного реактора и гидротермальной установки с разным давлением на твердую фазу и флюид. Рассматривается методика работы на установке. Приводятся и обсуждаются результаты экспериментов, проведенных с природным вулканическим песком (при 200 °С), которые показали, что эффективное давление на пласт значительно повышает скорости реакций растворения и расширяет спектр минералообразования.

Развитие фундаментальных, в частности прикладных разделов наук о Земле, нельзя представить без экспериментального метода, признанного одним из важнейших "элементов общего материалистического познания диалектической природы геологических явлений" [1]. Глубинные процессы весьма сложны, их познание возможно только методами физико-химического моделирования на основе экспериментальных данных. Для постановки экспериментальных исследований по основным вопросам геологии, определяющим первопричины явлений, требуется создание новой, нетрадиционной аппаратуры, расширяющей возможности методов моделирования природных процессов.

Авторами создана установка [2] с большим полезным объемом, сочетающая технические и методические возможности проточной установки [3] и гидротермальной установки с разным давлением на твердую фазу и флюид [4]. С целью изучения воздействия эффективного давления на пласт и отработки методики на установке проведен ряд предварительных опытов, воспроизводящих условия приповерхностного природного процесса, когда при повышенной температуре через слой уплотненной проницаемой породы (пласт) прокачивается флюид, при этом давление на твердую и жидкую фазы различное.

Раздробленная или рыхлая порода помещается в реакторе между фильтрами (рисунок). Загруженный и собранный реактор устанавливается под пресс; давление на твердую фазу, соответствующее глубине залегания моделируемого природного пласта, создается усилием прес-

© Б.И.Олейник, В.А.Ильин, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

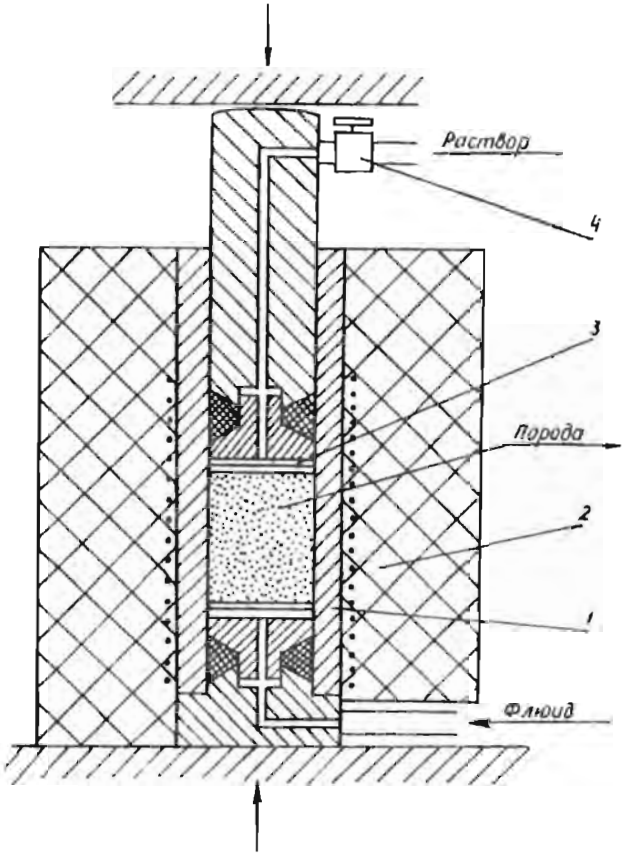


Схема реактора установки для моделирования открытых систем в динамических условиях:
1 – реактор; 2 – электроночь сопротивления; 3 – фильтры; 4 – вентиль тонкой регулировки

са. В реактор под давлением, соответствующим массе столба раствора на глубине моделируемого пласта, от источника давления подается раствор, по составу главных компонентов идентичный поровому. Нагрев реактора осуществляется наружной печью сопротивления. Поступающий в реактор раствор предварительно подогревается до той же температуры, что и реактор; такой прием дает возможность выдерживать равномерное тепловое поле в реакционной зоне рабочей камеры реактора. Дебит раствора устанавливается вентилем тонкой регулировки. Есть штат "покоя", т.е. реакционная зона с запол

нящей ее породой достаточно высока, то по высоте пласта можно создавать градиент температуры в соответствии с интересующими экспериментатора условиями. Градиент температуры обеспечивается тем, что реактор снабжается двумя печами – верхней и нижней, которые регулируются автономно.

В ходе эксперимента может проводиться экспресс-анализ вытекающего через вентиль раствора, что позволяет следить за направленностью и динамикой процессов, происходящих в конкретной системе раствор – порода. В идеальном случае состав выходящего из реактора раствора по ведущим компонентам идентичен природному, так как, подбирая температуры, температурные градиенты, соотношения давлений на твердую и жидкую фазы, имеем реальную возможность максимально приблизиться к природному процессу. При этом эффективные давления, действующие на пласт, легко рассчитываются, а химические анализы растворов дают возможность установить влияние их изменения на процессы в пласте: литификацию, выщелачивание, минералообразование. Окончательные выводы и интерпретация проведенного эксперимента делаются при изучении минералогических и химических последствий, зафиксированных в образце после его извлечения из реактора. Данные по изменению состава раствора в ходе эксперимента приводятся затем в соответствие с полученной картиной минералогических и химических изменений в образце породы. Минералогические изменения регистрируются визуально (например, сублиматы серы, переотложения реальгара и аурипигмента) под биокуляром и микроскопом, а в сложных случаях (смешанно-слоистые минералы) – специальными методами анализа (рентгеноструктурный, электронная микроскопия и др.). Результаты исследований сопоставляются с природным объектом.

Предложенная методика позволяет решать широкий комплекс задач, в который входят: проверка и изучение гидрохимических последствий воздействия эффективного давления на пласт, изучение поведения отдельных компонентов в различных условиях, процессов вторичного минерало- и рудообразования и т.д. Таким образом, экспериментатор не только получает еще одну возможность проверки соответствия существующих теорий природным процессам, но может и корректировать эти теории и, по-видимому, создавать новые.

Интересны с этой точки зрения результаты некоторых проведенных нами экспериментов.

Гидротермальная система дистиллированная вода – вулканический песок изучалась в условиях параллельного ведения эксперимента в автоклавах и реакторе установки по описанной методике при 200 ^{0}С. Давление в автоклаве 6 МПа, а в реакционной камере реак-

тора параметры были такими: осевое давление на твердую фазу 6 МПа, давление флюида 2 МПа, скорость протока раствора 100 мл/сутки. Таким образом, в автоклавах система находилась в статических условиях, в реакторе – в динамических. Длительность эксперимента в обоих случаях составляла 10 суток. Изучение продуктов реакций после эксперимента показало, что в динамических условиях образовались литифицированная порода типа вулканогенного песчаника, α-кристобалит и смектиты; в статических условиях, как и следовало ожидать, литификации нет и образовался только α-кристобалит.

Особо следует рассмотреть эффект растворения, сопровождающийся изменением размеров частиц исходного материала породы: в автоклаве зафиксировано уменьшение количества крупной фракции при одновременном увеличении количества мелкой, тогда как в динамической установке, наоборот, произошло увеличение количества крупной фракции при одновременном уменьшении количества мелкой (речь идет об относительном увеличении-уменьшении в сравнении с исходным материалом). Согласно теоретическим представлениям, в первую очередь должна растворяться мелкая фракция, однако, как показывают результаты нашего эксперимента, это не всегда так, в частности для автоклавов, где отсутствует динамика и эффективное давление равно общему. Растворение мелких частиц, как видим, превалирует в динамических условиях. Как интерпретировать полученные результаты ?

Кажется логичным, что в реакторе динамической установки основную нагрузку принимают на себя частицы крупной фракции, именно они должны растрескиваться и растворяться в точках контакта, где развиваются самые высокие напряжения в частицах породы. Однако эксперимент не подтверждает такой логической картины. Оказывается, в автоклаве крупная фракция убывает вследствие растворения стекла, при этом обломок распадается на кристаллиты плагиоклаза (№ 60) и пироксена, которые в данных условиях устойчивы к растворению. В реакторе вулканическое стекло растворено полностью, а пироксен корродирован и замещен вторичными минералами (плагиоклаз устойчив). По-видимому, растворенная часть стекла и пироксенов дали материал для формирования в реакторе смектитов. В данном случае, как видим, автоклавная методика не дала бы фактов для правильной интерпретации эксперимента, да и сам процесс, его динамика остались бы в области гипотез. В то же время предложенная методика не только более полно отражает роль эффективного давления в процессах растворения и минералообразования, но и дает сведения о динамике изучаемого процесса, что позволяет этот процесс правильно интерпретировать и переносить на природу.

Изложенный подход к моделированию природных процессов ставит

перед экспериментаторами вопрос о границах применения той или иной методики к интерпретации механизма формирования природного объекта. Представляется, что на современном этапе развития экспериментальных исследований и привлечения их к интерпретации природных процессов границы применения существующих методик необходимо обозначить более четко. Такая задача в экспериментальной геологии до сих пор не поставлена; каждый экспериментатор работает по той методике, к которой привык, а распространяет ее на интерпретацию весьма разнообразных природных объектов, что не только логически, но и методически неверно. Кроме того, в случае автоклавной методики мы просто вынуждены интерпретировать результаты эксперимента согласно существующей теории. Динамический эксперимент, особенно в сочетании с автоклавным, может служить исследователю мощным инструментом как для проверки и уточнения существующих теорий, так и для создания новых.

Выводы. 1. Разработан и создан аппаратурно-методический комплекс для экспериментирования в динамических условиях, позволяющих максимально приблизиться к природным объектам. 2. Экспериментально показано, что эффективное давление на пласт в сочетании с протоком флюида значительно повышает скорости реакции растворения, расширяет спектр минералообразования. 3. Сравнение результатов экспериментов в статических и динамических условиях ставит в ряд первоочередных задачу определения границ применения существующих методик к интерпретации природных объектов. 4. Экспериментальные исследования по предложенной методике представляются перспективными с точки зрения возможности познания механизма многих природных процессов.

1. Лучицкий И.В. Проблемы теоретической и региональной тектоники. - М.: Наука, 1971. - С. 269-280.
2. Одейник Б.И., Ильин В.А. // Геохимия. - 1987. - № 5. - С. 749.
3. Хитаров Н.И., Лебедев Е.Б. Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - С. 163-167.
4. Иванов И.П. Проблемы экспериментального изучения минеральных равновесий метаморфических и метасоматических процессов. - М., 1970. - С. 48-52.

УДК 550.89:551.24

А.В.Лукьянов

Геологический институт АН СССР, Москва

СТРЕЙН-АНАЛИЗ - МЕТОД КОЛИЧЕСТВЕННОГО ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Охарактеризованы современные методы полевых тектонофизических исследований, основанных на количественных оценках величины деформаций горных пород и на анализе совместимости этих деформаций, известные под названием стрейн-анализ. Показаны возможности стрейн-анализа в исследовании механизмов формирования тектонических структур.

Содержание стрейн-анализа. Анализ взаиморасположения и эволюции деформаций горных пород, известный под названием стрейн-анализ, на современном уровне структурной геологии отличается тем, что он основывается на количественной оценке деформаций. Поэтому количественные измерения деформаций составляют его базис. Разработанные методики стрейн-анализа в основном включают измерение деформаций в горных породах. Другой стороной стрейн-анализа является анализ структурных рисунков складчатых областей. Он позволяет судить о тектонических движениях и крупных перемещениях горных масс. Этот анализ применяется к обширным территориям и имеет собственные методики, основанные на изучении совместимости деформаций. Не все ученые включают анализ структурных рисунков в понятие стрейн-анализа, однако их нельзя разделить, не нарушив целостности метода изучения тектонических движений по структурным признакам.

Несмотря на различия объектов, масштабов и методик, обе стороны изучения тектогенеза по структурным признакам направлены к единой цели, являются частями единого метода и должны рассматриваться как дополняющие друг друга элементы стрейн-анализа. Это единство придает особое изящество работе Э.Клооса [5], относимой к истокам стрейн-анализа. Оно специально подчеркнуто в разработанном школой А.В.Пейве учении о парагенезах структур и структурных рисунках [6,10,15]. Суть единства стрейн-анализа, включающего не только исследование деформации горной породы в данной точке, но и сопоставление разных деформаций в разных тектонических зонах, заключается в тесной взаимосвязи двух явлений: деформаций и тектонического течения горных масс.

© А.В.Лукьянов, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

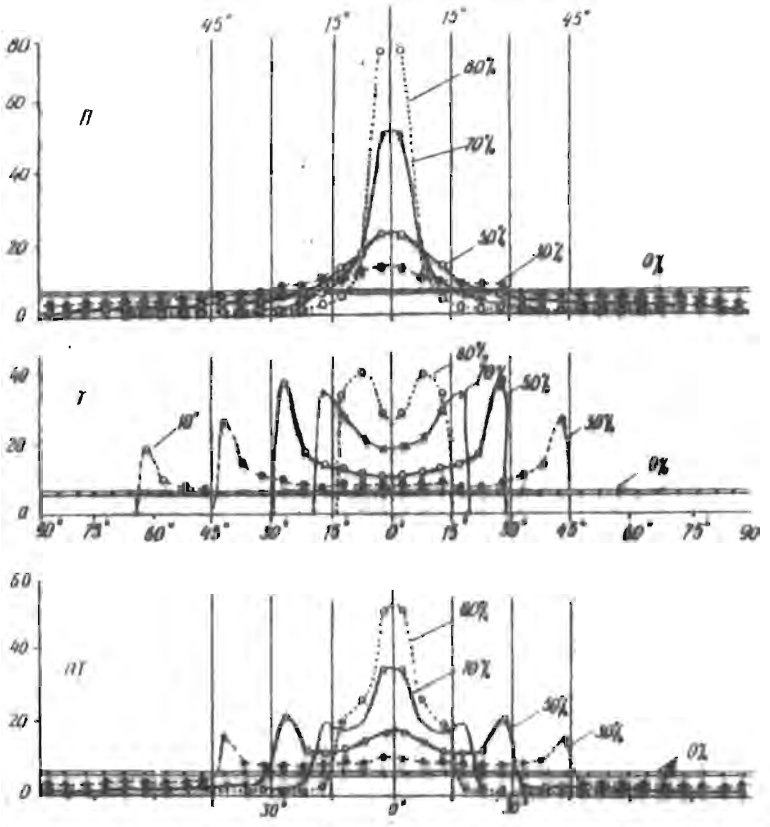
Понятия "тектоническое течение" и "деформация" горных масс нередко смешивают друг с другом, не замечая в них принципиального различия. Тектоническое течение определяется полем векторов перемещения материальных точек, а деформация – градиентами этого поля, т.е. тензорами дисторсии или деформации (стрейна). Таким образом, они характеризуются не только разными величинами, но и тензорами разной валентности. Поэтому и методы их изучения принципиально различны.

Тензор деформации – величина дифференциальная, и ее можно непосредственно наблюдать и изучать в обнажениях горных пород. Эта возможность реализуется в методах стрейн-анализа. Вектор перемещения – величина интегральная, результат интегрирования дисторсии в той или иной системе координат. Наблюдать его в какой-либо заданной точке нельзя, но можно вычислить, если определена система координат и известно распределение деформаций, т.е. структурный рисунок (структурная композиция) области. Это вычисление и составляет основу анализа структурных рисунков на заключительной стадии стрейн-анализа. Таким образом, две стадии стрейн-анализа являются непосредственным продолжением друг друга, начиная с изменения деформаций в конкретных обнажениях и кончая осмысливанием закономерностей взаиморасположения (взаимной позиции, композиции) характерных деформационных зон в общем пространственном узоре (рисунке) складчатой области.

Остановимся на некоторых положениях этих методов, которые представляются наиболее важными. Методики, формулы, номограммы для вычислений и ссылки на специальную литературу приведены в работах [7, 13, 16, 18].

Изучение деформаций. Количественное изучение деформаций особенно интенсивно развивается в течение последних четырех десятилетий. Развитие идет в направлении поисков в горных породах новых тензодатчиков (объектов, позволяющих оценить деформацию) и разработки конкретных методик их использования. Практически деформации обычно измеряются следующими способами.

1. По объектам, исходная форма которых известна, – по деформированным оолитам, останкам фауны, галькам, пятнам оглеения и т.д. Наиболее благоприятны для определения эллипсоида деформации объекты сферической формы. Они сразу дают эллипсоид деформации. Разработаны методы расчетов по эллиптическим объектам, останкам фауны, имеющим разные очертания в зависимости от ориентировки, более сложным объектам. Однако даже в простейших случаях расчеты оказываются громоздкими, и целесообразно использовать номограммы, приведенные в рекомендованной литературе.



Увеличение ориентированности хаотично расположенных включений при нарастающей деформации (двухмерная модель): П – пластичные включения в пластичном матриксе; Т – твердые включения в пластичном матриксе; ПТ – 50 % пластичных и 50 % твердых включений в пластичном матриксе. Вертикальная ось – количество (в %) включений, имеющих одинаковую ориентировку, осредненную по пятиградусным секторам. Горизонтальная ось – ориентировки от оси растяжения (0°) до оси сжатия (90°). Кривые распределения ориентированных частиц соответствуют сжатию 0; 30; 50; 70; 80 % (см. цифры на кривых)

2. По изменению углов – обычно по скоплениям различно ориентированных останков фауны и флоры (например, граптолитов), имеющих известные углы между частями скелета. Эти углы в процессе деформаций претерпевают разное искажение в зависимости от положения останков в пространстве.

3. По расстоянию между центрами частиц, имевших в исходной породе равномерно рассеянное распределение. Расстояния между центрами частиц измеряются в обнажениях или образцах по всем направлениям. Результаты измерений статистически обрабатываются.

4. По расчленению и растаскиванию обломков хрупких зерен, слоев, жил, находящихся в деформированной толще (включая будинаж). Соотношение длин будин и межбудинных пространств дает богатую информацию о величине деформации.

5. По степени ориентированности включений, имевших хаотическое расположение в исходном состоянии. При прогрессивной деформации все частицы (пластичные и твердые) приобретают ориентированное положение, совершенство которого зависит от степени деформированности. В ориентировке пластичных частиц после 30 %-го сжатия быстро нарастает единый максимум, в ориентировке жестких частиц возникают два максимума, которые сближаются по мере нарастания деформации (см.рисунок). Степень ориентированности определяется статистической обработкой замеров в обнажениях, штуфах, шлифах. Измеряются ориентировки удлинений частиц или размеры сечений частиц во всех направлениях [2].

6. По степени стресс-метаморфизма, как одной из форм проявления деформации [8, 9]. Определяется по комплексу ориентированных минеральных новообразований и преобразований структуры и текстуры горной породы (тени давления, структуры растворения под давлением, синтектонические прожилки, сланцеватость, ориентированность частиц и др.).

7. По тектонофациальной характеристике горной породы [4,11-13]. Тектонофации определяются по комплексу разнообразных признаков степени упорядоченности ориентированной структуры толщ (кливаж, складки, будинаж и др.) и сопоставляются с различными величинами сжатия-растяжения толщ по специально разработанной шкале. Имеются и другие постоянно совершенствующиеся методы количественной оценки деформации.

Особо исследуется вращение при деформации. Без его изучения невозможно отличить, например, простой сдвиг от чистого сдвига. Многочисленные методы изучения вращения описаны в специальной литературе (например, по двойным изгибам полосок в синтектонических порфиробластах). Следует отметить, что три компоненты аксиального вектора вращения всегда изучаются независимо от деформации. Когда это правило нарушается (а такие случаи известны), выводы о типе тектонических движений становятся неубедительными.

Результаты измерений говорят о широкой распространенности пластических деформаций в горных породах и неоднородности их рас-

пределены. Неоднородные деформации всегда имеют упорядоченное распределение в пространстве, что обусловлено необходимостью совместимости разнотипных деформаций. Эта упорядоченность определяет появление эмпирически выделенных типов структурных рисунков складчатых областей.

Принципы анализа структурных рисунков. Упорядоченность структурных рисунков складчатых областей легко читается на любой геологической карте и послужила основой для мобилистических построений Р.Штауба и Э.Аргана в 30-е годы. В 60-е годы школа А.В.Пейве разработала новые аспекты учения о структурных рисунках, обратив внимание на особенности их конструкции: композицию из качественно различающихся парагенезов структур, представленных зонами сжатия, зонами растяжения и зонами сдвига [10,15,16]. Тесная взаимосвязь столь противоположных парагенезов структур и устойчивость их композиций свидетельствуют о внутренних причинах тектонических движений, их замкнутости и обусловленности объемными силами, а не силами, приложенными извне. "Именно в наблюдающейся известной самостоятельности перемещений по крайней мере крупных структурно обособленных однородных блоков земной коры и заключается главная особенность тектонических движений, - писал А.В.Пейве [14, с. 42]. - Все тектонические теории до сих пор не знали такого механизма движений земной коры, т.е. не считались с тем, что каждый блок обладает как бы самостоятельной "движущей силой", заключенной в нем самом". Высказываясь так, А.В.Пейве имел в виду не только гравитационные, но и инерционные силы Земли. Аналогичные идеи применительно к гравитационным силам развивают многие ученые [1,3].

Различные типы структурных рисунков описаны в литературе и перечислять их нет необходимости. Многие из них обусловлены горизонтальными движениями земной коры, многие - вертикальными, но особенно важны комбинации этих движений. Главной причиной упорядоченности всех типов структурных рисунков является необходимость совместимости неоднородных деформаций внутри структурного рисунка. Всякое перемещение любого объема горных масс неизбежно компенсируется перемещениями и деформациями других объемов. Этот закон приводит к неизбежным и закономерным сочетаниям структур сжатия и растяжения друг с другом и с крупными, но локальными перемещениями горных масс. Он определяет основные принципы заключительной стадии стрейн-анализа, которая сводится к анализу структурных рисунков и ведущих к расшифровке полной картины перемещения горных масс при тектогенезе.

Количественный анализ структурных рисунков пока проведен лишь на отдельных площадях. Он затруднен недостатком точных

данных о величине деформации в разных парагенезах структур. Можно надеяться, что в ближайшем будущем такие данные появятся в результате повсеместных детальных геологических съемок.

1. Белоусов В.В. Основы геотектоники. - М.: Недра, 1975. - 262 с.
2. Вихерт А.В. Определение величины деформации горных пород (решения и перспективы) // Экспериментальная тектоника. - Киев: ИГ АН УССР, 1987. - С.91-93.
3. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. - М.: Недра, 1979. - 246 с.
4. Загорчев И.С. Распределение деформации и деформационные фации // Тектоника. - 1984. - С. 181-184.
5. Клосс Э. Деформация оолитов в складке южных гор, Мэрленд // Вопросы структурной геологии. - М.: ИЛ, 1958. - С. 96-156.
6. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. - М.: Наука, 1965. - 210 с.
7. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. - М.: Наука, 1980. - С. 105-146.
8. Лукьянов А.В. Проблема единства метаморфизма и деформации. Стресс-метаморфизм // Изучение тектонических деформаций. - М.: ГИН АН СССР, 1987. - С. 16-32.
9. Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. - М.: ГИН АН СССР, 1987. - С. 122-173.
10. Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей // Тектоника Сибири. - М.: Наука, 1972. - Т. 5. - С. 15-24.
11. Паталаха Е.И. Оценка степени деформированности складчатых толщ // Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана. - Алма-Ата: Наука, 1987. - С. 48-110.
12. Паталаха Е.И. Тектонофация и оценка степени деформированности складчатых сооружений // Тектоника. - М.: Наука, 1984. - С. 155-162.
13. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ. - М.: Наука, 1988. - 216 с.
14. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер.Геол.- 1961. - № 3. - С. 36-54.
15. Разломы и горизонтальные движения земной коры. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 280 с.
16. Рэмзи Дж. Г. Количественная оценка деформации горных пород: обзор // Тектоника. - М.: Наука, 1984. - С. 135-149.
17. Суворов А.И. Успенско-Актасская динамопара разломов в центральном Казахстане // Докл. АН СССР. - 1961. - 137, № 4. - С. 938-941.
18. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 1. - Strain Analysis. - London: Acad. Press Inc., 1983. - 307 p.

УДК 551.24.02

О.Б.Гинтов

Институт геофизики им. С.И.Субботина АН УССР, Киев

МЕТОДЫ ПОЛЕВОЙ ТЕКТОНОФИЗИКИ. ЗАДАЧИ И ВОЗМОЖНОСТИ

Рассматриваются методы решения прямой и обратной задач тектонофизики, которые объединяются в две группы – основанные на классических теориях прочности и разрешающего касательного напряжения. Показано, что более перспективными являются методы первой группы.

Задачей полевой тектонофизики является выяснение причин и механизмов формирования, а также динамики развития конкретных геологических структур посредством исследования на натуре их основных деформационных элементов и механических характеристик.

Эта цель, сформулированная еще в работах Е.Андерсона и М.В.Гзовского, к сожалению, в последние годы во многом сведена к задаче изучения напряженного состояния земной коры, что в значительной степени обедняет тектонофизические исследования и сужает сферу их применимости. Например, сейсмопрогностические работы, в которых полевая тектонофизика должна играть заметную роль, не могут основываться только на данных о напряженном состоянии регионов, поскольку динамика сейсмогенных структур во многом определяется также их внутренним строением, механическими свойствами и законами развития.

С другой стороны, данные о полях современных и палеонапряжений в литосфере дают важный материал для понимания характера движущих сил тектоногенеза, поэтому принимать значение этого направления полевой тектонофизики также не следует.

В настоящее время в отечественной тектонофизической школе сложились два основных направления полевой тектонофизики, одно из которых базируется на классических теориях прочности, второе – на теории деформирования массивов с предварительно развитой системой трещин.

К первому направлению можно отнести методики, разработанные М.В.Гзовским [1], П.Н.Николаевым [2], В.Д.Парфеновым [3], а также автором совместно с В.М.Исаем [4, 5].

В методах М.В.Гзовского и П.Н.Николаева используется известный принцип, что оси максимального и минимального нормальных напряжений σ_1 и σ_3 параллельны биссектрисам углов между сопряженными сколами Риделя (R и R'). При этом, по М.В.Гзовскому, оба типа

© О.Б.Гинтов, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991

сопряженных сколов должны наблюдаться совместно в точках, в которых определяются оси главных нормальных напряжений. В методе П.Н.Николаева сопряженные сколы идентифицируются статистически на стереограммах после нанесения на них многочисленных элементов залеганий трещин, пересекающих массив, палеонапряженное состояние которого необходимо определить.

Оба метода рассчитаны на широкое развитие сопряженных сколов Риделя, что в природе встречается не так часто. Кроме того, требуется достаточно равномерное распределение точек наблюдений по площади, что также почти никогда не соблюдается.

В.Д.Парфенов расширил область применения предыдущих методов, предложив использовать для восстановления поля напряжений одну из сопряженных трещин и при этом допуская, что она приблизительно совпадает с осью максимального касательного напряжения τ_{max}. Это дает возможность строить оси "квазиглавных" нормальных напряжений, среднестатистическое положение которых, определяемое по многочисленным трещинам с бороздами скольжения, находится вблизи истинного положения главных осей. Для случая отсутствия борозд скольжения В.Д.Парфеновым предложен графический способ определения главных осей напряжений по L- и R-сколам.

Все рассмотренные методы рассчитаны лишь на изучение молодых приповерхностных деформаций, сопровождающихся образованием хрупких трещин. Они не могут быть применены в условиях значительной пластической деформации горных пород и не всегда учитывают косое сдвигание по разрывам.

Методика, разработанная в Институте геофизики им. С.И.Субботина АН УССР [4, 5] и основанная на том же теоретическом базисе, является в данный момент наиболее универсальной. Она позволяет решать прямую и обратную кинематические задачи для условий значительной пластической деформации пород коры и косого сдвигания по сколам. Для этой цели используются не только сколы, но и многие другие структуры второго порядка зон скалывания – трещин отрыва, структуры S-образного подворота, шарниры складок волочения и другие, – связь элементов залегания которых с полем тектонических напряжений вполне определенная. Восстановление пространственного положения главных осей тензора напряжений выступает в данном методе лишь как частная задача. Главное внимание уделяется определению основных параметров зон скалывания, характера перемещения их крыльев, оценке величины остаточной деформации, реологических свойств горных массивов и т.д. Процесс решения прямой и обратной задач тектонофизики формализован и может осуществляться с помощью ЭВМ.

Одним из основных возражений против применения классических теорий прочности в полевой тектонофизике является то обстоятельство, что эти теории описывают деформацию однородных ненарушенных твердых тел. Поскольку большинство массивов горных пород содержит в себе системы трещин, возникших на предыдущих этапах деформирования, считается, что новая деформация будет происходить с использованием старой системы трещин по законам, отличным от классических законов разрушения. Однако эксперименты показывают, что влияние анизотропии механических свойств горных пород на их деформацию резко уменьшается с ростом всестороннего давления – закрываются поры и трещины, затрудняется смещение по старым сколам. При всестороннем давлении более $3 \cdot 10^2$ МПа деформационные свойства сплошных и предварительно разрушенных пород совпадают [6]. Поэтому геологическая среда может рассматриваться как квазиизотропная при всестороннем давлении уже $(1 \div 3) \cdot 10^2$ МПа. Следовательно, применение методов полевой тектонофизики, которые базируются на классических теориях прочности, можно считать строго обоснованным для впервые деформируемых массивов горных пород на всех глубинных уровнях и для любых горных массивов, деформировавшихся на глубине свыше 3 км. При исследовании деформаций и напряжений по деформационным структурам, возникшим в приповерхностных условиях, методики, основанные на этих принципах, требуют весьма осторожного подхода.

Для изучения палеонапряжений в горных массивах, содержавших до деформации старые системы трещин (второе направление полевой тектонофизики), предложен принцип разрешающего касательного напряжения τ, в соответствии с которым разрядка напряжений нового этапа деформации происходит подвижками по плоскостям старых трещин в направлении касательных напряжений, максимальных на данных плоскостях [7]. Этот принцип следует считать достаточно строгим для случая одной трещины или системы параллельных трещин, полностью пересекающих массив. Однако решение обратной задачи тектонофизики оказывается далеко не однозначным, поскольку удается выделить лишь квадраты пространства, в которых располагаются главные оси тензора напряжений. Ряд ограничений позволяет несколько сузить пространства нахождения главных осей [7, 8], однако неоднозначность остается большой.

В этой связи О.И.Гущенко в развитие идей работы [7] предложен способ более однозначного с его точки зрения определения главных осей тензора напряжений посредством использования нескольких различно ориентированных плоскостей трещин [9]. Исходя из представления, что при наличии в массиве различно ориентированных

трещин перемещение по каждой из них происходит в направлении максимального (для данной плоскости трещин) касательного напряжения, определяемого единым тензором, автор считает, что главные оси такого тензора располагаются в области перекрытия всех квадрантов, устанавливаемых по каждой трещине.

Не вдаваясь в детали изучения иерархии полей напряжений и трещин, отметим, что как бы строго ни подбирались масштабы трещин и объемы горных массивов, при наличии различно ориентированных плоскостей трещин перемещения по ним не могут происходить по траекториям, зависящим только от приложенного к массиву начального поля напряжений [10]. Эти траектории определяются взаимоотношением и взаимовлиянием трещин, поэтому восстанавливаемый приведенным выше способом тензор напряжений будет отличаться от искомого на величину, не поддающуюся учету.

Таким образом, в настоящее время в полевой тектонофизике нет способа, который бы позволял эффективно решать обратную кинематическую задачу по разрывам, сформировавшимся в приповерхностных условиях, если горный массив подвергался деформациям несколько раз. Перспективы следует ожидать на пути совершенствования методов первого направления.

1. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. – Т. 3-4. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 554 с.
2. Николаев П.Н. Методика статистического анализа и реконструкций полей тектонических напряжений // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. – 1977. – № 12. – С. 103-115.
3. Гарбенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. – 1984. – № 1. – С. 60-72.
4. Гинтов О.Б., Исай В.М. Некоторые закономерности разломообразования и методика морфокинематического анализа сколовых разломов. Ч. 1, 2 // Геофиз. журн. – 1984. – 6, № 3. – С. 3-10; № 4. – С. 3-14.
5. Гинтов О.Б., Исай В.М. Особенности внутренней структуры сколовых разломов западной и центральной частей Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. – 1981. – № 7. – С. 3-6.
6. Николаевский В.Н., Лившиц Л.Д., Сизов И.А. Механические свойства горных пород. Деформации и разрушения // Механика деформируемого твердого тела. Т. 2. – М.: ВИНИТИ, 1978. – С. 123-250.
7. Dan P., Mc Kenzie D.P. The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses // Bull. Seismol. Soc. Amer. -1969.-59,№ 2.-P.591-601.
8. Гинтов О.Б., Исай В.М. Методы морфокинематического анализа разломов // Геофиз. журн. – 1986. – 8, № 1. – С. 53-61.
9. Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений (по геологическим и сейсмологическим данным) // Докл. АН СССР. – 1975. – 225, № 3. – С. 557-560.
10. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука, 1979. – С.7-25.

УДК 551.24.03

А.В.Вихерт

Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова

ПОЛИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ (РЕШЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ)

Поле тектонических деформаций – это распределение направлений и величин главных осей деформаций удлинения-укорочения и сдвига в некотором объеме. Рассмотрены примеры природных полей деформаций со складчатыми и надвиговыми структурами и примеры соотношения природных и экспериментальных полей деформаций и напряжений. Возможная перспектива развития тектонофизики – построение и анализ совместных полей тектонических деформаций и напряжений.

К настоящему времени появилось множество публикаций, посвященных геометрическим (морфологическим) индикаторам тектонических деформаций, и значительно меньше работ, в которых эти индикаторы применяются к анализу конкретных природных ситуаций. Задача данного сообщения – рассмотреть некоторые имеющиеся здесь достижения и перспективы. Построение и исследование полей тектонических деформаций необходимы для решения двух фундаментальных задач: теоретической (познание механизмов деформации и разрушения массивов горных пород) и прикладной (изучение структуры рудных полей).

Я придерживаюсь следующих определений.

Поле тектонических деформаций – это распределение направлений и величин главных осей деформации удлинения-укорочения и сдвига в некотором объеме (в плане, разрезе) и во времени, траекторий этих осей или материальных точек в деформируемых телах, а также ориентировка и размещение линейных и плоскостных элементов структуры в процессе деформации. Поля деформации показывают направления, а построенные с помощью эллипсоидов – и масштабы перемещения вещества горных пород, если известно поведение деформаций во времени, – то и их скорости. Таким образом, они характеризуют кинематику (кинетику) процесса деформирования горных пород, а будучи совмещенными в том же объеме с одновременными и одноранговыми им полями напряжений отражают как кинематику, так и динамику тектонического процесса.

Рассмотрим некоторые примеры описанных к настоящему времени природных полей тектонических деформаций. Они сводятся к двум группам. В первой из них, по мнению авторов-разработчиков, основным фоном структуры региона являются складчатые дислокации, во втором ведущую роль играют надвиговые формы.

© А.В.Вихерт, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

Первый случай – это построения Э.Клооса (1947, 1953) по Аппалачам, включая Южные горы, Мериленд и Пенсильванию, который реконструировал два поля деформаций – региональное и локальное. Региональное охватывает субширотную полосу, сложенную различными по составу породами протерозоя и нижнего палеозоя, смятыми в разномасштабные, но преимущественно крупные складки. Как датчики деформации в терригенных породах выступали удлиненные зерна кварца, в карбонатных – деформированные ооиды и сферолиты, в вулканогенных – вытянутые газовые пузырьки. На карте стрелками и цифрами возле них указаны азимуты и углы падения линейности, которые обозначают главные направления удлинения, течения вещества при его деформации. Разумеется, вместо падения линейности можно было бы показать противоположное ему направление восстания. Падения осей главного удлинения различны в разных частях территории: на юго-востоке – преимущественно северо-восточные, крутые, вкрест простирания складчатости; в центре удлинения субгоризонтальные и вытянуты по простиранию пород, затем они приобретают юго-восточный сначала крутой, затем пологий наклон и, наконец, пологое падение на северо-запад. Эти региональные особенности ориентировки линейности Э.Клоос, к сожалению, практически не комментирует.

Второе, локальное поле деформаций, являющееся частью первого и восстановленное для западной части региона (Антиклинали Южных гор) по эллиптическим объектам, построено с указанием направлений и углов наклона осей максимального удлинения пород и – в изолиниях – величин этого удлинения (оси удлинения простираются субширотно с пологим падением на восток, средние оси ориентированы субмеридионально и субгоризонтально, оси укорочения – субвертикально с крутым падением на запад). На обобщенных разрезах антиклиналей длинные и средние оси деформации лежат в плоскостях кливажа, первая – перпендикулярно, вторая – параллельно шарниру, короткая ось перпендикулярна кливажу.

Описанное положение главных осей деформации в региональном и локальном полях можно объяснить по-разному: горизонтальным сжатием и наклонным растяжением вещества горных пород при формировании складок с их опрокидыванием на запад, либо деформацией пород в складки в процессе их гравитационного течения по осложненному уступами фундаменту. Возможны и иные трактовки. К решению этой проблемы можно было бы существенно приблизиться, если для тех же территорий были реконструированы поля сил (напряжений). В результате была бы восстановлена кинематика и динамика процесса деформирования толщ и сужен круг возможных представлений о ходе и причинах этого процесса.

Примеры полей деформаций в надвиговых чешуях или в их окрестностях приведены в ряде работ. Так, Д.Флинн установил, что в девонских конгломератах (Шотландия) вблизи надвинутых на них с запада серпентинитов длинные оси деформированных галек полого наклонены на юго-запад, к надвигу, но косо в плане относительно его линии, а короткие оси галек субвертикальны. В то же время сланцеватость в конгломератах залегает приблизительно параллельно поверхности предполагаемого надвига. Определенное по галькам поле деформации не согласуется с представлениями о возможном давлении на толщу конгломератов со стороны надвигавшейся офиолитовой чешуи, но вполне может быть объяснено гравитационным растеканием толщи конгломератов. Положение сланцеватости увязывается с возможным давлением со стороны надвига. Для решения проблемы и в данном случае не хватает знаний о полях напряжений, существовавших при деформации галек и образовании сланцеватости.

Три примера полей деформаций в надвиговых чешуях.

Надвиг докембрийских сланцев мойн на расположенную западнее докембрийско-нижнепалеозойскую толщу Шотландии [5]. Длинные оси зерен кварца в сланцах мойн вытянуты субгоризонтально и примерно перпендикулярно линии надвига. Внутри сланцев наблюдаются складки различных простираний, что не согласуется с направлением линейности. Линейность явно отражает какой-то общий процесс перемещения вещества, может быть, гравитационное течение сланцевой толщи с ее надвиганием на запад, а образование складок в сланцах – это подчиненное явление, которое может быть связано с неоднородностями в структуре толщи или ее подложья. Для решения вопроса снова недостает поля напряжений.

Аналогичные соотношения вытекают из анализа полей деформаций, реконструированных по обломкам брекчированных известняков нижней юры в южных отрогах Альп, надвинутых на Аппенинский полуостров [4] и по галькам в мезозойских и палеогеновых породах, слагающих чешуйчатые надвиги в Центральном Памире [1]. В обоих случаях вещество горных пород, слагающих покровы, удлинялось в направлении движения надвигов и укорачивалось (раздавливалось) в субвертикальном направлении, перпендикулярном надвиговой плоскости. Аналогичные структуры течения имеет движущийся лед, а также стекающее по лотку эквивалентное вязкое вещество, содержащее твердые включения.

В Альпах в отличие от Аппалачей в деформированных известняках главная плоскость деформации с осью максимального удлинения и средней осью параллельна не поверхностям клиньев, а поверхностям слоистости. Это различие существенное, но для понимания его

причин, как и причин движения покровов, поле деформаций должно быть дополнено полем напряжений.

Обратимся к теоретическим, экспериментальным и натурным данным, которые могут помочь в решении проблемы соотношения полей деформаций и напряжений. Поле значений касательных напряжений у косого к внешнему сжатию разрыва в упругом веществе, теоретически рассчитанное Маруямa, и поле упругих деформаций сдвига, полученное в аналогичной обстановке в эксперименте Стоповым (1977), по рисунку изолиний идентичны. Но это упругие деформации, а как обстоит дело с пластическими? Из сопоставления экспериментальных полей нормальных и касательных напряжений, зафиксированных Гзовским (1975) в упругом оптически активном веществе при образовании складок продольного расплющивания, и экспериментальных полей деформаций в изолиниях их величин в аналогичных условиях воздействия на образец пластического вещества также видна идентичность двух сравниваемых рисунков. Таким образом, упругие напряжения и пластические деформации в опытах оказываются соосными.

Природный пример – кливаж осевой поверхности. Многократно отмечалось, что длинная и средняя оси эллипсоида деформации лежат в плоскости кливажа, короткая ось перпендикулярна ей. По массовым замерам трещиноватости в складчатых толщах Полярного Урала обнаружена аналогичная ориентировка главных осей нормальных напряжений относительно кливажа (Сим, устное сообщение).

Эти и другие имеющиеся материалы позволяют надеяться, что в природе при длительно развивающихся тектонических процессах по положению в пространстве и величине будут соответственны оси эллипсоидов деформаций и напряжений: максимального удлинения и минимального сжатия, максимального укорочения и максимального сжатия, как и промежуточные оси.

В одновременном построении и анализе одних и тех же территорий, одинаковых времен и одноранговых полей деформаций и напряжений, характеризующих кинематику и динамику складко- и разрывообразования, по-видимому, одна из перспектив дальнейшего развития тектонофизики.

В заключение коротко о датчиках палеодеформаций горных пород. Среди них, очевидно, следует отдать предпочтение зернам основной массы. Здесь используются: соотношение размеров зерен, их размещение, ориентировка. Анализируются одновременно два из трех перечисленных признаков.

Соотношение размеров зерен с некоторыми вариациями в методике применили Родер (1977), Робин (1977), Одлинг (1984); размещение зерен до и после деформации – Грай (1979); размещение и

ориентировку зерен – Рэмзи (1967); ориентировку зерен – Сандерсон (1977), Паноззо (1984), Викерт (1987). Последний способ – по замерам простирания зерен в шлифе наименее трудоемок, подкреплен теоретическими моделями и обладает оптимальной точностью (средняя относительная ошибка оценки величины деформации составляет около ±15 %).

1. Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм и тектоническое течение литосферы //Geologicky zbornik - Geologica Carpathica. - 1986. - 37, N 3. - P. 267-276.
2. Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мериленд // Вопросы структурной геологии. - М.: ИЛ., 1958. - С. 96-156.
3. Flinn D. On the deformation in the Funzie conglomerate, Fetlar, Shetland // J. Geol. - 1956. - 64, N 5. - P. 488-505.
4. Klighfield R., Carmignani L., Owens W.H. Strain analysis of a Nothern Appenine shear zone using deformed marble breccias// J. Struct. Geol. - 1981. - N 3. - P. 421-436.
5. Fillips F.C. A fabric study of Moine schist // Quart. J. - 1937. - 93. - P. 581-620.

УДК 552.12

А.Н.Казаков

Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР, Ленинград

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПОРОД ПОСРЕДСТВОМ МИКРОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

В качестве основной характеристики напряженного состояния породы предлагается величина S_θ, т.е. отношение критического скалывающего напряжения τ_c к общему напряжению σ_θ (или $\sigma_1 - \sigma_3$). При первых появлениях скалывающих напряжений $S_\theta = 0{,}50$, при суперпластическом течении $S_\theta = 0$. Переходная зона характеризуется промежуточными значениями S_θ.

Современная форма микроструктурного анализа – динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов обладает большими возможностями для характеристики особенностей строения пород. Главной его задачей является характеристика внутреннего напряженного состояния пород, которая имеет свое специфическое выражение.

В основе методики лежит парадоксальное для поставленной задачи положение – все исходные данные теории динамического анализа микроструктурных ориентировок основаны на том, чтобы избавиться от конкретных значений общего напряжения σ_θ (или его эквивалента $\sigma_1 - \sigma_3$) и конкретных значений скалывающих напряжений τ, в

© А.Н.Казаков, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

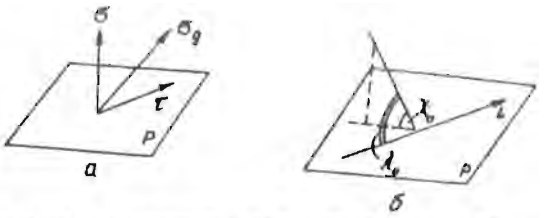


Рис. 1. Соотношение действующих сил с плоскостью скольжения P и линией скольжения l на грани кристалла:
а – разложение общего напряжения σ_g на составляющие: нормальное напряжение σ и скалывающее напряжение τ; б – углы χ_0 и λ_0, определяющие значение S_0 (см. текст); с – направление действующей силы

том числе и от значений критического скалывающего напряжения τ_c. Естественно, что это приложимо к области, где достигается τ_c, т.е. к области пластических деформаций до ее полного перехода в суперпластическое течение в установившемся режиме.

Действительно, при рассмотрении направления действующей силы с плоскостью скольжения мы рассматриваем нормальное σ и скалывающее τ напряжения (рис. 1,а). Их величина определяется как

$$\sigma = \frac{\sigma_g}{2}\,(1 + \cos 2\alpha), \qquad (1)$$

$$\tau = \frac{\sigma_g}{2}\,(\sin 2\alpha), \qquad (2)$$

Если известно значение σ_g, то определить σ и τ не составляет труда, но мы не знаем величину σ_g для различных природных процессов. Надо выбрать единицу, независимую от величины σ_g. Такой единицей является

$$\frac{\tau_c}{\sigma_g} = S_0 \qquad (3)$$

или

$$\tau_c = S_0\,(\sigma_1 - \sigma_3). \qquad (4)$$

Формула (4) преобразуется в такой вид:

$$S_0 = \sin\chi_0 \cos\lambda_0, \qquad (5)$$

где χ_0 – угол между направлением действующей силы и плоскостью скольжения; λ_0 – угол между направлением действующей силы и линией скольжения (рис. 1,б). Таким образом, величина S_0 зависит только от угла приложения силы. Максимальное значение S_0 равно

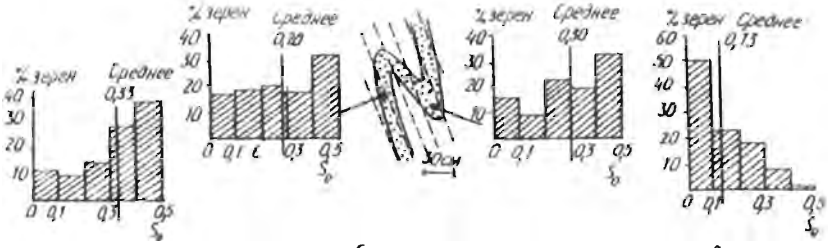


Рис. 2. Графики значений S_0 и средние значения S_0 для разных пород: а – доломит, Восточные Саяны [1]; б – кальцит из песчанистых известняков из ядра и крыла складки, р. Нама, Северо-Байкальское нагорье [2], в – роговая обманка из амфиболита, р. Б. Чуя, Северо-Байкальское нагорье

0,50. На этом построен весь динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов.

Для использования формулы (4) с целью определения величины стресса обязательно нужны экспериментальные данные. Например, при известном S_0, найденном посредством динамического анализа, определяем τ_c по графику У.Тернера и др. [4] и вычисляем без труда $\sigma_1 - \sigma_3$. Примерно так поступают канадские исследователи Д.Джессон и Д.Сиант [5], принимая τ_c для кальцита равным 1 кбар и для доломита 5 кбар (данные для $T^0 = 300^0$). Но это очень приблизительное определение, поскольку τ зависит от множества факторов (температура, условия деформации, влияние границ поверхностей и др.).

Ключом решения вопроса является определение величины S_0 для исследуемого образца. Но для этого следует знать направление действующей силы (рис. 1,б).

Канадские исследователи предполагают такой вариант: за направление действующей силы принимать действие литостатической нагрузки, т.е. стресс принимать вертикальным. Это резко ограничивает сферу исследования, т.е. метод применим только для исследуемых субгоризонтально залегающих карбонатных пород. Все метаморфические тектониты оказываются за пределами исследования.

Наиболее точно определить направление действующей силы и соответственно величину S_0 как для каждого зерна, так и суммарно, можно только с привлечением динамического анализа микроструктурной ориентировки. Метод кинематического анализа снимает все ограничения, он применим для осадочных и смятых пород, для неметаморфизованных

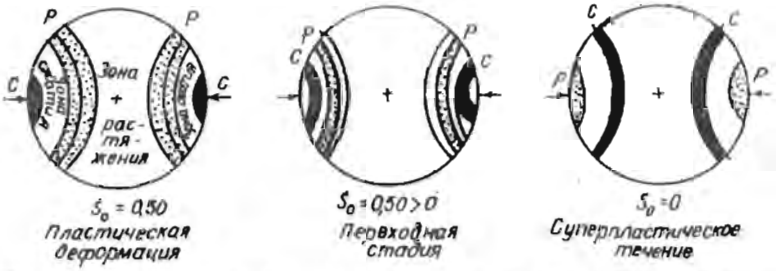


Рис. 3. Положение осей сжатия С и плоскостей скольжения Р кристаллов (плоскости двойникования, трансляционные грани) в зоне "пластическая деформация – суперпластическое течение". Стрелки – направление стресса

ных и метаморфизованных, для любых минералов (а не только для карбонатов) сдвойникованных и несдвойникованных. Единственное условие – кристаллы должны быть достаточной величины, позволяющей исследовать их ориентировку под микроскопом.

Методика динамического анализа /1, 3/ предусматривает несколько операций для определения S_0 в данном образце:

1. Составляются суммарные диаграммы ориентировки осей сжатия С и осей растяжения Т индивидуальных зерен.

2. По этим диаграммам определяется направление действовавшей силы при образовании данной ориентировки.

Уже на этой стадии работы примерную оценку значения S_0 для агрегата в целом или для его частей можно сделать с помощью специально разработанных стереограмм /3, с. 60, 66, 68/.

3. Для точного определения S_0 на отдельных сетках отмечается положение плоскостей скольжения Р и линий скольжения λ для каждого зерна.

4. Исходя из соотношений направления действовавшей силы с плоскостями и линиями скольжения в конкретных зернах (рис.1,б) определяется S_0 в каждом из них.

Затем составляются графики S_0 (рис. 2) и вычисляется среднее при данном направлении действовавшей силы. Теперь полученное значение S_0 можно использовать для любой методики с применением целенаправленных экспериментальных исследований, в частности для методики, основанной на формулах (3) и (4).

Прямое определение σ_3 или $\sigma_1 - \sigma_3$ в барах или атмосферах посредством микроструктурного анализа невозможно. Вместо этих величин в качестве основной характеристики напряженного состояния породы может быть принято само S_0, так как оно отражает соотноше-

ние двух главных его характеристик – критического скалывающего напряжения и общего напряжения, несмотря на то что абсолютные значения этих параметров скрыты внутри S_θ.

С помощью S_θ можно охарактеризовать всю область пластических и суперпластических деформаций. По окончании упругой деформации с первым появлением скалывающих напряжений, т.е. с наступлением стадии первичного крипа S_θ максимально и равно 0,50. По мере нарастания общего напряжения значение S_θ постепенно уменьшается и при переходе во вторичный крип становится равным 0. Это четко отражается в микроструктурных ориентировках (рис. 3). При S_θ = = 0,50 полюса плоскостей скольжения (двойников, трансляционных граней) располагаются под углом 45° к направлению действующей силы, а при S_θ = 0 совпадают с ней.

На рис. 2 показаны графики значений S_θ для разных пород и приведены их средние значения. Четко виден резко разный характер графиков (см. рис. 2,а – S_θ = 0,33, возрастание более высоких значений S_θ) и роговой обманки (см. рис. 2,в – S_θ = 0,13, снижение более высоких значений S_θ). Первый из них характеризует условия пластической деформации (крип), второй – условия, близкие к суперпластическому течению (вторичный крип). Рис. 2,б показывает, что графики S_θ в разных частях складки примерно одинаковы, как одинаково и среднее значение S_θ. Имеются определенные возможности для составления по реально вычисленным S_θ в породах кривой состояния, подобной кривой в координатах "дифференциальной стресс-деформации". При этом следует заменить значение S_θ на угловые величины относительно оси абсцисс.

Работа в рассмотренном направлении еще только начинается, и можно надеяться, что она даст интересные и важные результаты.

1. Казаков А.Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. – Л.: Наука, 1967. – 109 с.
2. Казаков А.Н. Микроструктурная ориентировка сдвойникованного кальцита в складке, ее динамическое и геологическое значение// Деформации и структуры докембрийских толщ. – Л.: Наука, 1967.– С. 28-37.
3. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. – Л.: Наука, 1967. – 272 с.
4. Тернер Ф., Григгс, Хэд Х. Эксперименты по деформации кристаллов кальцита // Вопросы структурной геологии. – М.: ИЛ, 1958.– С. 164-217.
5. Jamison W.R., Spang J.H. Use of calcite twin lamellae to infer differential stress // Bull. Geol. Soc. Amer., 1976. – 87, N 6. – P. 867-872.

УДК 551.243

Р.М.Лобацкая

Иркутский политехнический институт

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ

Рассмотрены количественные параметры зон динамического влияния разломов и их структурных элементов. Показаны статистические зависимости между рядом количественных характеристик разломов, отражающие специфику разрушения земной коры на разных уровнях ее структурной организации в условиях различных тектонических режимов. В зависимости от внутренней структурной организации зон динамического влияния разломов соотношения между количественными параметрами могут меняться, а численные коэффициенты в большинстве уравнений регрессии зависят не только от тектонических условий, в которых формируется тот или иной разлом, но и от ранга самого разлома.

Экспериментальные данные [1] и полевые наблюдения [2, 3 и др.] позволяют однозначно оценивать любое разрывное нарушение как сложно деструктированный объем земной коры (или литосферы в целом), при этом удобнее говорить не о разломе - этот термин чаще используется, когда речь идет о дизъюнктиве как о границе,- а о зоне [3] или области [1] динамического влияния разлома (ЗДВР). Наиболее характерными элементами разломных зон являются магистральный разлом и серия разноранговых сопутствующих разрывов, которые обычно локализуются в отдельные дискретные максимумы - деструктивные поля. Любая ЗДВР может быть охарактеризована рядом количественных параметров: длиной L, шириной m, глубиной проникновения H, а также параметрами своих главных элементов: длиной $l_{дп}$, шириной $m_{дп}$, глубиной $h_{дп}$ деструктивных полей; длиной магистрального разлома $L_{мг}$, которая может совпадать с длиной ЗДВР, а может быть несколько меньше, его шириной $m_{мг}$, которая определяется шириной полосы тектонитов (милониты, катаклазиты, глинка трения) и глубиной $H_{мг}$, совпадающей с глубиной ЗДВР или меньшей, чем глубина зоны в целом.

Установлено [3-5], что перечисленные количественные параметры связаны между собой рядом статистических зависимостей (таблица). Коэффициенты пропорциональности в приведенных зависимостях варьируют в широких пределах. Эти вариации определяются параметрами разрушающихся блоков литосферы, тектоническими условиями, в которых формируется тот или иной разлом, и рангом разрывного нарушения, т.е. характером напряженно-деформированного состояния литосферы. При переходе от ранга к рангу вариации численных зна-

© Р.М.Лобацкая, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

Зависимости между параметрами основных структурных элементов зон динамического влияния разломов

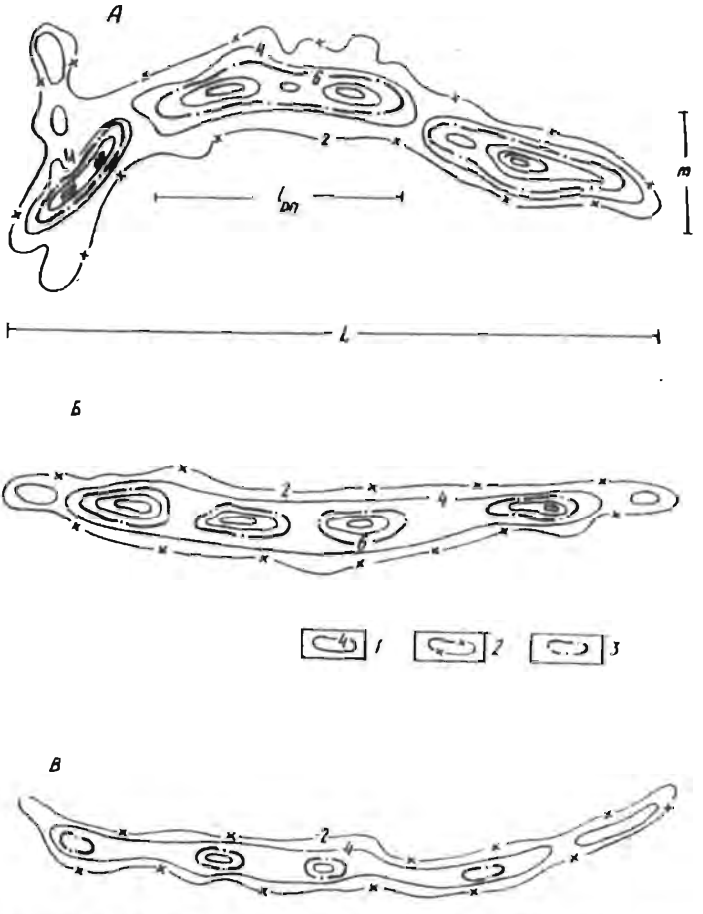
Основные параметры	Ранг ЗДВР	Уравнения регрессии
Длина и ширина ЗДВР	генеральный	$\lg m = 1{,}06 \lg L - 1{,}14$
	региональный	$m = 0{,}22 L^{0{,}95}$ [4]
Ширина ЗДВР и ширина магистрального разлома	генеральный	$m_{мг} = 0{,}04 m + 0{,}22$ км
	локальный	$m_{мг} = 0{,}51 m + 0{,}85$ м
	трещинный	$\lg m_{мг} = 0{,}82 \lg m + 0{,}46$
Длина ЗДВР и деструктивных полей	генеральный и региональный	$l_{дп} = 0{,}13 L + 50{,}9$ км
То же	генеральный и региональный	$\lg m_{дп} = 0{,}61 \lg L + 0{,}8$
" "	генеральный и региональный	$l_{дп} = 1{,}9 m_{дп} + 30{,}8$ км
Длина сопутствующих разрывов и их расстояние до магистрального	генеральный	$l = 2{,}1 d + c$
	региональный	$l = 1{,}5 d + c$

чений коэффициентов корреляции наиболее значительны, что в свою очередь отражает различный характер разрушения земной коры на разных уровнях ее структурной организации и опосредованно связано с одним из общеизвестных выводов механики разрушения об изменении предела прочности с изменением масштаба разрушения.

Соотношения между рядом количественных параметров ЗДВР и ее структурных элементов позволяют объединить все многообразие разломных зон в три типа: I – равномерно-деструктированные ЗДВР (деструктивный тип), II – дискретно-деструктированные ЗДВР (деструктивно-магистральный тип); III – слабо деструктированные ЗДВР (магистральный тип). Примером ЗДВР первого типа являются рифтовые зоны континентов, палеоаналогами которых можно, по-видимому, считать раннедокембрийские пояса и рои даек древних платформ типа даек Америлик в Гренландии, Саглек в Канаде, Великой Дайки в Африке, даек Джимберлана и Биннеринджи в Австралии; а также зеленокаменные и чарнокит-гранулитовые пояса [6, 7]. Они состоят из серии сближенных деструктивных полей. Магистральный разлом либо отсутствует, либо присутствует лишь в зачаточном состоянии. Отношение ширины ЗДВР к длине составляет около 20 %, а отношение длины деструктивных полей к длине ЗДВР от 20 % до 40 %.

Ко второму типу относятся ЗДВР с несколько иной структурной организацией. Здесь наряду с обособленными деструктивными полями отчетливо выделяется и магистральный разлом. Примером могут служить практически все ЗДВР фанерозойских подвижных поясов континента. Отношение ширины ЗДВР к длине составляет 10 %, а отношение длины деструктивных полей к длине ЗДВР – 15–18 %.

Третий тип объединяет ЗДВР, в структурной организации которых основная роль принадлежит магистральному разлому, а деструк-



Принципиальная схема строения зон динамического влияния трех типов: А – деструктивный тип ЗДВР; Б – деструктивно-магистральный тип ЗДВР; В – магистральный тип ЗДВР; 1 – изолинии равных плотностей сопутствующих разрывов; 2 – граница ЗДВР; 3 – границы деструктивных полей. Цифрами на изолиниях указана плотность сопутствующих разрывов в условных единицах

ция сопредельного пространства сильно ограничена. Сюда относятся прежде всего трансформные разломы океана. Отношение ширины ЗДВР к длине составляет 5 %, а отношение длины деструктивных полей к длине ЗДВР едва достигает 7 % (рисунок).

Каждый из перечисленных типов разломных структур отражает специфические условия разрывообразования. Рассмотрим на качественном уровне характер напряженно-деформированного состояния литосферы при их формировании. Установлено [8], что поведение многих материалов зависит от скорости деформирования. Более высокие скорости деформирования приводят к увеличению предела текучести, а деформации (предшествующая и сопутствующая), при которых протекает разрушение, уменьшаются. В вершине трещины, распространяющейся с большой скоростью, скорости деформирования очень велики, поэтому материал проявляет больше хрупких свойств. И наоборот, чем ниже скорости деформирования, тем ниже предел текучести материала и ниже скорости распространения трещин, а материал проявляет больше пластических свойств.

С другой стороны, на механические свойства среды и ход процесса разрушения значительное воздействие оказывают ее геометрические параметры, в частности соотношения мощности и площади разрушающегося объема. Известно [9], что тонкая пластина обладает способностью накапливать упругую энергию, которая стремительно высвобождается при достижении предела прочности. В то же время толстая пластина не накапливает упругую энергию, при достижении предела прочности растрескивается, пластически деформируется. Экспериментальные исследования показывают, что ширина ЗДВР тесно связана как с толщиной модели, так и со скоростями деформирования [1]. При этом только толщина литосферы не может дать полного представления о геометрии разрушающегося объема, следует учитывать и другой ее параметр – площадь S_L. В связи с этим представляется целесообразным, рассматривая литосферу как оболочку, ввести коэффициент ее "толстостенности": $K = \frac{H_L \cdot 100\%}{S_L}$. В среднем для современной континентальной литосферы подвижных областей значение этой характеристики составляет $0{,}7 \cdot 10^{-3}$, для литосферы подвижных областей океана $0{,}2 \cdot 10^{-3}$, для литосферы активных окраин Тихого океана $(3{,}0 \div 7{,}0) \cdot 10^{-3}$, а для раннедокембрийской литосферы древних кратонов предположительно $(1{,}3 \div 3{,}0) \cdot 10^{-3}$.

Сочетание низких значений коэффициента "толстостенности" и высоких значений скоростей деформирования приводит к формированию ЗДВР магистрального типа – обстановка характерна для литосферы океана. ЗДВР деструктивно-магистрального типа формируются так же в условиях скоростей деформирования, но в сочетании с более высокими значениями коэффициента "толстостенности". Такой обстановке отвечают подвижные пояса континента. Стабильные участки литосферы с высокими значениями К и низкими скоростями деформирования способны вести к более или менее равномерному растрескиванию литосфе-

ры и формированию ЗДВР деструктивного типа – примером могут служить раннедокембрийские кратоны, а в современной геодинамической обстановке – древние и молодые платформы, пассивные окраины континента.

Таким образом, количественные параметры разломов могут служить в определенной степени индикаторами при изучении и прогнозировании типа разломообразования в условиях того или иного тектонического режима в пределах различных регионов. Как показывают детальные исследования, это возможно как для современной обстановки в литосфере, так и при проведении палеореконструкций. Приведенные выше зависимости отражают ряд общих закономерностей в характере линейной деструкции земной коры, что делает возможным их использование при картировании и изучении разрывных структур.

1. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. – Новосибирск: Наука, 1983. – 112 с.
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники. – М.: Недра. 1975. – 262 с.
3. Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. – М.: Недра, 1987. – 212 с.
4. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов. – Новосибирск: Наука, 1977. – 102 с.
5. Лобацкая Р.М. Разрывные нарушения верхней части земной коры Байкальской рифтовой зоны // Проблемы разломной тектоники. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 112–129.
6. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. – М.: Недра, 1983. – 108 с.
7. Рид Г., Уотсон Дж. История Земли. Ранние стадии истории Земли.– Л.: Недра, 1981. – 240 с.
8. Броек Д. Основы механики разрушения. – М.: Высшая шк., 1980. – 368 с.
9. Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е. Кинематическая природа прочности твердых тел. – М.: Наука, 1974. – 560 с.

УДК 551.247+551.71

Л.Ф.Добржинецкая, В.Е.Сонюшкин, И.К.Кацура

Институт литосферы АН СССР, Москва

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНАХ ГЛУБИННОГО НАДВИГООБРАЗОВАНИЯ

Параметры деформации, рассчитанные по плотностям свободных дислокаций и размерам субзеренных структур в архейских эндербитах Кольского полуострова, деформированных в условиях глубинного покровообразования, подтверждают структурно-текстурные неоднородности внутри единой тектонической пластины. Оценка величин дифференциального напряжения, вязкости и скорости деформации выявляет генетические аспекты этих неоднородностей, которые контролируются

© Л.Ф.Добржинецкая, В.Е.Сонюшкин, И.К.Кацура, 1991

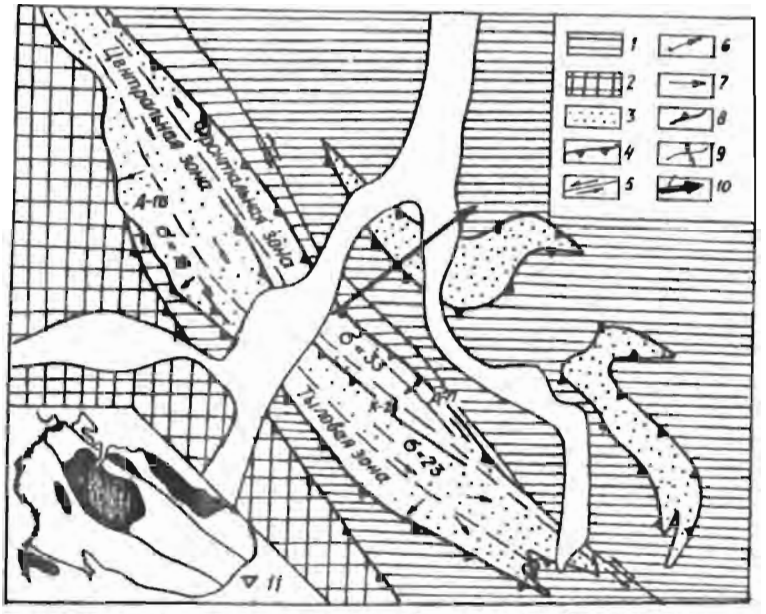
ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

разноградиентным твердопластическим сдвиговым течением, приводящим к созданию локальных зон неоднородных напряжений в пределах крупной тектонической пластины архейских коровых пород.

Покровные структуры, широко развитые в фанерозойских областях, в последнее десятилетие установлены во многих докембрийских регионах. Параметры деформаций фанерозойских покровных зон обычно оценивают по различным геологическим маркерам, первоначальная форма которых может быть восстановлена. Такими маркерами являются фаунистические остатки, гальки конгломератов, оолиты и другие тела. В высокометаморфизованных комплексах раннего докембрия, где процессами твердопластического течения охвачен каждый микрообъем пород, маркерами деформации могут выступать главные породообразующие минералы. Причем в качестве маркеров в этом случае необходимо использовать те минералы, пластические свойства которых изучены экспериментально. Для коровых пород таким минералом является кварц. Его пластические свойства в настоящее время изучены в широком диапазоне температур, давлений и скоростей деформации [4].

Важнейшими параметрами микроструктуры кварца, которые могут быть использованы для оценки дифференциальных палеонапряжений ($\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$), являются размеры динамически рекристаллизованных зерен, размеры дислокационных субзерен и плотности свободных дислокаций. Основные уравнения для расчета дифференциальных палеонапряжений базируются на известной в материаловедении и металлофизике зависимости $\sigma = 1/d$ [3]. Эти уравнения были модифицированы для расчетов σ, применимых к горным породам, представляющим собой поликристаллические агрегаты [5] $\sigma = k\mu d\rho^{u}$; $\sigma = l\mu bd^{-v}$; $\sigma = L_0\mu/D$; $\sigma = mD^{-w}$, где μ – модуль сдвига; d – вектор Бюргерса; ρ – плотность свободных дислокаций; d – размер дислокационных субзерен; D – размер рекристаллизованных зерен; k, l, v, m, w, u, L_0 – константы, зависящие от свойств материала.

Исследование дислокационных структур кварца проводилось по образцам эндербитов, содержащих до 30 % кварца. Ориентированные образцы эндербитов отобраны в трех структурных доменах, выделенных внутри крупной тектонической пластины, расположенной в центральной части Кольского полуострова (рисунок). Изучение распределения элементов структурного парагенезиса внутри пластины позволило выделить три зоны: тыловую, где развита минеральная линейность L_1, параллельная линии транспорта пластин; центральную – с широким развитием изоклинальных складок F_1, и фронтальную, где отмечается нагромождение складок F_2, сопровождающееся их последующей деформацией и широким развитием бластомилонитов, линейность в которых ориентирована перпендикулярно линии транспорта пла-



Структурно-геологическая карта района хребта Вежа-тундра (центральная часть Кольского полуострова):
1 – кольская серия; 2 – породы Оленегорского зеленокаменного пояса; 3 – породы чарнокитовой серии; 4 – надвиг; 5 – сдвиг; 6 – ориентировка шарниров изоклинальных складок F_1; 7 – ориентировка минеральной линейности; 8 – общее положение кристаллизационной сланцеватости; 9 – ось антиформной складки; 10 – направление транспорта тектонической пластины; на врезке; 11 – местоположение района работ; Д-113, К-25, Д-71 – номера точек отбора ориентированных образцов

стины. Установлено также, что все эти разноориентированные линейные элементы представляют собой единый структурный парагенез глубинного покровообразования, осуществлявшегося в условиях метаморфизма гранулитовой фации [1].

В настоящее время много работ посвящено изучению деформационных особенностей кварца для решения задач структурной геологии с помощью дифракционного контраста в просвечивающем электронном микроскопе (ПЭМ). Однако для массовых определений этот метод вряд ли можно использовать, поскольку он требует сложного приготовления препаратов методом ионного утонения из массивных образцов. Нами был использован метод избирательного травления в комплексе с растровым электронным микроскопом (РЭМ) и репликами в ПЭМ, что позволило существенно повысить разрешающую способность данно-

го метода, приблизив ее к разрешающей способности метода дифракционного контраста в ПЭМ [2].

В качестве избирательных травителей для кварца применялись травящие растворы следующего состава: 1-3 частей *HF* в 99-95 частях H_2O и 1-5 частей *HF* в 99-95 частях HNO_3. Время травления первым травителем достигало 30 часов, с использованием второго – 2-5 ч. Оптимальные режимы травления выбирались с учетом общей степени дефектности образца, кристаллографической ориентировки исследуемой поверхности, наличия атмосферы примесных атомов вокруг ядра дислокации. При реализации перечисленных условий удавалось выявлять отдельные дислокации, расположенные нормально, под углом и почти параллельно исследуемой поверхности, а также дислокационные петли, диполи, ряды дислокаций и дислокационные сетки на границах субзерен.

Для оценки правильности данных о плотности дислокаций, полученных с помощью избирательного травления, использовался независимый метод дифракционного контраста в ПЭМ. Препараты готовились механическим измельчением кварца, а также утонением фрагментов петрографических шлифов ионным пучком на установке Е-306 фирмы "Эдвардз". Оба независимых метода исследований дали сопоставимые результаты по оценке плотности дислокаций в кварце.

В результате исследований установлено, что эндербиты деформированы в условиях высокотемпературной ползучести, когда процессы восстановления преобладают над процессами динамической рекристаллизации.

Внутри субзерен кварца хорошо проявлены отдельные дислокации, причем ямки травления образуются на дислокациях, ориентированных нормально к поверхности исследуемого препарата. Дислокации, расположенные под небольшим углом к поверхности препарата, при травлении выглядят как желобки с клиновидными окончаниями в тех местах, где дислокационные линии круто погружаются в глубь кристалла. Аналогичным образом вытравливаются дислокационные петли.

На границах субзерен обнаружены сложнопостроенные стенки дислокаций, состоящие из краевых, винтовых и смешанных дислокаций, слагающих эти границы. Во всех исследованных образцах установлены следы динамической рекристаллизации. Зародыши рекристаллизованных зерен развиваются в местах скопления дислокаций, или на пересечении субзерен, которые формируют отдельные деформационные слои.

Подсчет плотностей свободных дислокаций показал, что их максимальные значения соответствуют образцам, отобранным во фронталь-

Плотности свободных дислокаций

Параметры деформации	Фронтальная зона Д-71	Центральная зона К-25	Тыловая зона Д-113
ρ, $см^{-2}$	10^8	$5x10^7$	$3x10^7$
d, мкм	18	21	23
$\sigma = k\mu b\rho^{1/2}$, МПа	33	23	18
$\sigma = l\mu b d^{-1}$, МПа	11	9,4	8,6
$\varepsilon' = A\sigma^n exp\left(-\frac{Q}{RT}\right)$, $с^{-1}$	$1,8x10^{-13}$	$5,6x10^{-14}$	$2,5x10^{-14}$
	$5,0x10^{-15}$	$3,0x10^{-15}$	$2,0x10^{-15}$

$k = 2$; $\mu = 33x10^3$ МПа; $b = 5x10^{-8}$ см; $\mu = 0,5$; $l = 12$; $\nu = 1,5$ [5]; $A = 7,2\ (10^2\ МПа)^{-n} \cdot с^{-1}$; $n = 3,3$; $Q = 60$ ккал/моль [6]; $T = 1148\ ^oK$

ной зоне пластины, в то время как в тыловой зоне значения ρ – минимальные, а в центральной зоне они характеризуются промежуточными значениями. Обратную зависимость обнаруживают данные по размерам субзерен (таблица).

Оценка величины палеостресса по плотностям свободных дислокаций показала, что значения σ во фронтальной зоне пластины соответствуют 33 МПа, в центральной – 23 МПа, в тыловой – 18 МПа. Подобные вариации обнаруживаются в значениях σ, рассчитанных по размерам субзерен – 11, 9, 8 МПа (см. таблицу).

Используя уравнения течения Аррениуса $\varepsilon' = A\sigma^n exp\left(-\frac{Q}{RT}\right)$, где ε' – скорость деформации; Q – коэффициент объемной диффузии; R – универсальная газовая постоянная; T – температура, К; A и n – константы, получаем значения ε' (см.таблицу). В общем виде параметры скорости деформации относятся,как 3:2:1 – во фронтальной, центральной и тыловой зонах пластины соответственно.

Все эти данные по параметрам деформации архейских эндербитов, деформированных в условиях глубинного покровообразования, коррелируются со структурно-текстурными неоднородностями внутри единой тектонической пластины. Оценка этих параметров выявляет генетические аспекты структурных неоднородностей, которые контролируются разноградиентным твердопластическим сдвиговым течением, приводящим к созданию локальных зон неоднородных напряжений в пределах крупной тектонической пластины архейских коровых пород.

1. Марков М.С., Авакян К.Х., Лобржинецкая Л.Ф., Кацура И.К. Гранулитогнейсовые области: Центрально-Кольская зона // Позднеархейские структурно-формационные зоны Кольского полуострова (к созданию геодинамической карты Кольского полигона). – Апатиты: КФ АН СССР, 1987. – С. 3-13.

2. Розен О.М., Сонюшкин В.Е. Механизмы деформации кварца и эволюция метаморфизма пород Анабарского щита // Структурный анализ кристаллических комплексов. 1986.-М.: Геол. ин-т АН СССР., 1986. - С. 113.
3. Хоникомб Р. Пластическая деформация металлов. - М.: Мир, 1972.- 408 с.
4. Carter N.L. Static deformation of silica and silicates // J. Geophys. Res. - 1971. - 76, N 3. - P. 5514-5540.
5. White S.H. Difficulties associated with paleo-stress estimates // Bull. Mineral. - 1979. - 102, N 1. - P. 210-215.
6. Weathers M.S., Bird J.M., Cooper R.F., Kohlstedt D.T. Differential stress determined from deformation-induced microstructures of the Moine Thrust Zone // J. Geophys. Res. - 1979. - 84, N B13. - P. 7495-7509.

УДК 551.24.02

В.С.Милеев

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова

УСЛОВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ ОРИЕНТИРОВКИ ВКЛЮЧЕНИЙ БОЛЬШЕЙ ВЯЗКОСТИ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ПРИ ДЕФОРМАЦИИ

В сильно деформированных комплексах установлено образование линейности объектами с вязкостью большей, чем у матрикса (будинаж, деформационная линейность и др.), благодаря их переориентировке длинной осью в направлении тектонического транспорта. Эксперименты по переориентировке будин (параллельные и деревянные бруски) в матриксе каучука и канифоли показали, что переориентировка происходит при наличии градиента продольной к направлению движения скорости и достигается при деформации около 100 %.

В сильно деформированных горных породах и комплексах, в частности метаморфических, наблюдается разнообразная по форме деформационная линейность - упорядоченное параллельное расположение линейно вытянутых элементов строения горной породы и включений большей вязкости в ней. Б.Зандер и Э.Клоос и большинство других исследователей полагают, что деформационная линейность возникает при тектоническом транспорте вещества в направлении падения - восстания кливажа осевой поверхности вследствие деформации растяжения в этом направлении - а-линейность или качения с линейной упорядоченностью в перпендикулярном направлении - в-линейность. Анализ в-линейности, выраженной гальками метаконгломератов, показал, что деформационная а- и в-линейности ориентированы по растяжению в направлении тектонического транспорта, фиксируя различные его направлени . Деформационная линейность образуется в два этапа: 1 - объекты в силовом поле ориентируются по форме - длин-

© В.С.Милеев,1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

ной стороной по растяжению, а короткой – вдоль сжатия, поворачиваясь на угол менее, чем 90^0; 2 – они деформируются, удлиняясь по длинной оси и сокращаясь по короткой. От минеральной линейности будины они отличаются только размерами. Это позволило Э.Клоосу рассматривать их как один из видов линейности [1].

Следует обратить внимание на то, что в природе будины и минеральная линейность занимают различное положение в складке и по отношению друг к другу: они могут быть параллельны и перпендикулярны, располагаясь в свою очередь параллельно или перпендикулярно шарниру складки. На основании анализа этих соотношений нами была предложена двухэтапная модель развития будинажа: 1 – будины и минеральная линейность взаимно перпендикулярны на начальном этапе при зарождении будинажа; 2 – в процессе течения будины переориентируются и занимают положение, параллельное минеральной линейности, ориентируясь по шарниру или перпендикулярно к нему, в зависимости от направления течения вещества при складчатости.

Ранее [4] описана принципиальная схема эксперимента по воспроизведению переориентировки будин в процессе течения матрикса. В соответствии с этой схемой в лаборатории тектонофизики МГУ проведен упрощенный эксперимент. Поскольку Х.Рамберг [6] и Е.И.Паталаха [5] экспериментально показали принципиальную возможность раз-

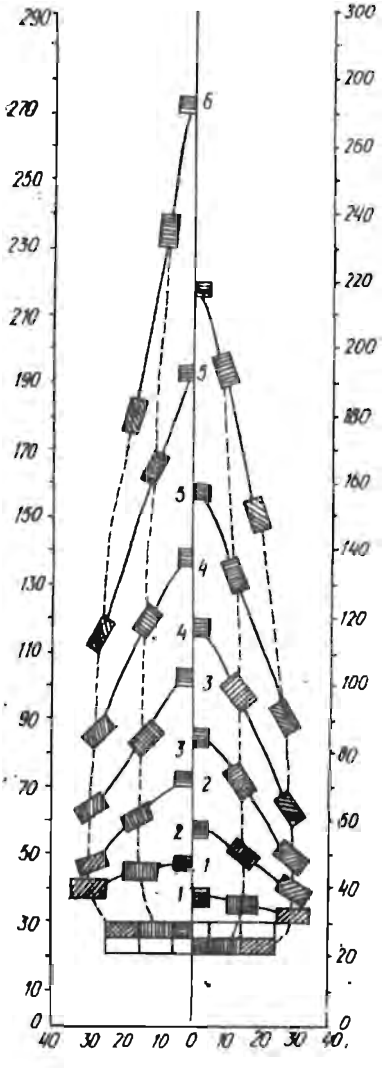


Рис. 1. Схема развития в эксперименте переориентировки будин на шести этапах. Левая часть – будины I ряда, правая – будины II ряда. Цифрами обозначены этапы переориентировки. Шкалы даны в миллиметрах

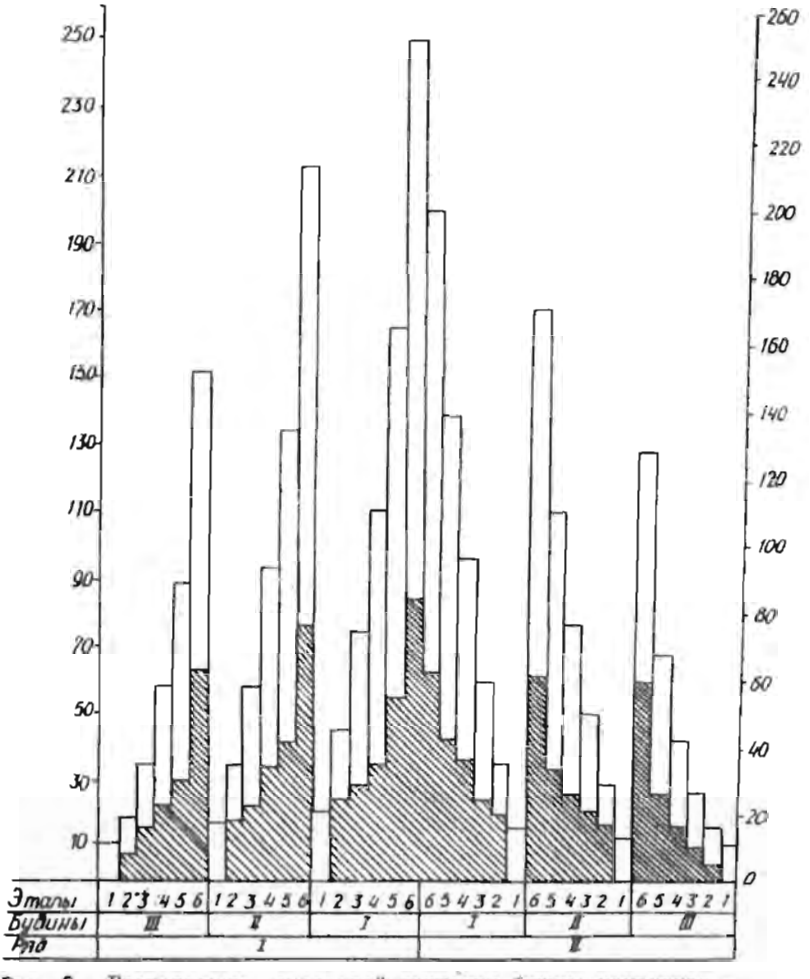


Рис. 2. Гистограммы скоростей движения будин: контурная – суммарные скорости, залитая – приращения скоростей на этапе

деления первоначально единого слоя на будины. при поперечном раздавливании модели, эта стадия образования будинажа не воспроизводилась – слой был принят разделенным на будины. Для достижения максимальной контрастности по вязкости между будинами и матриксом будины имитировались деревянными брусками (1,0x0,5x0,25 см). Поскольку при образовании будин их средние оси ориентированы по максимальному растяжению, а длинные – по второстепенному, в экспе-

рименте будины ориентировались длинной осью поперек оси лотка, вдоль которой идет течение вещества при раздавливании модели. Таким образом, будины были помещены в первоначальное положение, которое они должны занимать сразу после разделения слоя на будины. В разных сериях опытов матриксом служили канифоль и каучук. Минеральная линейность имитировалась обрезками щетины и воздушными пузырьками в каучуке, деформирующимися в процессе эксперимента. Оба вида линейности приобретали упорядоченную ориентировку на начальных стадиях опытов.

Результаты экспериментов с обоими типами матрикса были одинаковыми (рис. 1), но отличались по абсолютному значению времени, необходимому для переориентировки будин. Время полного развития процесса разделили на шесть равных интервалов, отвечающих выделенным в эксперименте этапам процесса переориентировки будин. При раздавливании модели и растекании матрикса вдоль лотка установлены следующие закономерности (рис. 2):

1. Продольная составляющая скорости растекания матрикса максимальна по оси лотка и минимальна у его края. Поперечная составляющая скорости характеризуется обратными соотношениями. Это определяет прямолинейную по оси и сложную, близкую к параболической, у края лотка траектории движения будин.

2. Продольная составляющая скорости пропорциональна значению перемещения будин вдоль оси лотка.

3. Градиенты продольной составляющей скорости возрастают от оси к стенкам лотка.

4. Градиенты продольной составляющей скорости возрастают во времени, т.е. увеличиваются от начальных этапов к конечным.

5. Максимальные значения продольных деформаций растяжения отмечены вдоль оси, а минимальные – у краев лотка.

6. Будины, находившиеся первоначально дальше от оси лотка, т.е. в зонах больших градиентов продольной составляющей скоростей, разворачиваются длинной осью в направлении тектонического транспорта на начальных этапах при меньших значениях деформаций.

7. Средние будины отстают от крайних в развороте на начальных этапах, но обгоняют их на средних этапах деформации.

8. Центральная будина во время опытов практически не переориентировалась. Для ее поворота необходимы очень большие значения деформации.

9. Поворот будин при переориентировке начинается при значениях растяжения вдоль оси лотка около 10 %. Переориентировка будин достигается практически при растяжении около 100 %, а завершается при больших значениях растяжения.

Таким образом, эксперимент показал не только реальность процесса переориентировки будин длинной осью параллельно линейности вдоль направления тектонического транспорта, но и выявил непременное условие такой переориентировки – возникновение струйчатого ламинарного течения материала с градиентом скоростей в направлении, поперечном направлению течения. Вывод о необходимости наличия градиента скоростей течения для переориентировки включений большей вязкости при деформации является основным результатом проведенного эксперимента.

Предложенный механизм переориентировки и установленные условия такой переориентировки справедливы не только при развитии будинажа, но и при формировании любых типов линейности, выраженных объектами большей вязкости, чем матрикс (цемент) породы. В реальной геологической обстановке градиент скоростей возникает, вероятно, благодаря ряду факторов и определяется неоднородностью деформируемой геологической среды. Однако основным из них, по-видимому, является латеральная неоднородность поля напряжений, формирующего структуру.

1. Клоос Э. Линейность // Вопросы структурной геологии. – М.: ИЛ, 1958. – С. 7-95.
2. Милеев В.С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтюбинского антиклинория // Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. – М.: Изд-во МГУ, 1981. – С. 180-365.
3. Милеев В.С. Определение компонентов тензора главных деформаций по будинажу // Вестн. Моск. ун-та. Геология. – 1986. – № 3. – С. 45-51.
4. Милеев В.С. Будинаж и задачи его экспериментального изучения// Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 214-220.
5. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. – Алма-Ата: Наука, 1970. – 215 с.
6. Рамберг Г. Природный и экспериментальный будинаж и структуры разлинзования // Вопросы экспериментальной тектоники. – М.: ИЛ, 1957. – С. 160-190.

УДК 551.24.035

В.М.Исай

Институт геофизики им. С.И.Субботина АН УССР, Киев

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЕ

По результатам полевого тектонофизического изучения докембрийских разломов с учетом данных экспериментальной тектоники установлены некоторые закономерности деформирования и разрушения массивов гор-

© В.М.Исай, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

ных пород. К ним относятся следующие закономерности процессов разломообразования: иерархичность и упорядоченность структур; регулярность полей тектонических напряжений и косой характер сдвигания берегов разрывов; унаследованность; вертикальная зональность разломов.

При решении многих теоретических и практических проблем геологии необходимо знание закономерностей деформирования и разрушения массивов горных пород, которые должны отражать процессы в разрезе всей коры и одновременно достаточно легко проверяться на поверхности Земли. Для тектонических процессов, приводящих к разломообразованию, на основании полевого тектонофизического изучения докембрийских разломов, анализа материалов по фанерозойским разломам и данных экспериментальной тектонофизики установлены некоторые закономерности, изложению которых посвящена настоящая работа.

1. Закономерность иерархичности и упорядоченности структур, возникающих в процессе разломообразования. Известно, что независимо от масштаба явления формирование зон скалывания всегда сопровождается образованием структур второго порядка. Существование этого свойства, наряду с тем, что тектонические силы, действующие в процессе разломообразования, охватывают большие территории, а реализация напряженного состояния осуществляется в точке, приводит к тому, что разломы представляет собой ранжированные системы, охватывающие одновременно несколько масштабных уровней. На рис.1 показано, что разломы Украинского щита представляют собой ранжированные упорядоченные системы, охватывающие иерархические уровни, линейные размеры которых различаются на десять порядков и в которых структурный элемент данного уровня состоит из структур более высокого масштаба. Разлом состоит из зон скалывания. В свою очередь зона скалывания слагается из эшелонированных сколов, которые состоят из элементарных сколов. Последние формируются системой кулисообразно или эшелонированно расположенных более мелких сколовых структур. Приведенному ряду разрывных нарушений отвечает такой же ряд пространственно и генетически связанных с ними S-образно подвернутых структур сжатия и складок волочения. На микроуровне разломов выделяются микротрещины, в том числе микрозоны скалывания, которые состоят из микроструктур второго порядка.

На различных уровнях разломы являются упорядоченными системами, в которых обнаруживаются одни и те же типы структур, сохраняются одни и те же взаимоотношения между положением однотипных структур и ориентировкой осей главных нормальных напряжений. Движение на каждом масштабном уровне осуществляется благодаря движениям по сколам более высокого порядка. При этом L-сколы некоторого масштабного уровня могут состоять из L, R, P и R'-сколов бо-

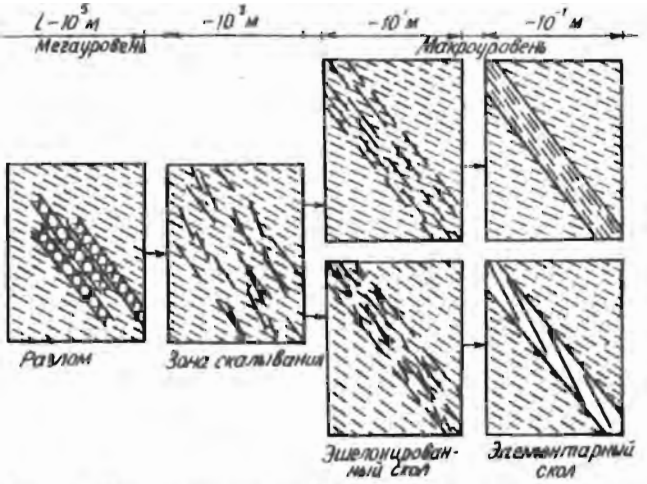


Рис. 1. Иерархичность разломообразования в консолидированной коре Украинского щита

лее высокого порядка, а косые сколы – только из параллельных им однотипных сколов. Перечисленные особенности иерархии разломообразования позволяют изучать кинематику разломов на любом масштабном уровне и применять традиционно употребляемый термин "структуры второго порядка", подразумевая под ним различные типы сколов, структуры сжатия и растяжения всех рангов.

2. Закономерность регулярности полей тектонических напряжений, действующих в процессе разломообразования. Эта закономерность связана со свойством пространственной прямолинейности разрывных нарушений на всех масштабных уровнях разломообразования. В частности, на Украинском щите в разломах на микроуровне наблюдаются пространственно прямолинейные зоны скалывания, пример одной из которых показан на рис. 1. На макроуровне в строении сколов участвуют прямолинейные в плане и разрезе динамометаморфические структуры с неизменными элементами залегания на протяжении базисных, т.е. не измененных последующей пластической деформацией, частей. В обнажениях повсеместно прослеживаются прямолинейные сколы, элементы залегания которых неизменны в пределах эшелонированных сколов. На мегауровне в разломах наблюдаются прямолинейные зоны скалывания и слагающие их эшелонированные сколы. Отклонения от прямолинейности не связаны с действием формирующего данные структуры поля напряжений, а происходят главным образом

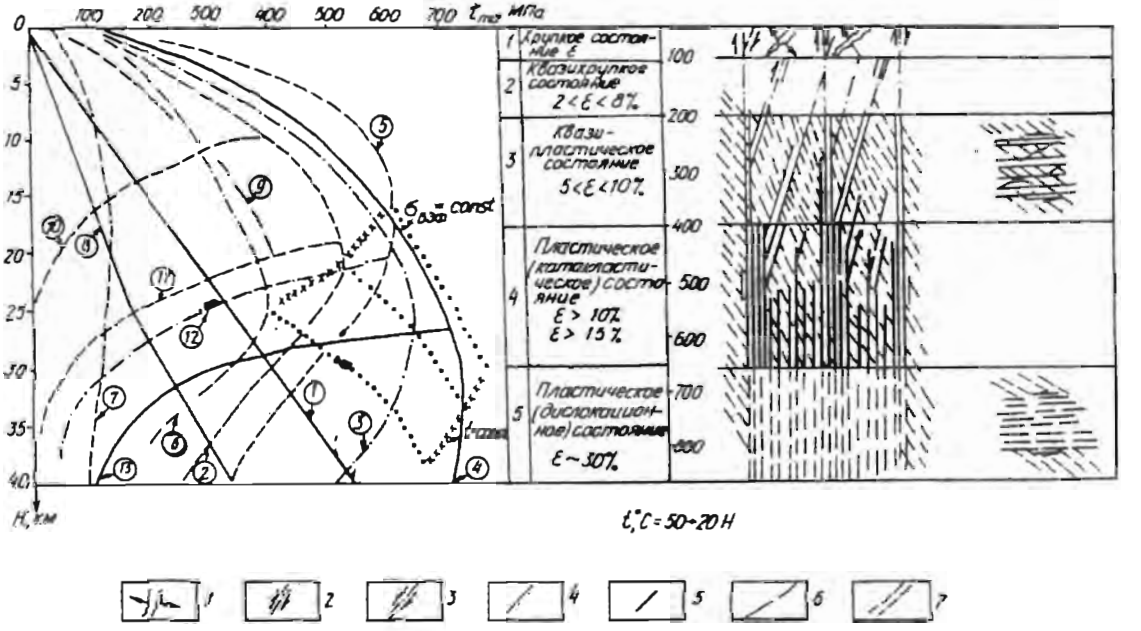
в местах пересечения с более молодыми разрывами и имеют вид S-образного искривления в складок волочения. Одновозрастные зоны скалывания и слагающие их структуры второго порядка являются морфокинематическими аналогами друг друга на больших территориях. В пределах этих территорий содержатся участки с различным уровнем эрозии, что позволяет сделать вывод о прямолинейности разрывов в разрезе.

Прямолинейность и выдержанность элементов залегания разрывных нарушений могут быть объяснены только в том случае, если действующие в процессе разломообразования поля тектонических напряжений являются регулярными. Для территории Украинского щита масштабы регулярности полей естественных напряжений в ряде случаев оцениваются величинами не менее чем 300 на 600 км.

Приведенные материалы с учетом того, что в большинстве случаев разломы характеризуются косым сдвиганием берегов, т.е. представляют собой сдвигосбросы, сдвиговзбросы и т.д., позволяют сформировать следующую закономерность. Среди механизмов тектогенеза, приводящих к разломообразованию, выделяется по крайней мере группа процессов, под действием которых в массивах горных пород возникают регулярные поля напряжений, характеризующиеся преимущественно наклонным расположением главных осей в пространстве и приводящие к формированию на любом иерархическом уровне пространственно прямолинейных разрывов с косым смещением берегов.

3. Закономерность унаследованности процесса разломообразования. Эта закономерность связана со взаимно увязанными свойствами унаследования и новообразования структур. Например, в процессе разломообразования в коре Украинского щита структуры тяготеют к областям реально или потенциально существующих разломов – унаследованность развития, но при этом в течение каждого этапа разломообразования формировались новые системы сколов, даже если направление смещения изменялось всего на несколько градусов – свойство новообразования. Многоэтапность формирования характерна только для глубинных разломов. Мелкие внутриблоковые разрывы образуются в течение одного этапа. При этом одновозрастные зоны скалывания в пределах крупных и мелких разломов представляют собой морфокинематические аналоги друг друга.

Унаследованность разломообразования связана с существованием в коре ослабленных по прочностным свойствам зон, которыми являются реально или потенциально существующие разломы. Этот вывод подтверждается приуроченностью структурообразования к глубинным разломам даже для тех этапов, которые прошли ранние главного этапа



τ_{max}, МПа
0
100
200
300
400
500
600
700
5
10
15
20
25
30
35
40
H, км
$\sigma_{взв}$ = const
t = const
1 Хрупкое состояние ε
2 Квазихрупкое состояние 2 < ε < 8%
3 Квазипластическое состояние 5 < ε < 10%
4 Пластическое (катакластическое) состояние ε > 10% ε > 15%
5 Пластическое (дислокационное) состояние ε ~ 30%
100
200
300
400
500
600
700
800
t, °C = 50÷20 H
1
2
3
4
5
6
7

Рис. 2. Деформационно-прочностные свойства консолидированной коры и вертикальная зональность разломов:
1 – кривая литостатического давления; кривые максимальных касательных напряжений; 2 – t = (50 + 20 Н); °С и $\sigma_{б\,эф} = \rho g$ Н; 3 – t = 15 Н °С и $\sigma_{б\,эф} = \rho g$ Н; 4 – t = 10Н °С и $\sigma_{б\,эф} = \rho g$ Н; 5 – t = = (50 + 20 Н) °С и $\sigma_{б\,эф} = (\rho g$ Н + 200) МПа; 6 – t = (50+20Н) °С и $\sigma_{б\,эф} = (\rho g$ Н – 200) МПа; 7 – предельные напряжения в условиях дополнительного растяжения при t = (50 + 20 Н) °С и $\sigma_{б\,эф} = \rho g$ Н – $-\frac{\sigma_т}{m-1} - \sigma_{пл}$; 8 – кривая $\sigma_{б\,эф} = \rho g$ Н – $\frac{\sigma_т}{m-1} - \sigma_{пл}$; 9 – предельные напряжения в коре; по В.Брейсу и Д.Кольштедту (1980); Кривые ползучести кварца; 10, 11 – по В.Брейсу и Д.Кольштедту(1980); 12,13 – по Р.Мейснеру и Д.Стреляу (1982) (заштрихована область наиболее вероятного максимума прочности пород). Парагенезисы в зоне разлома: 1 – трещины отрыва; 2 – трещины скалывания; 3 – сколы, представленные глинками трения; 4 – сколы, выраженные катаклазитами и милонитами зеленосланцевой фации; 5 – сколы, выполненные бластокатаклазитами и бластомилонитами альмандин-амфиболитовой фации; 6 – изоклинальная складчатость; 7 – S -образно подвернутые структуры и складки волочения

образования данного разрыва. Так, зоны скалывания 310° развиты в пределах более молодых Первомайского и Тальновского разломов Украинского щита. Структурообразование для ряда этапов проявляется одновременно в субвертикальных и субгоризонтальных ослабленных зонах. Анализ реологических свойств среды в процессе разломообразования также свидетельствует о том, что в консолидированной коре наиболее благоприятные, а в случае дополнительного сжатия – единственно возможные условия достигаются в ослабленных зонах, где возможно существование девиаторных напряжений, действующих в условиях относительно пониженной прочности пород на фоне эффективных давлений, меньших, чем те, которые возникали бы в однородной среде под действием таких же нагрузок. При отсутствии ослабленных зон, в силу повышенной прочности пород в средней части коры (рис. 2) и ее реологической расслоенности, существование разломов, пересекающих всю толщу коры, оказалось бы невозможным. Именно с существованием ослабленных зон связана унаследованность развития глубинных разломов, тогда как новообразование в их пределах структур объясняется крупномасштабной регулярностью полей тектонических напряжений. Предложенная обусловленность унаследованного развития подтверждается также экспериментами на образцах горных пород и эквивалентных материалах, содержащих ослабленные зоны. Неунаследованность внутриблоковых разломов связана с тем, что в связи с повышенной прочностью пород в средней части коры они не распространяются глубже 10–15 км и представляют собой относительно мелкие неоднородности, которые практически не нарушают однородности среды по отношению к более крупномасштабному процессу.

Таким образом, закономерность унаследованности состоит в следующем: для геологических процессов, приводящих к формированию разломов, характерна вследствие облегченности разрушения пород в ослабленных зонах унаследованность развития, выражающаяся в многократном новообразовании разновозрастных разрывов в рамках крупных дизъюнктивов, за пределами которых образуются мелкие внутриблоковые разломы, слагающиеся из структур, возникающих в течение одного из этапов разломообразования.

4. Закономерность вертикальной зональности разломов. На основании анализа экспериментальных материалов в разрезе коры можно выделить области хрупкого, квазихрупкого, квазипластического, псевдопластического и пластического поведения (см. рис. 2). Реализация приведенной на рисунке реологической зональности проявляется практически исключительно в разломах, где достигается предел прочности пород. Во вмещающих блоках избыточные нагрузки, возникающие в процессе разломообразования, значительно ниже предела прочности и, вероятно, не превышают предел упругости. Это делает возможным существование разломов глубже границы Орована – Мохо – Беерли.

Анализ полевого тектонофизического изучения разломов, характера проявления динамометаморфизма и результатов глубокого и сверхглубокого бурения позволяет в разрезе глубинного разлома выделить глубинные уровни, соответствующие областям с различным характером деформирования и разрушения пород. На рис. 2 изображена схема вертикальной зональности разломов: на первом глубинном уровне, в области хрупкого разрывообразования деформация практически упругая до внезапного отрыва; на втором – наблюдаются трещины отрыва и скалывания либо сколы, материал в которых раздроблен и перетерт; на третьем – в области квазипластического разрывообразования формируются широкие сколовые полосы, состоящие из большого количества сколов. Основной механизм деформации – катаклаз. На четвертом уровне в области псевдопластического поведения деформация идет с образованием большого числа поверхностей разрушения; основным механизмом деформации являются катаклаз и синкинематическая перекристаллизация. На пятом уровне в области пластического – дислокационного поведения разлом представляет собой зону, все вещество которой вовлечено в течение в направлении действия максимального касательного напряжения.

Детальное изучение III–IV уровней глубинности разломов Украинского щита (величины реальных деформаций $\varepsilon_{ii} \sim 0{,}05$–$0{,}2$, значения дилатансионного разуплотнения $\sim (0{,}03 \div 0{,}1) \cdot 10^{-3}$, взаимосвязь между структурами второго порядка и т.д.) позволяет предположить, что

реальные скорости процессов разломообразования либо достаточно высоки, либо в верхах консолидированной коры понижение скорости деформации практически не влияет на прочностные свойства пород, поэтому приведенная на рис. 2 схема вертикальной зональности разломов достаточно реальна.

Таким образом, под действием тектонических сил, приводящих к разломообразованию, процессы деформирования и разрушения концентрируются в ослабленных разломных зонах, в разрезе которых обособляются глубинные уровни с различной реологией горных массивов и различной выраженностью зон скалывания в структурных и динамометаморфических парагенезисах.

УДК 551.243.8+551.24.02

А.В.Лукьянов, Д.Г.Загубный, Е.В.Лошманов

Геологический институт АН СССР, Москва

СТРУКТУРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СШИВАНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И НА МОДЕЛЯХ

Приведены геологические примеры специфических "структур тектонического сшивания", приводящих в контакт ранее удаленные друг от друга тектонические единицы выжиманием или отодвиганием разделяющих их толщ. Показан механизм образования структуры тектонического сшивания в испытанной на центрифуге модели из эквивалентных материалов.

Существует самостоятельный и широко распространенный тип тектонических структур, который пока не получил специальной характеристики и систематического описания. Структуры этого типа выделены А.В.Лукьяновым /2/ под названием структур тектонического сшивания (ТС-структуры). Тип ТС-структур объединяет узкие протяженные швы, по которым приведены в контакт горные породы, ранее разделенные тектоническими зонами, слоями или толщами пород, исчезнувшими с места своего первоначального залегания по тем или иным причинам.

ТС-структуры имеют разные размеры – от микроскопических до гигантских – и распространены чрезвычайно широко. Однако их нередко не замечают, а контакты тектонического сшивания относят к разломам, шарьяжам, стратиграфическим несогласиям и др. ТС-структуры являются тектоническим антиподом разломов, поскольку разломы разрывают и разделяют некогда единые тела, а ТС-структуры соединяют тела, разделенные в прошлом.

Приведем некоторые типичные ТС-структуры.

© А.В.Лукьянов, Д.Г.Загубный, Е.В.Лошманов, 1991
ISBN 5-12-004238-Х. Эксперим. тектоника и полевая тектоника. Киев, 1991.

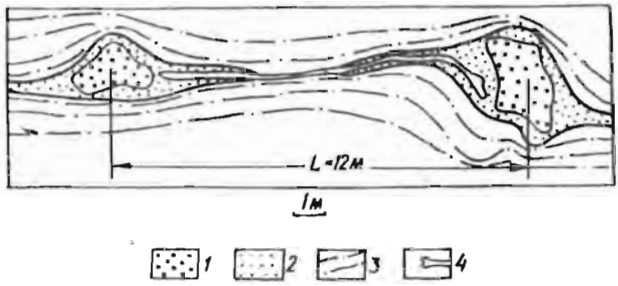


Рис. 1. Растяжение будинированного горизонта пироксен-амфиболовых пород:
1 – пироксен-амфиболовая кристаллическая порода массивной текстуры; 2 – то же, со следами сильной наложенной амфиболизации; 3 – амфиболит полосчатый; 4 – полевошпатовая жила

I. Межбудинные швы. При сильном будинировании жесткого слоя его части (будины), раздвигаясь, "выдергиваются" из разреза пластичных толщ, в результате чего в межбудинных промежутках возникают ТС-структуры, по которым ранее не контактирующие толщи приведены в соприкосновение друг с другом (рис. 1), а от разделявшего их жесткого слоя остались лишь отдельные обломки.

Аналогичные структуры создаются при выжимании пластичного слоя, ограниченного жесткими слоями.

Межбудинные швы обычно сопровождаются минерализацией и очень сильной деформацией контактирующих толщ, которая быстро уменьшается по мере удаления от шва /4/.

II. ТС-структуры в ледниках. Этот тип ТС-структур рассматривается на примере гренландских ледников, располагающихся к северо-востоку от ледника Фредерикхоб (рис. 2).

Здесь существует несколько вариантов ТС-структур. Первый – срединные морены. Они возникают при слиянии ледников или за нунатаками. Два ледниковых потока, подошедшие к точке слияния с разных сторон, соединяются в этой точке воедино, в результате чего их боковые морены прислоняются друг к другу и движутся далее в виде единой срединной морены. Дальнейшим течением глетчера она пассивно перемещается, деформируясь в соответствии с общим течением и деформациями ледника. Второй вариант – это слияние конечных морен ледников, движущихся навстречу друг другу, или слияние конечной и боковой морен.

Структуры тектонического скалывания, образующиеся в ледниках, представляют собой естественную модель процессов, происходящих в других породах земной коры.

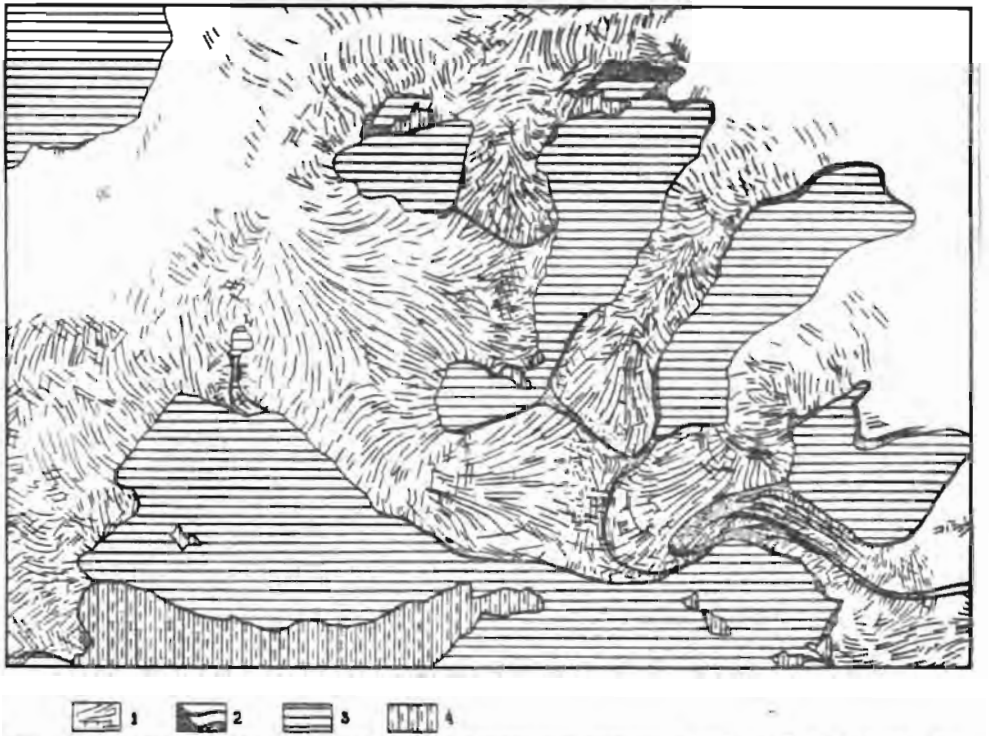


Рис. 2. Слияние ледниковых потоков и срединные морены в районе Даланерских нунатаков (Гренландия):
1 - открытые трещины; 2 - морены (срединные, боковые, терминальные); 3 - выходы скальных пород в нунатаках и за пределами ледника; 4 - озера

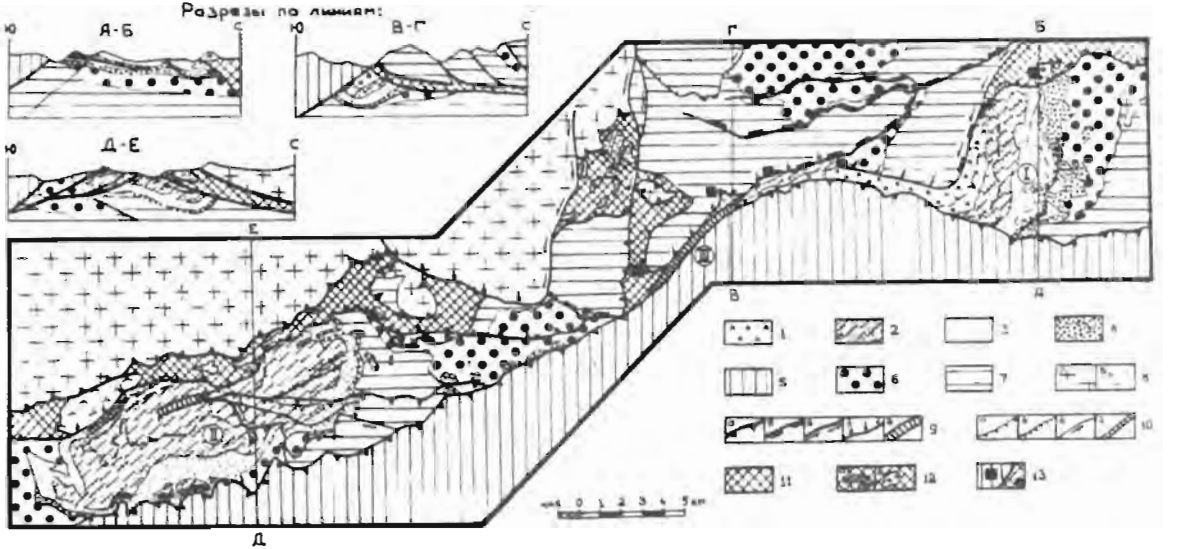


Рис.3. Геологическая карта бассейна р.Кичик-Алай (Южный Тянь-Шань):
1 - 4 - мезозойско-кайнозойские отложения: 1 - конгломераты и песчаники неогена; 2 - гипсы, глины, известняки, песчаники и конгломераты мела; 4 - глины, угли и песчаники юры; 5-7 - палеозойские образования: 5 - кремни, сланцы, известняки и конгломераты силура-карбона южного борта; 6-7 - образования северного борта; 6 - сланцы, кремни, известняки и эффузивы силура - нижнего карбона, 7 - конгломераты, песчаники и эффузивы среднего карбона - нижней перми; 8 - пермские интрузии: а) гранодиориты, б) сиениты; 9 - главные разрывные нарушения: а) надвиги, б) взбросы, в) сдвиги, г) контакты типа "бульдозинга", д) структуры тектонического сшивания; 10 - второстепенные разрывные нарушения: а) надвиги, б) взбросы, в) сдвиги, г) структуры тектонического сшивания; 11 - толщи тектонического меланжа; 12 - глыбы в меланже: а) известняки, б) гранодиориты; 13 - протрузии углей; I - Ходжакеленская впадина; II - Кичик-Алайская впадина; III - Кичик-Алайская структура тектонического сшивания

Ш. Швы над захороненными впадинами. Известны случаи (Памир, Тянь-Шань и др.) соединения бортов впадин, надвинутых на нее с противоположных сторон и полностью ее перекрывающих. Одна из таких структур изучается авторами на Ю.Тянь-Шане в пределах Сурметашской тектонической зоны /1/. Здесь среди палеозойских отложений силурапермн располагаются две мезозойско-кайнозойские впадины: Ходжакеленская и Кичик-Алайская (рис. 3). Вдоль северного ограничения впадин тянется полоса тектонического меланжа со сланцевым матриксом и глыбами разнообразных пород. Меланж служит основанием, по которому происходит надвигание пластин палеозоя с севера.

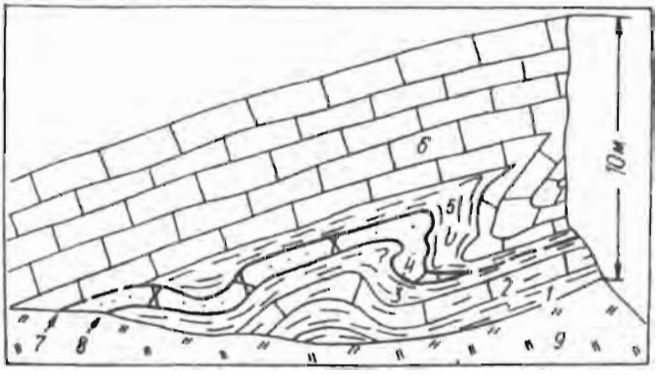


Рис. 4. ТС-структуры в меловых отложениях Ходжакеленской впадины (Ю.Тянь-Шань): 1,3,5 - глины; 2 - глинистые известняки; 4 - песчаники; 6 - массивные известняки; 7 - ТС-структуры; 8 - послойный срыв; 9 - необнаженная часть склона

С юга Ходжакеленская впадина ограничена надвигом с наклоном на юг около 40°, приводящим в контакт мезозойско-кайнозойские отложения,и сильно деформированными палеозойскими образованиями.

В западном направлении происходит постепенное выклинание и погружение толщи меланжа, сближение надвигов и тектоническое перекрытие впадин палеозойскими образованиями. Возникшая структура тектонического сшивания фиксирует место погребения мезозойско-кайнозойской структуры. Одним из свидетельств залегания мезозойско-кайнозойских отложений под палеозоем вдоль зоны тектонического сшивания служат протрузии юрских углей, внедрившиеся в палеозойские толщи. Перекрытие впадин с севера в наиболее зажатой ее части составляет около 10 км. О больших суммарных перемещениях

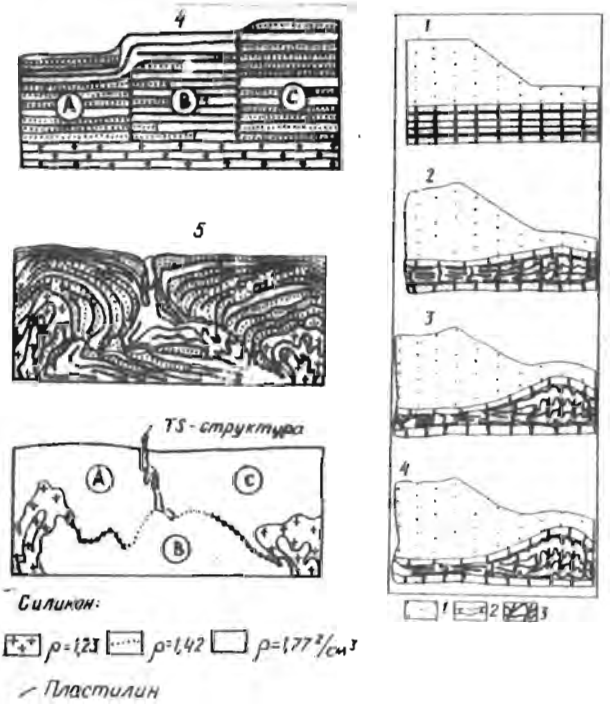


Рис. 5. Эволюция модели, построенной из силикона разной плотности, в процессе центрифутирования. (Пояснения в тексте)

Рис. 6. Эволюция модели, построенной из силикона и пластилина, в процессе центрифутирования: 1 – пластилин; 2 – пластилин с тонкими вставками пластилина другого цвета; 3 – силикон со вставками пластилина

говорят и резкие отличия размеров палеозойских толщ северного и южного бортов.

Более мелкие ТС-структуры наблюдаются в пределах мезозойско-кайнозойских впадин. Они выражены выжиманием пластичных гипсоносных и глинистых частей разреза и их нагнетанием в замки складок и тектонические "карманы" (рис. 3; 4). Здесь присутствуют ТС-структуры, связанные с будинированием менее пластичных слоев (рис. 4).

IУ. К структурам тектонического сшивания также относятся: а) ли-

нейные зеленокаменные прогибы, зажатые между параллельными им зонами гранитных и гранитогнейсовых куполов; б) структуры бокового выдавливания и тектонических "убежищ", связанные с горизонтальным перетеканием (выдавливание - нагнетание) больших масс горных пород; в) крупнейшие тектонические структуры, возникающие на месте палеокеанов; г) швы между тугоплавкими слоями, соединившимися в единые пачки удалением разделявшего их легкоплавкого материала в расплавленном виде (терминальные морены, реститы).

У. Возникновение и формирование ТС-структур было смоделировано в ряде экспериментов /3/.

На рис. 5 показана эволюция модели из силикона разной плотности (стадии 1 и 5) в процессе центрифугирования. Видно изгибание и будинирование прослоев пластилина, рост куполов, выполаживание границ между блоками, погребение блока В и образование над ним структуры тектонического ошивания, приводящей в контакт блоки А и С, ранее разделенные блоком В (схема внизу).

На другой модели (рис. 6) можно наблюдать, как в процессе центрифугирования происходит перетекание силикона в места с меньшей вертикальной нагрузкой. Вставки из пластилина показывают характер деформаций в местах выжимания и нагнетания силикона. Эксперимент был остановлен на стадии IУ. Несомненно, если бы эксперимент был продолжен, мы бы наблюдали полное выжимание силикона из положения с большей вертикальной нагрузкой в положение с меньшей с образованием ТС-структуры.

Перечисленные выше и другие ТС-структуры распространены очень широко и ждут фундаментального изучения и классификации. Необходимо картирование ТС-структур. Их практическое использование разнообразно, мелкие ТС-структуры позволяют проводить количественную оценку деформаций, крупные - осуществлять геотектонический и металлогенический анализ на современном уровне.

1. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. - Душанбе, 1969. - 298 с.
2. Лукьянов А.В. Важнейшие эффекты неоднородной деформации // Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. - Новосибирск, 1982. - С. 93-95.
3. Лукьянов А.В. Стресс-метаморфизм и тектоническое течение литосферы // Геологический сборник. Геология Карпат. 37. 3. - Братислава, 1986. - С. 267-276.
4. Лукьянов А.В., Конытин В.Г., Сорвачев К.К. Материалы к экскурсии Ш совещания рабочей группы 4.3. "Деформация и метаморфизм горных пород". - М.: ИМН АН СССР, 1978. - 51 с.

УДК 551.24; 537.621+539.214

В.Н.Завойский, В.А.Энтин, И.Н.Иващенко

Институт геофизики им. С.И.Субботина АН УССР, Киев
Комплексная геофизическая экспедиция

ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИИ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВ СРЕДНЕГО ПОБУЖЬЯ МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Перекрытые осадками геологические тела, сложенные базит-ультрабазитами массивной текстуры, исследовали с использованием керна скважин, на котором были измерены остаточная намагниченность и тензор магнитной восприимчивости. Ориентирование керна по остаточной намагниченности позволило определить ориентацию тензора восприимчивости в коренном залегании. Учитывая связь между деформацией и магнитной анизотропией, по тензору установлено направление растяжения и сжатия пород, а также элементы залегания тектонических структур.

В основе исследования лежит связь между пластической (вязкой) деформацией и магнитной анизотропией пород. В работах [1, 2], показано, что тензор χ магнитной восприимчивости с главными значениями $\chi_1 > \chi_2 > \chi_3$ ориентирован так, что длинная ось тензорного эллипсоида направлена вдоль максимального растяжения, а короткая ось – в направлении максимального сжатия.

Объектами исследования были перспективные на поиски сульфидного никеля Демовярская и Кумаровская структуры, в строении которых принимали участие метаморфизованные, визуально почти массивные, породы базит-ультрабазитового состава. Обе структуры вытянуты в северо-западном направлении (рисунок) в соответствии с общим структурным планом Среднего Побужья.

Работа состояла в том, чтобы выяснить, в какой мере тектоническая структура отражена в магнитной анизотропии пород. Исследования выполнялись на 40 образцах керна десяти скважин, из которых пять пробурено в Демовярской структуре и пять – в Кумаровской. На образцах измерялся вектор остаточной намагниченности I_r, тензор χ начальной магнитной восприимчивости и, если порода обладала заметной сланцеватостью, угол β между осью керна и сланцеватостью. Величина I_r и β совместно с инклинометрией скважины использовались для ориентирования керна по методике, изложенной в работе [3]. Тензор измерялся астатическим магнитометром, способом, изложенным в [4].

Усредненные результаты измерения тензора представлены в таблице и на стереопроекциях рисунка. В таблицу помещены средние зна-

© В.Н.Завойский, В.А.Энтин, И.Н.Иващенко, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и потенц. тектонофизика. Киев, 1991.

чения магнитной восприимчивости $\bar{\varkappa} = (\varkappa_1+\varkappa_2+\varkappa_3)/3$, коэффициенты анизотропии $\varkappa_1/\varkappa_2$ и $\varkappa_2/\varkappa_3$ и величина $\varkappa_2^2/\varkappa_1\varkappa_3$, характеризующая форму тензорного эллипсоида. Если $\varkappa_2^2/\varkappa_1\varkappa_3>1$, эллипсоид сплющен по оси 3, если $\varkappa_2^2/\varkappa_1\varkappa_3<1$ – вытянут в направлении оси 1 /5/. Как видно, величина $\bar{\varkappa}$ определяется главным образом составом породы – серпентиниты и пироксениты значительно более магнитны, чем габбро и амфиболиты. В то же время коэффициенты анизотропии и форма тензорных эллипсоидов существенно не изменяются от породы к породе; по форме они преимущественно сплощенные.

Взаимоположение тензора $\varkappa$ и сланцеватости характеризуется следующими чертами (см. рисунок, стереопроекции). Длинные оси тензоров близки к плоскостям сланцеватости. Короткая и промежуточная оси не обнаруживают тесной связи со сланцеватостью. Так, из 21 образца, обладающего заметной сланцеватостью, в 12 случаях короткая ось ближе к нормали сланцеватости, а в девяти – к ее плоскости. Такое соотношение прослежено непосредственно на сланцеватых образцах, т.е. не зависит от точности ориентирования керна. Если в сланцеватом образце взаимоположение сланцеватости и тензора можно определить непосредственно на одном и том же образце, то для сопоставления тензора, измеренного на массивном образце, со сланцеватостью другого образца можно осуществить только после ориентирования обоих образцов керна. Ориентирование керна показало, что in situ почти во всех случаях короткая ось тензора $\varkappa$ массивных пород находится ближе к сланцеватости. В результате при осреднении оказалось, что из 10 скважин в семи короткая ось находится ближе к плоскости сланцеватости. Такое направление коротких осей неожиданное, поскольку при общих условиях возникновения магнитной анизотропии и сланцеватости короткая ось, как правило, перпендикулярна сланцеватости. Такую необычную ситуацию можно объяснить, предположив, что сланцеватость и магнитная анизотропия образовались на различных этапах развития структур. Сначала возникла сланцеватость, параллельная контактам пород, причем это произошло, по-видимому, еще при горизонтальном залегании всей конформной пачки габбро-амфиболитов, серпентинитов, пироксенитов и мигматитов. Об этом говорит то, что в северо-западном замыкании Кумаровской структуры сланцеватость конформна замыканию складки (сравни простирание пород на карте и сланцеватости на стереопроекции).

Следующий этап – сильное горизонтальное сжатие, в результате чего образовалась магнитная текстура, особенностью которой является сплощенность тензорного эллипсоида перпендикулярно сланцеватости. Возможно, только после этого породы были смяты в складки, сохранив при этом в той или иной степени взаимоперпендикулярное

0
а
б
1 км
1
2
3
4
5
6
7

Геологические карты и стереопроекции Вульфа сланцеватости и тензоров магнитной восприимчивости Демовярской (а) и Кумаровской (б) структур:
1 – место тектонических структур Украинского щита; 2 – габбро и габбро-амфиболиты; 3 – гнейсы; 4 – серпентиниты и пироксениты; 5 – мигматиты; 6 – разрывные нарушения; 7 – скважины; 8 – средние по скважине ориентации длинной (кружок), промежуточной (квадратик) и короткой (треугольник) осей тензора восприимчивости: дугами больших кругов показаны на нижней полусфере проекции усредненных по скважине плоскостей сланцеватости

Средние значения магнитных параметров пород Демовярской и Кумаровской структур

Структура	Порода	Количество образцов	$\bar{\varkappa}$ $[10^{-3}$ СГСМ$]$	$\frac{\varkappa_1}{\varkappa_2}$	$\frac{\varkappa_2}{\varkappa_3}$	$\frac{\varkappa_2^2}{\varkappa_1 \varkappa_3}$	$[\sigma_2/см^3]$
Демовярская	Габбро и габбро-амфиболит, серпентит и пироксенит	16	0,216	1,118	1,200	1,124	3,05
Кумаровская		3	1,837	1,069	1,188	1,111	2,656
	Габбро и габбро-амфиболит, серпентинит и пироксенит	9	0,784	1,086	1,206	1,114	3,08
		9	2,840	1,075	1,206	1,125	2,77
	мигматит	1	0,860	1,090	1,118	1,022	2,85
Демовярская и Кумаровская	Габбро и габбро-амфиболит	25	0,500	1,102	1,203	1,119	3,065
	серпентинит и пироксенит	12	2,338	1,072	1,197	1,118	2,71
	мигматит	1	0,860	1,090	1,118	1,022	2,85

положение сланцеватости и сплющенности тензорных эллипсоидов. Слабым местом в изложенном объяснении является то, что из него с необходимостью не следует тесная связь длинных осей со сланцеватостью. Представленный материал демонстрирует разностадийность формирования петрографической и магнитной текстур.

1. Hranda Frantisek. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics // Geophys. Surv. - 1982. - 5, N 1. - P. 37-82.
2. Ellwood Brooks B. Estimates of flow direction for cole-alkaline welded tuffs and paleomagnetic data reliability from anisotropy of magnetic susceptibility measurement: central San Juan Mountains, Southwest Colorado // Earth and Planet Sci. Lett.- 1982. - 59, N 2. - P. 303-314.

3. Завойский В.Н., Иващенко И.Н. Алгоритмы ориентирования керна скважин по остаточной намагниченности // Геофиз. журн. АН УССР. - 1987. - 9, № 5. - С. 14-22.
4. Завойский В.Н. Измерение тензора обратимой магнитной восприимчивости горных пород астатическим магнитометром // Изв. АН СССР. Физика Земли. - 1981. - № 7. - С. 99-108.
5. Rathore T.S., Becke M. Magnetic fabric analysis in the Gail Valley (Carinthia Austria) for the determination of the sense of movements along this region of the periodriatic line // Tectonophysics. - 1980. - 69. - P. 349-368.

УДК 553.311/2(477.4):551.24.03/35+553.078.2

Б.А.Занкевич

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СТРУКТУР МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ БЕЛОЦЕРКОВСКО-ОДЕССКОЙ ЗОНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

По данным геологических карт и планов железорудных участков Белоцерковско-Одесской зоны Украинского щита проведен анализ пространственного положения элементов структуры месторождений и рудопроявлений. Полученные розы-диаграммы простирания железистых пластов, а также секущих их разрывов сопоставлялись с аналогичными диаграммами сдвиговых зон моделей С.С.Стоянова (1978). Использованный прием сопоставления геологических и экспериментальных данных позволяет сделать вывод, что тектоническая позиция структур докембрийских железорудных месторождений и рудопроявлений определялась латеральными структурными парагенезисами сдвиговых зон крупных долгоживущих разломов.

Белоцерковско-Одесская зона расположена в западной части Украинского щита. Восточная граница ее проводится по Первомайскому и Ядлово-Трактемировскому разломам, а западная - по Воронково-Страшенскому, Немировскому и Звиздаль-Залесскому разломам. Зона представлена различными архейскими и нижнепротерозойскими комплексами пород, в разной степени метаморфизованными и гранитизированными. Крупные северо-западные и субмеридиональные разломы расчленяют зону на блоки, эродированные на разных уровнях. В верхнем архее - нижнем протерозое крупные разломы на определенных этапах и участках являлись конседиментационными, в зонах которых формировались осадочно-вулканогенные толщи, вмещающие железорудные образования [3, 6].

Развитая сеть долгоживущих разломов Белоцерковско-Одесской зоны, приразломное положение многих железорудных толщ, асимметричность (моноклинальность) их разрезов, отсутствие билатеральной

© Б.А.Занкевич, 1991

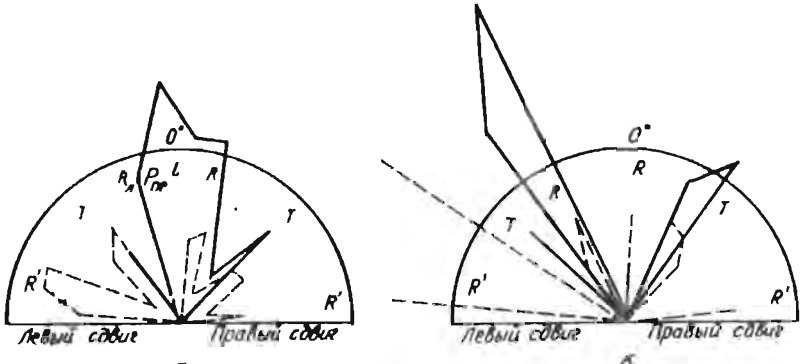
ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

симметрии их в случае складчатых форм – дают основание искать закономерности приразломного положения структур месторождений и рудопроявлений.

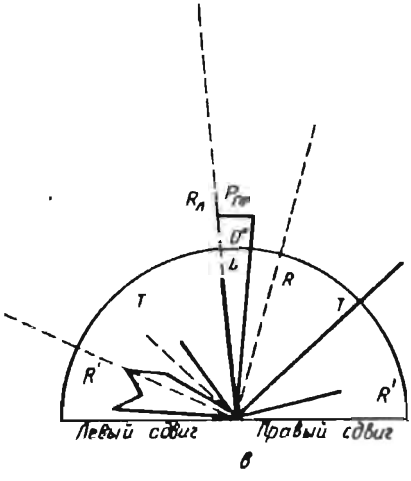
Представления об унаследованности латеральных элементов морфологии линейных и более сложных бассейнов седиментации относительно разломных структур фундамента, обусловивших их заложение, развивались в работах У.Бухера [1], Д.Д.Муди и М.Д.Хилла [4] и др. Пространственно-генетические закономерности вторичного структурообразования в зонах разломов, известны по теоретическим [7,8], экспериментальным [2,5], эмпирическим [4] данным, стимулировали поиски подобных структурных закономерностей в районе исследований. При этом использовалась методика, описанная С.С.Стояновым [5] на примере моделей сдвиговых структур.

В качестве исходных данных использовались структурно-геологические планы 20 железорудных участков Голованевского, Байталинского и Синицевского блоков, а также геологические карты района. Четырнадцать из этих участков находятся в непосредственной близости к северо-западным (СЗ) разломам, азимуты простирания 315-345 ^{o} СЗ; четыре приурочены к субмеридиональным (С) разломам, азимуты простирания 355 ^{o}ССЗ – З ^{o} ССВ; два – к северо-восточным (СВ) разломам, азимуты простирания 45-55 ^{o} СВ. Нами определялась ориентировка прямолинейных частей пластов железистых кварцитов относительно ближайшего крупного ("основного" для данного участка) разлома, как элементов в определенной мере отражающих морфологию, в частности общее простирание, бассейнов седиментации. Наряду с замерами простирания пластов железистых кварцитов замерялись простирания разрывных нарушений, в том числе и достоверно пострудных, смещающих пласты железистых кварцитов. Идентификация "основных" разломов обычно не вызывает затруднений, учитывая приразломное положение месторождений и рудопроявлений.

Замеры простирания разноориентированных фрагментов пластов железистых кварцитов каждого участка заносились в таблицы с 10° классами, нормировались по длине и пересчитывались в одном масштабе. Аналогичные замеры пострудных (вторичных) разломов фиксировались в таких же таблицах. Пересчитанные таким образом замеры отдельно для железистых пластов и разломов сведены в соответствующие таблицы по каждому из направлений (СЗ, С и СВ) "основных" разломов. Количество замеров в классах сводных таблиц выражено в % от общего количества соответствующих замеров каждого из этих трех направлений. Использованный методический прием – группирование замеров каждого участка в пределах указанных направлений разломов, позволяет показать устойчивость (повторяемость) одного



Сводные диаграммы простираний пластов железистых кварцитов и простираний вторичных разрывов в структурах месторождений и рудопроявлений Белоцерковско-Одесской зоны, приуроченных к СЗ разломам (а), С разломам (б) и СВ разломам (в). Условные обозначения: сплошная кривая - железистые кварциты; штриховая - разрывы



вок элементов структуры месторождений и рудопроявлений и представить в итоге результаты как закономерные. Замеры простирания железистых пластов и вторичных разломов показаны на сводных диаграммах по каждому из направлений (СЗ, С и СВ) разломов исследуемого района (рисунок, а,б).

Сопоставление построенных диаграмм с диаграммами вторичных структур сдвиговых зон моделей обнаруживает интерпретируемое сходство и различие элементов структуры месторождений и рудопроявлений. Простирания железистых пластов месторождений и рудопроявлений, тяготеющих к СЗ разломам (рисунок, а), образуют на диаграмме четыре максимума, геометрически соответствующие системам *P, L, R, T* вторичных разломов правосторонних сдвигов. Эти генетические системы разломов возникают в условиях растяжения фрагментов сдвиговых зон, имеющих на зрелой стадии развития дискретное внутреннее строение. В таких структурно-тектонических условиях при

дифференцированных вертикальных движениях частных блоков архейского основания в соответствии с вулканогенно-осадочной концепцией происхождения железорудных формаций района могли формироваться бассейны и участки седиментации железистых пород. На диаграмме (см. рисунок, а) показаны также простирания вторичных разломов, секущих и смещающих пласты железистых кварцитов. Здесь выделяются максимумы R, T и R' систем разломов, характерных для сдвиговых зон; наблюдается зеркальная симметрия этих максимумов - следствие левых и правых сдвигов по СЗ разломам на пострудной стадии. Максимумы P и T правого сдвига отвечают конформным разломам, в ряде случаев к ним приурочены брекчии, свидетельствующие об условиях растяжения. Для систем R' разломов, по экспериментальным и геологическим данным /5/, характерна обстановка сжатия. В нашем случае обращает внимание отсутствие направления R' сжатых разломов в простираниях структур, представленных элементами железорудных пластов. Это также может свидетельствовать об унаследованности простирания пластов от элементов простирания бассейнов (участков) седиментации.

На диаграмме для месторождений и рудопроявлений, приуроченных к субмеридиональным разломам (см. рисунок, б), простирания железистых пластов образуют зеркально-симметричные максимумы R, T правого и левого сдвига. Интересно, что положение максимумов R, T интерпретируется и при повороте координат диаграммы на 30^{0} к западу, что отвечает среднему значению азимутов простирания СЗ разломов района 330 ^{0}СЗ. Закономерное положение R, T систем разломов по отношению к С и СЗ "основным" разломам может объясняться парагенетической, либо унаследованной соподчиненностью субмеридиональных относительно СЗ разломов. Простирания пострудных разрывов в структурах месторождений и рудопроявлений этой группы (см. рисунок, б) образуют такую же симметрию максимумов R, T, R' правого и левого сдвигов. Системы R, T представлены разломами, конформными железистым пластам; система R' - разломами скалывания.

Диаграмма простираний элементов структуры месторождений и рудопроявлений, приуроченных к СВ разломам (см. рисунок, в), интерпретируется аналогично. Максимумы R, P, $T_{пр}$ и R', T, $R_{л}$ (где $P_{пр} = R_{л}$) могут представляться структурными следствиями правых и левых сдвигов по СВ разломам. Вместе с тем возможна другая интерпретация диаграммы - как парагенезиса правого сдвига по СЗ разломам. Простирания пластов железистых кварцитов показаны на диаграмме как R, T, P, L системы вторичных разрывов правых сдвигов по "основным" СВ и СЗ разломам. Во втором варианте интерпретации R', T системы левого сдвига и R' - правого сдвига по СВ разломам

приобретают новую индексацию: $R'_д = R_{пр}$, $T_д = T_{пр}$, $P'_{пр} = P_{пр}$ в парагенезисе правого сдвига по СЗ разломам. Последнее отвечает разрывам, имеющим компоненту растяжения и допускает трактовку унаследования современными простираниями пластов конседиментационных элементов крупных сдвиговых зон. Этот, второй вариант интерпретации более полно отвечает представлениям о приразломном характере участков седиментации железистых пород и, по нашему мнению, является предпочтительным. Замеры элементов структуры месторождений, приуроченных к СВ разломам (см. рисунок, в), целесообразнее рассматривать не самостоятельно, а совместно с аналогичными данными по месторождениям, связанным с СЗ разломами (см. рисунок, а).

Проведенный анализ пространственного положения элементов структур месторождений и рудопроявлений центральной части Белоцерковско-Одесской зоны позволяет сделать ряд выводов:

1. Развитая сеть внутриблоковых разломов исследуемого района Украинского щита подчиняется латеральным закономерностям вторичного структурообразования сдвиговых зон, аналогичным известным моделям структурообразования в сдвиговых зонах по С.С.Стоянову /5/.

2. Разломная сеть предоставляется как парагенезисы зон крупных долгоживущих СЗ, С и СВ разломов архейско-протерозойского фундамента, кинематически проявлявшихся на отдельных этапах как правые и левые сдвиги.

3. Разломная сеть формировалась в течение нескольких (не менее 6) этапов и приспособлена к полям напряжений различной ориентировки. Внутриблоковые разломы каждого последующего этапа, унаследуя геометрию предшествующих разломов, могут отличаться кинематическими характеристиками.

4. Тектоническая позиция структур железорудных месторождений и рудопроявлений центральной части Белоцерковско-Одесской зоны описывается латеральными структурными парагенезисами сдвиговых зон крупных, прежде всего СЗ, разломов, конформных юго-западной границе Украинского щита.

1. Бухер У. Деформации в орогенических поясах // Земная кора. – М.; ИЛ, 1957. – С. 351–378.
2. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Ч. 3–4. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 544 с.
3. Каляев Г.И., Гливасский Е.Б., Димитров Г.Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины. – Киев: Наук. думка, 1984. – 240 с.
4. Муди Д.Д., Хилл М.Д. Сдвиговая тектоника // Вопросы современной зарубежной тектоники. – М.; ИЛ, 1960. – С. 265–333.
5. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. – М.; Недра, 1977. – 144 с.

6. Ярощук М.А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны. – Киев: Наук. думка, 1983. – 224 с.
7. Chinnery M.A. Secondary faulting // Can. J. Earth Sc. – 1966. – 3, N 2. – P. 175-190.
8. Marujama T. Stress fields in the neighbourhood of a crack // Bul. EarthQu. Res. Inst. – 1969. – 47, N 1. – P. 1 – 29.

УДК 551.243 (479)

Ю.Л.Яковлев

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта АН СССР, Москва

ИССЛЕДОВАНИЕ КИНЕМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ НА ПРИМЕРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Предлагается методика, позволяющая разделять кинематику линейной складчатости на две составляющие: внешнее сокращение и адвекцию. Рассмотрены материалы структурных профилей через Шахдагскую, Тфанскую и Чиаурскую зоны. Амплитуда адвекции составила от десятой до третьей части возможной максимальной, внешнее сокращение – оказалось примерно двукратным. Приведены данные анализа этих двух кинематических характеристик вкрест и вдоль простирания зон.

Проблема складкообразования – одна из самых сложных и актуальных в тектонике. Наиболее общепринятыми гипотезами, объясняющими происхождение складчатости, можно назвать две, по распространенному мнению альтернативные – внешнего сокращения и адвекции (или глубинного диапиризма). Если идея внешнего сокращения восходит еще к теории контракции, то процессы типа адвекции сравнительно недавно начали подробно изучаться /1, 4/. Для определения того, которой из двух гипотез больше соответствует реальный природный процесс, важно научиться проводить сравнение природных структур с теоретическими и экспериментальными моделями складчатости.

Предлагается методика, позволяющая представить кинематику зон линейной складчатости (по конкретным профилям) в виде суммы двух численно охарактеризованных типов движений. Первый тип – адвекция, т.е. всплывание менее плотных пород нижней части геосинклинального чехла в момент развития процессов метаморфизма и соответственное погружение (разумеется в другом месте) более плотных образований верхней части чехла. Второй тип движений – внешнее сокращение геосинклинальной толщи, связанное с уменьшением ширины складчатой зоны. Кинематическая модель, лежащая в основе методики – простейшая математическая модель адвекции /1/ и ее деформация однородным сокращением. Основные получаемые характери-

© Ю.Л.Яковлев, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

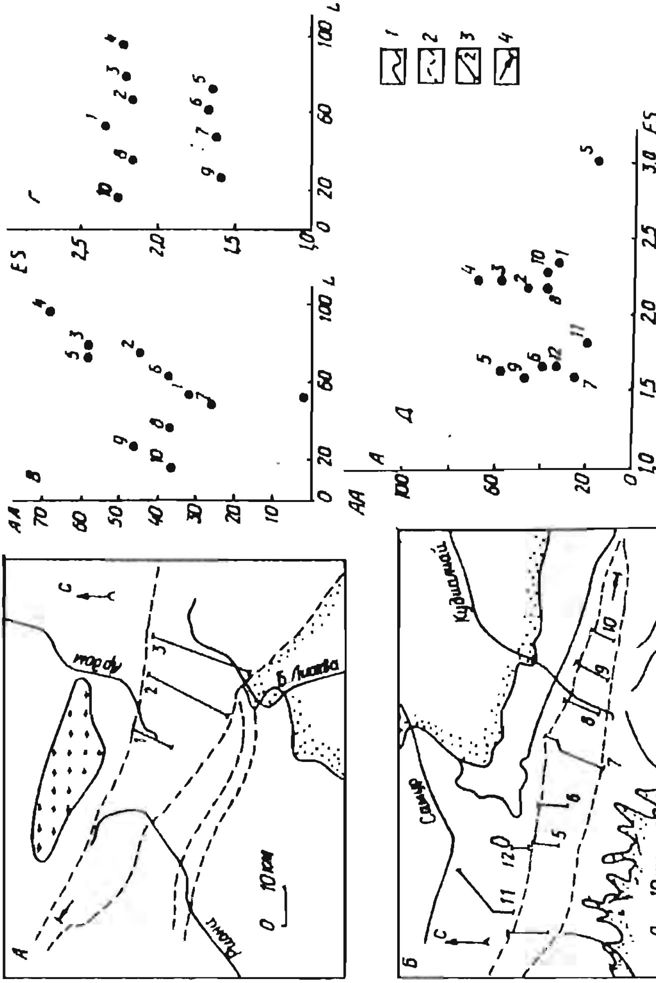

AA
ES
L
10 км

Рис. 1. Схемы расположения профилей: А – Чиаурского синклинория, Б – Тфанского антиклинория и Шахдагской зоны: 1 – основные геологические границы; 2 – границы структурных зон; 3 – линии профилей; 4 – начало отсчета расстояния ℓ (км) вдоль простирания структур; В – распределение значений амплитуды адвекции (ΔA в градусах) вдоль простирания структур; Г – то же для значений внешнего сокращения (ΣS); Д – сопоставление кинематических характеристик природной (1–12) и экспериментальной складчатости (А – адвективная, S – внешнего сокращения)

стики – амплитуда адвекции (в диапазоне от 0 до 180^0) и внешнее сокращение (во сколько раз сократилась длина профиля).

Для получения этих характеристик исследуемый профиль разбивается на ряд однородных участков складчатости (примерно 0,5 – 2 км вдоль профиля для природных структур), в каждом таком участке измеряются наклон осевых поверхностей складок, размер сжатия складок, длина участка вдоль профиля и наклон линии профиля. Полученные данные позволяют восстанавливать доскладчатое положение каждого участка и соответственно всего профиля, для чего необходимо провести геометрические операции поворота, горизонтального сдвига и растяжения. После этого вычисляется размер внешнего сокращения профиля и среднего по профилю сокращения складок. Рассчитанная на ЭВМ номограмма позволяет определить величину адвекции по этим двум параметрам. Подробное описание этой методики опубликовано ранее [6].

Исследование экспериментальных моделей, полученных внешним сокращением [2] и адвекцией [1], показало, что и адвекция и внешнее сокращение надежно обнаруживаются методикой. Для первого эксперимента получена незначительная амплитуда адвекции (15^0) и большое сокращение (в 3 раза), во втором – большая адвекция (105^0) и никакого сжатия. Проанализированы материалы структурных профилей через Шахдагскую зону и Тфанский антиклинорий (9 профилей [3,6]) и Чиаурский флишевый синклинорий (3 профиля [5]). Эти три зоны являются наиболее дислоцированными и занимают заметную часть сооружения Большого Кавказа, поэтому полученные кинематические величины в самом первом приближении можно считать типичными для Большого Кавказа. Проведено два варианта анализа: исследовались профили целиком и части профилей, соответствующие предполагаемым адвективным ячейкам.

Для профилей, исследованных целиком, амплитуда адвекции составила в среднем 44 и 45^0 для Тфанского антиклинория и Чиаурского синклинория при разбросе от 25 до 68^0 и от 32 до 58^0 соответственно. В Шахдагской зоне значения адвекции оказались ниже – 20 и 35^0. Поперечное сокращение профилей в целом оказалось примерно двукратным (рис. 1) – 1,83; 2,22; 1,74 соответственно

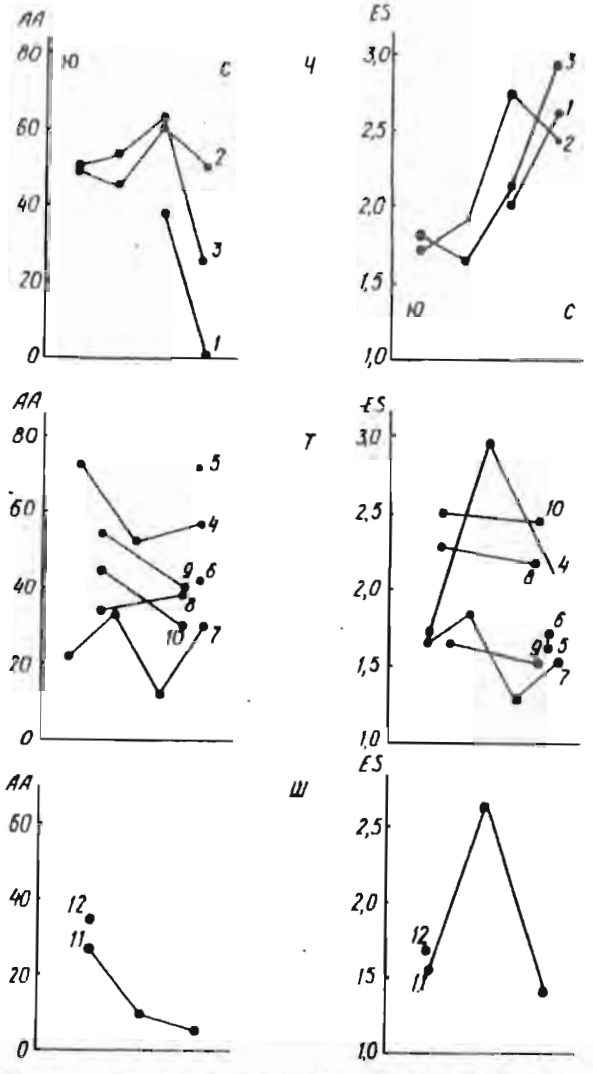


Рис. 2. Распределение кинематических характеристик вкрест простирания структур (север справа). Точки соответствуют предполагаемым адвективным линиям

(средние цифры). По простиранию структур в профилях наблюдается линное усиление адвекции от периферии к центральным частям склад чатых зон при неизменном в целом сокращении.

В варианте с анализом профилей по частям наблюдался большой разброс значений как амплитуды адвекции (от 0 до 73°), так и внешнего сокращения (от 1,3 до 2,94 раза). Важно, что этот вариант анализа позволяет исследовать изменения кинематических характеристик вкрест простирания структур (рис. 2). На фоне в целом незакономерного однородного распределения значений выделяется заметное усиление адвекции с севера на юг в Шахдагской зоне и несколько большее сокращение северной половины Чиаурского синклинория (2,5 против 1,7).

Сокращение профиля в целом, как и его частей (адвективных ячеек), связано, по-видимому, с соответствующим сокращением геосинклинального фундамента. Во всяком случае трудно предположить, что в целом однородное поперечное сокращение линзы осадков первоначальной ширины около 50 км и мощностью 8-10 км может не захватить фундамента. Изменения поперечного сокращения вкрест простирания, как представляется, не дает возможности находить в изученных районах явление тектонического скучивания, поскольку не наблюдается резко неоднородного горизонтального сокращения геосинклинальной толщи, которое должно быть характерным признаком соскабливания осадков с поверхности фундамента.

Причина большого разброса значений амплитуды адвекции для частей профиля по сравнению со значениями для целых профилей заключается, вероятно, в существовании искажающих деформаций (например, горизонтального сдвига), которые не учитываются использованной методикой и больше изменяют оценки адвекции для отдельных адвективных ячеек, чем для групп таких ячеек. Поэтому более надежными представляются значения амплитуды адвекции для профилей в целом.

Приведенные данные (рис. 1,д) показывают, что процесс складкообразования имеет сложный характер, в нем участвуют по крайней мере внешнее сокращение и адвекция, и объяснить происхождение складчатости каким-либо одним процессом невозможно. Сопоставление кинематических характеристик природных структур и экспериментальных моделей указывает на необходимость совершенствования моделирования.

1. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. – М.: Недра, 1979. – 246 с.
2. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. 2-е изд. – М.: Недра, 1980. – 216 с.
3. Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л. Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Геотектоника. – 1983. – № 3. – С. 87-98.
4. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. – М.: Недра, 1978. – 176 с.

5. Яковлев Ф.Л. Оценка деформаций в складчатой области по дисгармоничным складкам // Бюлл. МОИП, отд. геол. - 1978. - 53. - С. 43-52.
6. Яковлев Ф.Л. Исследование кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника. - 1987. - № 4. - С. 34-48.

УДК 551.24.02

Д.В.Кузьмин, А.И.Прокопенко, С.А.Шевцов

Макеевский научно-исследовательский институт по безопасности работ в горной промышленности, Макеевка

АНАЛИЗ ДЕФОРМИРОВАННОСТИ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ШАХТНЫХ ПОЛЕЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ДОНБАССА

Описывается методический подход к расчету деформированности угленосных отложений юго-западной части Донбасса. В основу тектонофизического анализа положено параллельное изучение пликативных и дизъюнктивных дислокаций. Показано, что зоны интенсивной деформации чаще сопровождаются высокими значениями плотности разломов и повышенной нарушенностью угольных пластов, которые влияют на газообильность горных выработок и шахт.

Согласно плану развития угольной промышленности страны рост добычи предусматривается осуществлять за счет ввода на действующих шахтах новых горизонтов, т.е. увеличения глубины разработки. Успешное освоение глубинных горизонтов в значительной мере будет зависеть от надежного прогноза газоносности угольных толщ, газообильности горных выработок и шахт в целом.

Известно, что распределение метана в угленосных отложениях весьма неравномерно и обусловливается совокупным влиянием геологических факторов. К ним относятся: угленосность, региональный метаморфизм, петрографический состав, структура угольных пластов и вмещающих пород, тектоника угленосных отложений и т.д. Структурная нарушенность, трещиноватость угольных пластов во многом определяет их газопроницаемость, коллекторские свойства и способность углей отдавать газ в горные выработки и существенно влиять на метанообильность выемочных участков и шахт в целом. Поэтому количественный анализ деформированности угленосных отложений, выявление связи между деформационными зонами и метанообильностью шахт является немаловажной задачей.

Анализ деформированности угленосных отложений неразрывно связан с параллельным изучением дизъюнктивных и пликативных дислокаций. По нашему представлению, именно пликативные дислокации

© Д.В.Кузьмин, А.И.Прокопенко, С.А.Шевцов, 1991.

ISBN 5-12-001758-Х. Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

являются одним из четких индикаторов интенсивности тектонических движений. Эти подвижные части слоистой среды указывают на время, место и направление разрядки тектонических напряжений.

Нередко материалы по складчатым и иным деформациям рассматриваются с нескольких позиций: морфолого-геометрических, кинематических и динамических. Но две последние пока еще не достигли той стадии совершенства, чтобы можно было их использовать в широком масштабе и тем более в таких сложнопостроенных регионах, как Донецкий бассейн. Нами дана методика количественной оценки деформированности угленосных отложений применительно к условиям юго-западной части Донбасса. Она базируется на морфолого-геометрическом подходе к изучению пликативных дислокаций, апробированном в разных нефтегазоносных бассейнах Сибири [2, 3]. Исследования шахтных полей и сопредельных территорий юго-западной части Донбасса основаны на детальном изучении морфологии, геометрии и ориентировке складчатых форм разных порядков в совокупности с анализом разрывных нарушений (полей плотности дизъюнктивных дислокаций). Такая последовательная схема тектонофизических исследований позволяет с единых позиций выявить параметры деформационного поля исследуемой территории.

Искривление слоистой толщи, как правило, сопровождается изменением формы геологических тел, структурных поверхностей. Неоднородно искривленные участки (типа флексурных перегибов, дугообразных изгибов и т.д.) угленосных толщ характеризуются удельной кривизной:

$$\varphi = \frac{k}{l}, \qquad (1)$$

где φ – удельная кривизна; $k_{ср}$ – средняя кривизна искривленной части пласта в двухмерном пространстве; l – длина искривленной части пласта. Кривизна искривленной части пласта в точке вычисляется по формуле

$$K = \frac{\frac{d^2y}{dx^2}}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{3/2}}. \qquad (2)$$

В пределах шахтного поля определяется средневзвешенная кривизна угленосных отложений (угольных пластов, прослоев и т.д.).

$$\varphi_{сл_3} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \varphi_i S_i}{\sum_{i=1}^{n} S_i}. \qquad (3)$$

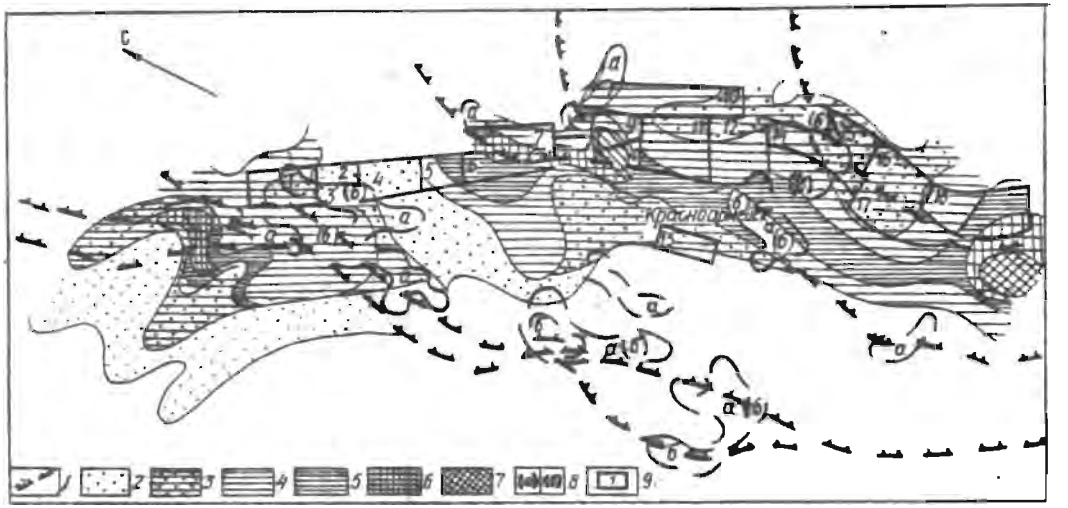


Схема деформированности угленосных отложений юго-западной части Донбасса:
1 – разломы; шкала значений параметра: 2 – $5{,}0\cdot10^{-3}$ и менее; 3 – $5{,}1\cdot10^{-3}$ – $1{,}0\cdot10^{-2}$; 4 – $1{,}1\cdot10^{-2}$ – $5{,}0\cdot10^{-2}$; 5 – $5{,}1\cdot10^{-2}$ – $1{,}0\cdot10^{-1}$; 6 – $1{,}1\cdot10^{-1}$ – $5{,}0\cdot10^{-1}$; 7 – $5{,}1\cdot10^{-1}$ и более. Границы: 8 – различной плотности разломов, а – высокие значения, б – максимальные значения; 9 – шахтных полей. Название шахт: 1 – гидрошахта "Пионер"; 2 – "Краснолиманская"; 3 – "Новодонецкая"; 4 – "Белозерская"; 5 – им. РККА; 6 – "Добропольская"; 7 – им. XXI съезда КПСС; 8 – "Родинская"; 9 – "Краснолиманская"; 10 – им. Стаханова; 11 – "Центральная"; 12 – им. Димитрова; 13 – им. Т.Г.Шевченко; 14 – "Новогродовка"; 15 – "Россия"; 16 – "Украина"; 17 – "Селидовская"; 18 – Кураховская группа шахт

Исследования проводились в Красноармейском и Южно-Донбасском угленосных районах. Территория сложена каменноугольными отложениями, представленными всеми свитами нижнего, среднего и верхнего карбона, которые перекрыты мезозойско-кайнозойскими и неоген-четвертичными осадочными образованиями [4]. Тектоническое строение региона определяется положением его в пределах обширной моноклинали юго-западного крыла Кальмиус-Торецкой котловины. Нижнекаменноугольные отложения Южно-Донбасского района осложнены мелкими куполами и брахиантиклиналями, а также разрывными нарушениями типа сбросов. Южная часть исследуемого региона служит связующим структурным звеном между Красноармейским и Донецко-Макеевским угленосными районами. В этой пограничной структурно-деформационной зоне присутствуют пликативные и дизъюнктивные дислокации, характерные для каждого из вышеназванных блоков. В целом в пределах всей территории, угленосные терригенные образования формируют серию брахиантиклиналей флексурных перегибов, дугообразных изгибов, определяющих морфологию разрабатываемых угольных пластов ($К_7$, $К_8$, l_3, l_4 и т.д.).

Изучение горно-геологических, геолого-геофизических материалов (по данным ПГО "Донбассгеология", ПГО "Укруглегеология", ПО "Красноармейскуголь", ПО "Добропольеуголь" и др.), построенных карт деформированности угленосных отложений и плотности разломов позволяет отметить общие закономерности в соотношении пликативных, дизъюнктивных дислокаций и структурной нарушенности угольных пластов (рисунок).

Анализ степени деформированности угленосных отложений свидетельствует о приуроченности их наименьших значений к периферийным частям исследуемого региона (значения удельной кривизны варьируют от $1{,}0 \cdot 10^{-2}$; $5{,}0 \cdot 10^{-3}$ и менее). Зона повышенной деформированности пород, выраженная значительным искривлением маркирующих горизонтов и угольных пластов, простирается в субмеридиональном направлении (см. рисунок). Наиболее деформированные области с высокими значениями параметра "φ" (варьируют от $1{,}0 \cdot 10^{-1}$ до $5{,}1 \cdot 10^{-1}$ и более) приурочены к южной, центральной и северо-западной частям этой субмеридиональной зоны (см. рисунок). Причем контрастное поле высоких деформаций южного обрамления примыкает к пограничной структурно-тектонической полосе, отделяющей Красноармейский и Донецко-Макеевский угленосные районы. Разломная сеть в пределах исследуемой территории формировалась в течение нескольких этапов и приспособлена к полям напряжений различной ориентировки. Локальные максимумы плотности разрывных нарушений пространственно совпадают с повышенными деформационными полями или трас-

сируют границы разнодеформируемых областей (см. рисунок). Детальный тектонофизический анализ позволяет отметить, что в целом намечается пространственная связь между относительной метанообильностью шахт и складчато-разрывными структурами. Зоны наиболее интенсивной общей тектонической деформации (пликативной и дизъюнктивной) сопровождаются повышенной структурной нарушенностью угольных пластов, которые влияют на газообильность горных выработок и шахт. Распределение относительной метанообильности (ОМ) шахт в пределах различных деформационных зон следующее. Шахты, имеющие высокие значения ОМ и с суфлярными газопроявлениями (шахты "Добропольская" 38, 16 м^3/т, "Краснолиманская" 49,68 м^3/т) приурочены к более интенсивным областям деформации, имеющим высокие значения параметра "φ"$_{орв}$ (варьируют от $6{,}9\cdot10^{-2}$ до $1{,}0\cdot10^{-1}$ и более). Причем метанообильность выработок юго-восточного крыла шахты "Добропольская" по пласту l_4, примыкающего к интенсивной деформационной зоне (в районе Добропольского надвига), значительно выше (более чем в два раза) метанообильности выработок северо-западного. К зонам с малой плотностью разломов и деформированностью пород (параметр "φ" колеблется от $4{,}3\cdot10^{-3}$ до $4{,}1\cdot10^{-1}$ и менее) приурочены шахты, характеризующиеся более низкими значениями ОМ (шахта им. Т.Г.Шевченко 6,48 м^3/т, "Белозерская" 11,78 м^3/т, "Новодонецкая" - 2,68 м^3/т).

В заключение необходимо отметить, что региональный метаморфизм угольных пластов - один из основных факторов, определяющих их газоносность. Но современное распределение газов во многом определяется влиянием структурных, деформационных факторов, которые порой настолько затушевывают первоначальное исходное различие степени метаморфизма, что оно теряет свое доминирующее значение. В связи с этим учет тектонического фактора на количественной основе, анализ взаимного влияния дизъюнктивных и пликативных дислокаций на структурную нарушенность угольных пластов и метанообильность горных выработок необходимо для уточнения мер по обеспечению безопасности ведения горных работ реконструируемых и вновь проектируемых шахт, оценки ресурсов метана в угленосных отложениях.

1. Щадов М.И. Основные направления развития угольной промышленности в двенадцатой пятилетке // Уголь. - 1987. - № 3. - С.3-8.
2. Прокопенко А.Н. Об эффективности геолого-геофизических методов при выявлении антиклинальных структур и подготовка их к глубокому бурению // Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири. - Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1975. - С. 100-105.
3. Карогодин Ю.Н., Прокопенко А.И. Методы исследования структуры нефтегазоносных бассейнов. - М.: Недра, 1984. - 200 с.

4. Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР. Т. 1. Угольные бассейны и месторождения европейской части СССР. – М.: Недра, 1979. – 628 с.

УДК 550.834

П.Г.Трифонов, М.Т.Хохлов, О.М.Харитонов

Институт минеральных ресурсов Днепропетровского отделения Мингео УССР,

Институт геофизики им. С.И.Субботина АН УССР, Киев

ВЛИЯНИЕ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ МАССИВОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД НА СИСТЕМАТИЧЕСКИЕ ВОЛНОВЫЕ ПОЛЯ

Рассматриваются особенности поляризации обменных отраженных волн *PS*, характер влияния упругих и разрывных деформаций на параметр $\gamma = V_S / V_P$ и коэффициент Пуассона в массивах осадочных пород, осложненных дизъюнктивными нарушениями. Обсуждается возможность изучения зональности распределения упругих свойств пород в напряженно-деформированных массивах по данным МОГТ монотипных и обменных отраженных волн.

Напряженно-деформированное состояние горных массивов определяет технические условия разработки полезных ископаемых. Возможность прогнозирования некоторых из этих условий, и прежде всего распределения нагрузки деформаций, зональности изменения физико-механических свойств пород в массивах по данным наземных сейсмических наблюдений возникла в результате разработки многоволновой сейсморазведки МОГТ [3, 4].

При сейсмических исследованиях шахтных полей Донецкого бассейна сделана попытка изучить влияние на волновые поля массивов пород, осложненных разрывными нарушениями, где существование аномальных сжимающих или растягивающих нагрузок в пластах наиболее вероятно. Разрывные нарушения создают также резко выраженную зональность изменения физико-механических свойств пород.

Скорости распространения продольных и поперечных волн по-разному реагируют на деформации. Скорость поперечных волн зависит от направления действия нагрузки, вследствие чего разнополяризованные поперечные волны распространяются с различной скоростью. При этом обменные отраженные волны *PS* имеют аномалии поляризации, где интенсивность побочной У-компоненты соизмерима или выше основной Х-компоненты.

Особенности поляризации волн *PS* на прилегающих к нарушенной зоне участках массива сводятся к неравномерному распределению ано-

© П.Г.Трифонов, М.Т.Хохлов, О.М.Харитонов, 1991

ISBN 5-12-001738-Х. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

малий повышенной интенсивности отражений на У-компоненте, что можно объяснить также неравномерным распределением напряжений в разрезе по вертикали и в плане.

Распределение деформаций по вертикали определяется увеличением с глубиной геостатической нагрузки, вследствие чего до глубины 300 м (по изменению скоростей продольных и поперечных волн и параметра γ) отмечается постоянное уплотнение пород. В этом интервале глубин V_p и V_s более интенсивно возрастают (по сравнению с нижележащей толщей), причем градиент роста V_s значительно выше, чем V_p. Отсюда параметр γ до глубины 300 м интенсивно возрастает и имеет здесь максимум. Отражающий горизонт, прослеживающийся на глубине 360 м, обладает интенсивной побочной компонентой. Очевидно, максимумы параметра γ и интенсивности У-компоненты отражений PS в разрезе не совпадают.

Согласно [1] избыточные тангенциальные напряжения могли сохраниться в прочных породах терригенного разреза. В этой связи вызванные анизотропией V_s аномалии поляризации волн PS тяготеют к отражающим горизонтам, в которых присутствуют песчаники. Кроме того, в разрезе дислоцированных районов бассейна выделяются границы, которые контролируют повышенную нарушенность горизонтов [2]. Одна из них (на глубинах 400–600 м), где пораженность пластов разрывами примерно вдвое выше, чем в слабодислоцированных районах, обусловлена значительным преобладанием горизонтальных напряжений над вертикальными. Вторая – прослеживается на глубинах 1000–1300 м. Обе границы проявляются в разрезе по аномально низким значениям V_S и параметра γ.

По латерали аномалии поляризации волн PS локализуются и заметно проявляются в окрестности разрывных нарушений. В отличие от аномалий, обусловленных явлениями дифракции на краях разрывов границ, они обладают высокой интенсивностью ($\Delta y/\Delta X \geq 1$) при расположении профиля наблюдений вкрест простирания сместителя. Вблизи от нарушенных зон наблюдаются аномалии отношения V_s/V_p. В таких случаях параметр γ на 20–30 % превышает региональный фон.

Таким образом, для оценки напряжений в массивах пород исследуются два признака: соотношение интенсивности отражений PS на основной и побочной компонентах, распределение в разрезе отношения V_s/V_p и, следовательно, коэффициент Пуассона. По аномалиям поляризации волн PS, параметра γ и коэффициента Пуассона можно прогнозировать зоны, в которых существуют повышенные тангенциальные напряжения.

При наземных наблюдениях монотипных и обменных отраженных волн представляется возможным изучать один из упругих модулей

(коэффициент Пуассона σ) в интервалах разреза, заключенных между отражающими горизонтами. По соотношению Δt_{opp}, Δt_{oss} и Δt_{ops} между одноименными отражениями PP, SS и PS рассчитывается отношение $\gamma = V_s / V_p$, которое однозначно связано с коэффициентом Пуассона. Способы изучения параметра γ по временным разрезам описаны в [4]. По временным разрезам МОГТ двух типов отражений (монотипных PP и обменных PS или SS и PS) отношение V_s / V_p определяется в интервале между горизонтами из соотношений

$$\gamma_{инт} = \Delta t_{opp} (2\Delta t_{ops} - \Delta t_{opp}) = \Delta t_{oss} (2\Delta t_{ops} - \Delta t_{oss}) \qquad (1)$$

или интервальный коэффициент Пуассона

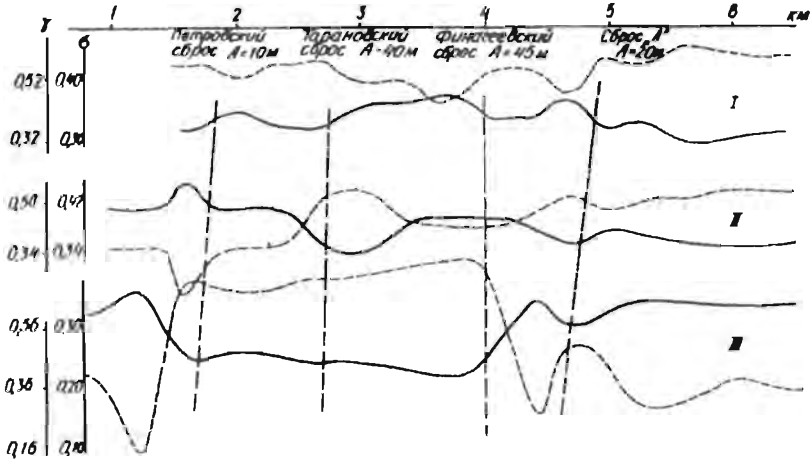
$$\sigma_{инт} = \frac{0{,}5 - \Delta t_{opp}^2 (2\Delta t_{ops} - \Delta t_{opp})^2}{1 - \Delta t_{opp}^2 (2\Delta t_{ops} - \Delta t_{opp})^2} = \frac{0{,}5 - \Delta t_{oss}^2 (2\Delta t_{ops} - \Delta t_{oss})^2}{1 - \Delta t_{oss}^2 (2\Delta t_{ops} - \Delta t_{oss})^2} . \qquad (2)$$

При согласном залегании границ и небольших углах различия их наклонов (до 10-15 ^{0}) погрешность определения γ из соотношения (1) не превышает 2-3 %. Значительные угловые несогласия отражающих горизонтов (до 30 ^{0}) приводят к погрешности $\gamma_{инт}$ (отклонение от истинного значения) приближенно на 10 %.

При параллельном залегании горизонтов точность определения параметра $\gamma_{инт}$ зависит от точности снятия разности Δt_0 между отражающими горизонтами. Значительные погрешности в значениях $\gamma_{инт}$ возникают при ошибочных переходах на разные фазы отражения. Такие случаи наиболее вероятны при корреляции отражений в зонах нарушений и выклинивания пластов. Как показали расчеты на моделях, переход на соседнюю фазу в одном из двух отражающих горизонтов приводит к погрешности в значениях γ 18-20 %.

На распределение отношения V_s / V_p упругого модуля σ в осадочных породах оказывают влияние зоны разрывных нарушений и трещиноватости, повышенные горизонтальные напряжения в массивах пород. Вследствие различия в градиентах изменения V_p и V_s в напряженно-деформированных зонах, по временным разрезам МОГТ двух типов волн прослеживаются аномалии параметра γ и коэффициента Пуассона σ.

Графики распределения $\gamma_{инт}$ (X) и $\sigma_{инт}$(X) по профилю, пересекающему вкрест простирания серию разрывных нарушений (сбросов), расчленяющих угленосную толщу на отдельные блоки (участок Свидовской, Западный Донбасс) представлены на рисунке. Нарушения выделены по данным сейсморазведки и подтверждены бурением. Параметр $\gamma_{инт}$ и $\sigma_{инт}$ определены по временным разрезам волн МОГТ-PP и МОГТ-P из выражений (1) и (2) для трех интервалов глубин: I -



Распределение параметра γ и коэффициента Пуассона σ по профилю, пересекающему разрывные нарушения:
1 – параметр γ ; 2 – коэффициент Пуассона σ

(60–170 м), II – (170–365 м) и III – (365–580 м). По горизонтам I и II положению сбросов соответствуют локальные минимумы $\gamma_{инт}$ и максимумы $\sigma_{инт}$, по горизонту III (Петровский, Тарановский и Финагеевский сбросы) образуют общую аномальную зону $\gamma_{инт}$ и $\sigma_{инт}$.

Интенсивность аномалий отношения скоростей и упругого модуля возрастает с глубиной. Так, Петровский и Тарановский сбросы на графике $\gamma_{инт}(X)$ для горизонта I характеризуются общим снижением отношения V_s / V_p от 0,44 до 0,36, что составляет 22 % по отношению к фону, по горизонту II аномалия $\gamma_{инт}$ достигает 30 %. Приведенные данные свидетельствуют о неравномерном распределении интенсивности изменения физико-механических свойств пород под влиянием разрывных нарушений. Латеральная зональность изменения $\gamma_{инт}$ и $\sigma_{инт}$ наиболее четко выражена по горизонту III (глубины – 365–580 м). К этому горизонту относятся наиболее выраженные аномалии модуля $\sigma_{инт}$ по отношению к региональному фону. Коэффициент Пуассона возрастает в зоне разрывных деформаций от 0,22 до 0,38 – 0,40. Область повышенных значений $\sigma_{инт}$ ограничивается локальными минимумами, где упругий модуль принимает минимальные величины 0,10–0,15. Они, по-видимому, обусловлены повышенными напряжениями в массиве, которые ограничивает зону развития разрывных деформаций.

Аномалии $\gamma_{инт}$ и $\sigma_{инт}$ в зоне нарушений, полученные по временным разрезам наблюдений МОГТ-PP и МОГТ-PS согласуются по интенсивности с данными расчетов на моделях.

Таким образом, по наземным наблюдениям монотипных и обменных отраженных волн можно прогнозировать зональность изменения деформаций в массивах околоскважинного пространства, которая обусловливает распределение напряжений в пластах и физико-механических свойств.

1. Забигайло В.Е., Лукинов В.В., Широков А.З. Выбросоопасность горных пород Донбасса. – Киев: Наук. думка, 1983. – 286 с.
2. Куц О.А. Разрывная тектоника и прогноз нарушенности шахтных полей юго-западного Донбасса: Автореф. дис. ...канд.геол.-мин. наук. – Днепропетровск, 1987. – 16 с.
3. Многоволновые сейсмические исследования. – Новосибирск: Наука, 1987. – 214 с.
4. Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн / Н.Н.Пузырев, А.В.Тригубов, Л.Ю.Бродов и др. – М.: Недра, 1985. – 277 с.

УДК 551.243

Е.Д.Глухманчук

Институт геологии и геохронологии СО АН СССР, Новосибирск

СТРУКТУРНО-ДЕФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ КАК НОВЫЙ СПОСОБ ДЕТАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЯХ

Рассматривается возможность и необходимость проведения на современном этапе изучения строения платформенных областей структурно-деформационного анализа – анализа связи морфологии платформенных складок с преобразованиями физических свойств пород в них. Предлагается комплексное использование геологических и геофизических данных на тектонофизической основе в целях получения качественно новой тектонической информации, а также при прогнозировании зон развития трещинных коллекторов.

На современном этапе изучения строения платформенных областей благодаря накопленному объему геологических и геофизических данных существует возможность широкого проведения анализа связи морфологии платформенных складок с теми преобразованиями физических свойств пород, которые происходят при их деформации. Подобный анализ, комплексирующий в себе геологическую и геофизическую информацию на тектонофизической основе, необходим в силу следующих обстоятельств. Во-первых, ввиду необходимости выделения разуплотненных зон и участков структур в связи с поисками залежей углеводородов на больших глубинах, где как известно, роль деформационных дефектов структуры пород превалирует в формировании их коллекторских свойств. Во-вторых, этот анализ дал бы принципиальную возможность тектонического районирования на более глубо-

© Е.Д.Глухманчук, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

ком, тектонофизическом уровне. В-третьих, знание закономерностей изменения физических свойств пород в складках необходимо и в целях более тесной и полной интерпретации результатов таких утонченных видов геофизических исследований, как прогнозирование геологического разреза (ПГТ) и выделение аномалий типа залежь (АТЗ).

Решение этих задач требует разработки специального метода оперативного анализа комплекса стандартной геологической и геофизической информации, поступающей при поисково-разведочных работах. При этом необходимо исходить из того, что при малых деформациях, имеющих место в платформенных складках, главной физической характеристикой деформаций является удлинение слоев. Величина его, рассчитываемая по геометрии структурных поверхностей, по существу - внешняя геометрическая характеристика деформаций, внутренняя - заключается в том, что деформирование слоев в платформенных условиях приводит к разрыхлению структуры пород, выражающемуся в межзерновых передвижках, развитии макро- и микротрещин.

В качестве количественной характеристики этих процессов предлагается использовать плотность пород, степень развития тектонических трещин, в некоторых случаях - проницаемость пород по данным гидродинамических исследований в скважинах. Но поскольку плотность пород в стандартном комплексе геолого-геофизических данных представлена не систематически, целесообразно использовать в благоприятных сейсмогеологических условиях в качестве ее характеристики скорость распространения продольных сейсмических волн.

Таким образом, между геометрией складок и степенью разуплотненности пород в них должны существовать соотношения, выявление которых и должно являться целью специальных исследований, которые можно определить как структурно-деформационные. Методологически такая постановка задачи вполне оправдана, так как в изложенном подходе аспект связи внешних признаков деформаций и внутреннего их содержания в философском понятии структуры выносится в качестве главной цели исследований. Именно на основе использования количественных характеристик этой связи строятся последующие прогнозные и интерпретационные построения.

Краеугольным камнем, на котором основывается методика структурно-деформационного анализа, является вопрос о типах деформаций, развивающихся в платформенных складках (складках поперечного изгиба). Анализ теоретических и экспериментальных данных показывает, что в складках поперечного изгиба могут развиваться одновременно деформация чистого изгиба, поперечного (вертикального) сдвига и продольного (межслоевого) сдвига [2]. Каждый из выделенных типов деформаций описывается своим геометрическим параметром -

геометрической функцией, описывающей величину удлиненности слоев при действии данного типа деформаций. В результате величина полной деформации в любой точке платформенной складки может быть описана как сумма трех произведений геометрических параметров деформаций на соответствующие коэффициенты их эффективности:

$$\varepsilon = A_0 \varepsilon_{изг} + A_{c_1} \varepsilon_{c_1} + A_{c_2} \varepsilon_{c_2} + K ,$$

где ε – величина полной деформации пород; $\varepsilon_{изг} = (\rho_1 + \rho_2)$ – кривизны слоя в расчетной точке в двух главных сечениях (геометрический параметр деформации чистого изгиба по Самойловичу [3]); $\varepsilon_{c_1} = tg^2\alpha$ – квадрат тангенса угла падения слоев в расчетной точке (геометрический параметр деформации поперечного сдвига); $\varepsilon_{c_2} = (\sum_{i=1}^{n} tg\alpha_i - \sum_{i=n+1}^{m} tg\alpha_i)$ – разница сумм тангенсов элементарных площадок, залегающих выше ($i \leq n$) и ниже ($i > n$) расчетной точки как геометрический параметр деформации межслоевого сдвига; K – постоянная; A_0, C_1, C_2 – коэффициенты эффективности деформаций разных типов. Под коэффициентом эффективности деформации понимается соотношение между приращением физических свойств пород и приращением геометрического параметра деформации.

Таким образом, чтобы описать поведение физических свойств пород в складках как результат действия деформаций указанных типов, необходимо рассчитать значение ε данной выборки решением приведенного уравнения, где вместо ε будет помещена физическая характеристика, отражающая степень разуплотнения пород. В результате рассчитываемые коэффициенты эффективности деформаций выступают в роли характеристик, связующих внутренние и внешние стороны тектонических деформаций.

В практике работ по изучению строения платформенных складок наиболее широко и полно проводятся сейсморазведочные исследования в связи с поиском и разведкой нефтяных и газовых месторождений. Использование результатов этих работ при благоприятных сейсмогеологических условиях решает вопрос об обеспеченности структурно-деформационных расчетов данными о плотности пород ввиду тесной корреляции плотности пород со скоростью распространения продольных сейсмических волн [4].

Опыт произведенных расчетов для складок Вилюйской синеклизы и Западно-Сибирской плиты показывает следующее.

1. Плотность связи геометрических параметров деформаций и скорости сейсмических волн выраженная коэффициентом множественной корреляции колеблется обычно в пределах 0,6-0,93.

2. Ослабление этой связи обусловлено, как правило, двумя причинами – значительным изменением литологии пород и воздейст-

вием разрывных нарушений на характер деформаций. Оба эти случая картируются достаточно уверенно построением карт расхождений расчетных и наблюденных (точнее средних, рассчитываемых по данным бурения) скоростей сейсмических волн.

3. Развитие межслоевых деформаций типа проскальзывания слоев отмечается в осадочных чехлах обоих регионов, приуročиваясь к определенным стратиграфическим уровням. В вилюйской синеклизе в ее центральной части таким уровнем являются аргиллиты подошвы триаса [1], в пределах Западно-Сибирской плиты – глины подошвы баженовской свиты [2].

4. Поведение коэффициентов эффективности деформаций обусловлено конкретными физическими условиями деформирования. Так, максимальная интенсивность проскальзывания слоев в условиях Западной Сибири более характерна для острозамковых более молодых складок (Северо-Сикторская, Тагринская, Новомолодежная), в условиях центральной части Вилюйской синеклизы – для острозамковой Неджелинской складки.

Развитие деформации такого типа приводит к тому, что роль деформации поперечного сдвига падает, алгебраически уменьшается вплоть до отрицательных значений, что по своему физическому смыслу означает появление в крыльях складок сжимающих вместо растягивающих.

5. Эффект деформационного разуплотнения пород на платформенных складках приводит к падению скоростей сейсмических волн на величину до 4-5 %, вызывая их повышенное рассеивание и потери энергии. Иными словами, деформации пород оказывают воздействие на поведение именно тех энергетических, динамических и частотных параметров сейсмических волн, которые используются для выделения АТЗ. Это обстоятельство необходимо учитывать при интерпретации генезиса этих аномалий.

Таким образом, предлагаемый подход к анализу стандартных геологических и геофизических данных дает возможность получения качественно новой тектонической информации, необходимой на современном этапе изучения и освоения нефтегазоносных областей.

1. Глухманчук Е.Д. Влияние степени деформированности пород на коллекторские свойства баженовских аргиллитов в пределах Салымского месторождения // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. – Тюмень: Изд. ЗапСибНИГНИ, 1982. – С. 58-60.
2. Глухманчук Е.Д. Деформации Верхнеюрских и нижнемеловых пород Салымского района (в связи с проблемой нефтеносности пород баженовской свиты): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин.наук. – Новосибирск, 1987. – 16 с.

3. Самойлович Ю.Г. Исследование изгиба пласта по структурной карте для прогноза зон повышенной трещиноватости пород приенисейского севера // Исследования по тектонике, неотектонике и структурной геологии с применением количественных методов. - Л.: ВНИГРИ, 1969. - С. 5-24.
4. Слепак З.М. Применение гравиразведки для изучения нефтеносных структур. - М.: Недра, 1980. - 152 с.

УДК 551.243 (571.511)

С.С.Сердюк

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья Мингео СССР, Красноярское отделение, Красноярск

СТРУКТУРА ПОЛЕЙ ДИЗЪЮНКТИВОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА

Комплексом методов опознаны и классифицированы дизъюнктивы. Проведено исследование полей плотности дизъюнктивов (единица измерения плотности - $1/км$ или $км^{-1}$). Установлено подобное распределение для разломов разных рангов, выявлены количественные характеристики и каркасно-решетчатая структура геодеформационного поля тектонических комплексов и их системы в целом.

Структура и масштабы полей деформаций земной коры во многом определяются интенсивностью тектонических движений, закономерностями их распределения во времени и пространстве, а также исходной неоднородностью среды. На разных этапах развития земной коры тектонические режимы характеризуются неодинаковыми затратами энергии и особенностями механизма ее "реализации" в полях деформаций тектонических комплексов.

Выявление закономерностей строения и развития полей дизъюнктивов в системе тектонических комплексов региона - основная задача работы. Решение ее осуществлялось комплексом методов и приемов, направленных на опознание, классификацию дизъюнктивов и анализ строения их полей.

Тектоническое районирование, опирающееся на исследование вертикальной и латеральной неоднородности слоистой структуры позволило выделить на Северо-Восточном Таймыре следующие тектонические комплексы - докарельский прототеосинклинальный; карельские: геосинклинальный и орогенный; байкальские: геосинклинальный и орогенный, каледонский и альпийский платформенные [2].

В пределах изученного региона широко распространены разрывные тектонические нарушения различной ориентировки и протяженности, выявленные геологическими, геофизическими и геоморфологиче-

© С.С.Сердюк, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

Характеристика главнейших дизъюнктивов

Дизъюнктивы и их протяженность, км	Вариации азимута падения и угла наклона плоскости смесителя, град	Структурно-вещественные особенности
Пограничный более 600	290–320<40–75	Рассланцевание, система линейных складок, Челюскинский кварцево-жильный пояс, зоны вкрапленно-прожилковой минерализации
Дорожнинский более 300	125–190<55–90, 295–325<70–80	Брекчирование, милонитизация; дайки гранитов, гранит-порфиров, долеритов; гидротермально-метасоматические образования
Быррангский более 600	300–340<30–70	Рассланцевание, катаклаз, интенсивная складчатость, гидротермальные образования
Челюскинский более 100	285–315<65–90	Рассланцевание, тела долеритов, зоны кварцевых жил
Серебрянский ~70	280–325<30–60	Рассланцевание, дайки долеритов и метадиабазов, зоны лиственит-березитов, кварцевые жилы и сульфидная минерализация
Ханненичско-Клязьминский ~70	300–320<20–80	Милонитизация, катаклаз, группы тел гипербазитов и метагабброидов
Продольненский 75	310–360<30–75	Милонитизация, брекчирование, мелкая складчатость, тела гранитных пегматитов и аплитов, сульфидная минерализация
Григорьевский ~70	280–300<75–80	Ареалы брекчий, тела диабазов, редкие кварцевые жилы
Фадеевский более 100	310–340<40–90	Брекчирование и рассланцевание, тела метадиабазов, ареалы кварцевых жил
Кдановский ~150	265–360<50–90	Милонитизация и рассланцевание, тела метадиабазов, зоны кварцевых жил и прожилков
Ленинградский ~70	310–355<40–70, 145–180<70–90	Поля рассланцевания и брекчирования, дайки долеритов, кварцевые жилы и зоны кварцсульфидного прожилкования
Становский ~90	125<70, 330<80	Зоны милонитизации и рассланцевания, тела гипербазитов, редкие кварцевые жилы

ческими методами. Многие из них по ряду признаков обнаруживают длительный, многоэтапный и унаследованный характер развития. Дизъюнктивы тесно сопряжены со складчатыми дислокациями и сопровождаются структурно-текстурными признаками динамометаморфических преобразований пород, проявлениями магматической и гидротермально-метасоматической деятельности. Данные о наиболее крупных из них, имеющих главным образом северо-восточное простирание, приведены в таблице.

Исследуемое множество дизъюнктивов неоднородно по качествен-

ным и количественным особенностям. Соответственно могут быть разнообразны и классификации разрывных нарушений. Однако решению задачи, вероятно, наиболее отвечает иерархическая классификация дизъюнктивов по их протяженности, которая в значительной степени обусловлена количеством, или плотностью энергии, затраченной на дислоцирование элементарного (единичного) объема вещества.

Опираясь на известный опыт изучения и ранжирования структурных элементов земной коры [3-5], проанализируем распределение протяженности дизъюнктивов. Выявлено левоасимметричное распределение этого параметра, на основе которого все их множество подразделено на четыре ранга: I - дизъюнктивы протяженностью более 300 км, II - 50-300 км, III - 10-50 км, IV - 1-10 км.

Пространственно-статистическим анализом [1], с применением квадратной элементарной ячейки площадью 50 км^2, исследовано распределение дизъюнктивов в пределах Северо-Восточного Таймыра. Дизъюнктивы различной пространственной ориентировки каждого из выделенных рангов, последовательно анализировались с применением единой сети элементарных ячеек. Плотность дизъюнктивов выражалась их числом, отнесенным к центру ячейки (шт/яч), а затем трансформировалась в систему изолиний. Так составлена серия схем распределения дизъюнктивов, послуживших основой для их сравнительного анализа.

Система субширотных дизъюнктивов III и IV рангов охватывает третью часть площади региона, а локальные аномалии - около 15 %. Субширотные дизъюнктивы размещаются, как правило, в виде изолированных полей. В них отмечаются локальные узлы повышенной плотности дизъюнктивов (до 6 шт/яч); расстояние между центрами узлов колеблется от 30 до 40 км.

Дизъюнктивы субмеридионального простирания распространены значительно шире, чем субширотные, охватывая половину площади района. Наибольшее развитие в этой группе получили разломы IV ранга, занимающие почти 40 % территории, а разломы III ранга - 15 %. Господствующими направлениями ориентации линейных полей суммарной плотности субмеридиональных дизъюнктивов являются северо-восточное и северо-западное. Сочленяясь почти под прямым углом, линейные зоны разломов образуют каркасно-ячеистую структуру дислокационного поля с практически ненарушенными центральными частями ячей. В узлах сочленения линейных зон появляются аномалии повышенной плотности разломов (до 4 шт/яч). Расстояние между центрами аномалий изменяется от 15 до 35 км.

Разрывные нарушения северо-западного простирания распространены почти на 60 % территории. Множество образовано дизъюнктивами

Схема строения полей суммарной плотности дизъюнктивов Северо-Восточного Таймыра:
1 – изолинии плотности дизъюнктивов (шт/км²)

IV и III рангов, развитыми соответственно на 55 и 11 % площади региона. На суммарной схеме распределения дизъюнктивы формируют поля линейной конфигурации, вытянутые в северо-восточном и северо-западном направлениях, и в целом создают каркасно-ячеистую структуру поля дислокаций, в узлах которой плотность разрывов достига-

ет 5 шт/яч. Вариации расстояний между центрами узлов составляют 15–45 км.

Наиболее многочисленную группу образуют дизъюнктивы северо-восточного простирания. Она единственная, в которой представлены прямолинейные разломы всех четырех рангов. Количественное соотношение полей, образованных дизъюнктивами разных рангов отражено величиной занимаемой ими площади и выражается (от IV к I рангу), следующим рядом значений (в % от площади района) – 62:42:31:15. Обобщенная схема плотности дизъюнктивов всех рангов северо-восточного простирания отчетливее всего отражает линейные зоны северо-восточного, субмеридионального и северо-западного, и менее четко–субширотного, простирания. В областях их сопряжения, как правило, наблюдается увеличение плотности дизъюнктивов (до 7 шт/яч) и формирование локальных аномалий. Следует подчеркнуть относительную устойчивость расстояний между центрами аномалий, составляющих обычно 20–35, реже 15 и 45 км. Линейные зоны и аномалии плотности разрывов образуют решетчатую структуру, включающую изометричные области размером от 15–30 до 90–100 км, с пониженным значением плотности признака или его отсутствием.

Дугообразные дизъюнктивы на схеме плотности образуют, в основном, линейные зоны, северо-восточного и северо-западного простирания, окаймляющие слабо нарушенные, либо вообще не затронутые разломообразованием, области.

Исследование суммарного множества дизъюнктивов (всех рангов и ориентировок) позволило выявить в их распределении зональность каркасно-решетчатого типа (рисунок). Ведущими элементами структурного плана поля дислокаций оказываются зоны различного простирания – субмеридионального, северо-восточного, северо-западного и реже субширотного – совпадающие, полностью или частично, с главнейшими дизъюнктивами региона, или отражающие, не опознанные ранее, дизъюнктивные зоны. Отмеченные зоны оконтуривают овалоподобные блоки размером в несколько десятков километров. Плотность дислокаций внутри последних обычно понижена. В узлах сочленения линейных зон происходит "суммирование" дислокаций, что отражается в появлении здесь локальных аномалий повышенной плотности дизъюнктивов (до 21 шт/яч).

Исследование распределения дизъюнктивов различных рангов и простираний в тектонических комплексах выявило ряд особенностей. Плотность разломов в пределах отдельных тектонических комплексов, и в целом для региона, полученная как частное от деления протяженности дизъюнктивов на площадь их развития (единица измерения 1/км

или $км^{-1}$), показывает, что картина ее распределения подобна для разломов разных рангов. Более того, распределение плотности дизъюнктивов в системе тектонических комплексов обнаруживает периодичность. Она прослеживается по разломам любой ориентировки, в том числе по их сумме. В последнем случае тектонические комплексы можно сопоставить по одной из важных характеристик – суммарной плотности дизъюнктивов. Расположив тектонические комплексы в порядке нарастания в них плотности разломов, получим следующий ряд: карельский орогенный – 0,23, докарельский – 0,32, каледонский – 0,35, байкальский орогенный – 0,42, байкальский геосинклинальный – 0,49 и карельский геосинклинальный – 0,80 $км^{-1}$. Из сопоставления ряда со средней региональной плотностью дизъюнктивов (0,42 $км^{-1}$) следует, что два последних тектонических комплекса отличаются повышенной их величиной.

Изложенная схема исследования позволяет с позиций единого подхода создать модель строения и выявить количественные параметры полей плотности дизъюнктивов – важного элемента геодеформационного поля региона.

1. Богацкий В.В., Коллеганов Ю.М., Суганов Б.И. Пространственно-статистический анализ геологического строения и размещения полезных ископаемых. – М.: Недра, 1976. – 104 с.
2. Геологическое строение и тектоническое развитие Северо-Восточного Таймыра / А.И.Забияка, И.Д.Забияка, В.А.Верниковский, С.С.Сердюк, М.Н.Злобин. – Новосибирск: Наука, 1986. – 144 с.
3. Методические рекомендации по практическому осуществлению пространственно-статистических исследований / В.В.Богацкий, В.И.Витязь, Ю.М.Коллеганов, М.А.Чурилин. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1977. – 46 с.
4. Семов В.Н. О классификации крупных структурных элементов земной коры // Сов. геология. – 1973. – № 7. – С. 146-152.
5. Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. – Новосибирск: Наука, 1977. – 102 с.

УДК 551.24.035

Л.М.Расцветаев, Т.Ю.Тверитинова

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова

О ВЫЯВЛЕНИИ НЕКОТОРЫХ ПАРАМЕТРОВ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТАТИСТИЧЕСКОГО ГЕОЛОГО-КИНЕМАТИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ "МАЛЫХ" ДИЗЪЮНКТИВОВ

В статье рассматривается вклад дизъюнктивных нарушений в общую тектоническую деформацию дислоцированных толщ. На основе статистического структурно-кинематического анализа "малых" разрывов

© Л.М.Расцветаев, Т.Ю.Тверитинова, 1991

ISBN 5-12-001758-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

и трещин сделана попытка оценить некоторые суммарные параметры дизъюнктивной составляющей тектонической деформации и определить приближенные значения квазипластического удлинения и укорочения в разных участках Лабино-Малкинской зоны Северного Кавказа.

Общая тектоническая деформация массива горных пород складывается из пластической (связной) деформации слагающих этот массив горных пород и из дизъюнктивной (разрывно-глыбовой, катакластической) деформации всего массива, осуществляемой дифференцированными смещениями вдоль плоскостей нарушающих его разрывов и трещин. Внутри последней можно различать собственно разрывную деформацию, происходящую с помощью крупных разрывов (смещения по которым значимы в масштабе всего исследуемого массива), и квазипластическую дизъюнктивную деформацию, которая происходит из-за большого числа незначаще малых (по сравнению с размерами исследуемого массива) смещений по многочисленным трещинам и малым тектоническим разрывам. В областях слабой тектонизации и отсутствия метаморфизма горных пород эта квазипластическая деформация массивов составляет существенную, а иногда и основную часть общей тектонической деформации горных масс и должна приниматься в расчет при структурно-геологических исследованиях.

Авторы данной статьи на примере двух участков Северного Кавказа попытались оценить квазипластическую дизъюнктивную составляющую общей тектонической деформации некоторых слабо дислоцированных трещиноватых массивов. При этом блоки, глыбы и обломки, на которые распадается рассеченный разрывами и трещинами массив горных пород, условно принимались за пластически не деформируемые элементарные его частицы, перемещаемые друг относительно друга по плоскостям тектонических нарушений.

Определение параметров квазипластической дизъюнктивной составляющей общей тектонической деформации трещиноватого массива требует данных об ориентировке и густоте рассекающих его дизъюнктивных систем, а также о направлении и амплитуде перемещения по каждой выделяемой системе. Такие данные можно получить при массовых измерениях трещин и малых разрывов со следами смещений на поверхностях сместителей. В результате статистического геолого-кинематического исследования дизъюнктивной сети, проводимого по специальной методике структурно-парагенетического анализа [1], в каждом исследуемом объекте обычно выделяется несколько пространственно-кинематических систем нарушений; для каждой из этих систем могут быть определены статистическая ориентировка и относительная значимость (плотность на стереограммах максимумов трещиноватости), густота (количество трещин в системе на единицу длины), а в некоторых случаях и средние амплитуды смещения, уста-

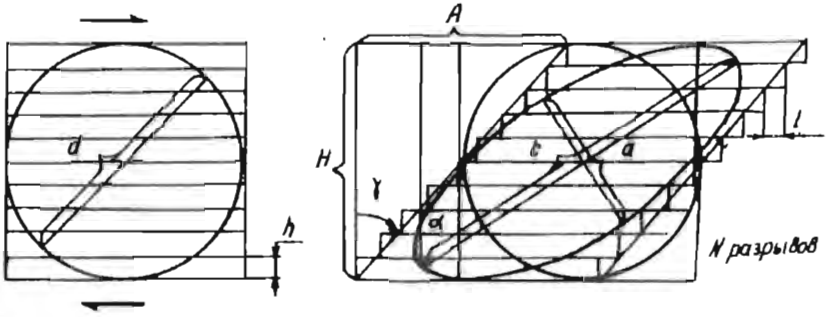


Рис. 1. Определение удлинения и укорочения при деформации простого сдвига (по М.А.Гончарову [1]). Буквенные обозначения: γ – угол сдвига; A – суммарная амплитуда смещения по зоне разрывов; H – мощность зоны; l – амплитуда смещения по единичному разрыву; h – расстояние между ближайшими разрывами; ρ – плотность разрывов; N – количество разрывов в зоне; α – ориентировка удлинения; k – коэффициент удлинения; d – диаметр изначального круга; a – длинная ось эллипса; c – короткая ось эллипса

новленные непосредственно (зияние, смещение) или предположительно (средняя длина элементарных борозд скольжения или стилолитовых "игл"). Эти системы дизъюнктивов объединяются в парагенезисы; исследование структурного рисунка каждого такого парагенезиса, как правило, позволяет выявить ориентировку и соотношение главных динамических и кинематических осей деформации, что в свою очередь позволяет наметить наиболее вероятные направления главных осей удлинения и укорочения всего деформируемого массива в целом.

Анализ ориентировки и удельных мощностей отрывов и секущих стилолитов позволяет непосредственно установить частные удлинения (a) и укорочения (c) массива, связанные с данными типами структур. Для выбранных нами участков они характеризуются субгоризонтальной ориентировкой (a – субширотной, c – субмеридиональной) и величинами коэффициентов удлинения k от 1,01 до 1,05 и укорочения от 0,995 до 0,985. Несколько сложнее определяются частные параметры квазипластической деформации по системам скольжения. Деформация массива по системе параллельных плоскостей скольжения (простой сдвиг) приводит к удлинению и укорочению деформируемого массива (рис. 1). Величина деформации характеризуется при этом углом сдвига γ, ориентировкой осей максимального укорочения и удлинения и отношением длины этих осей к диаметру исходной сферы d. Угол сдвига γ по каждой системе скольжения определяется из произведения средней элементарной амплитуды смещения l на густоту ρ разрывов данной системы ($\operatorname{tg}\gamma = l\rho$). Для определения ориенти-

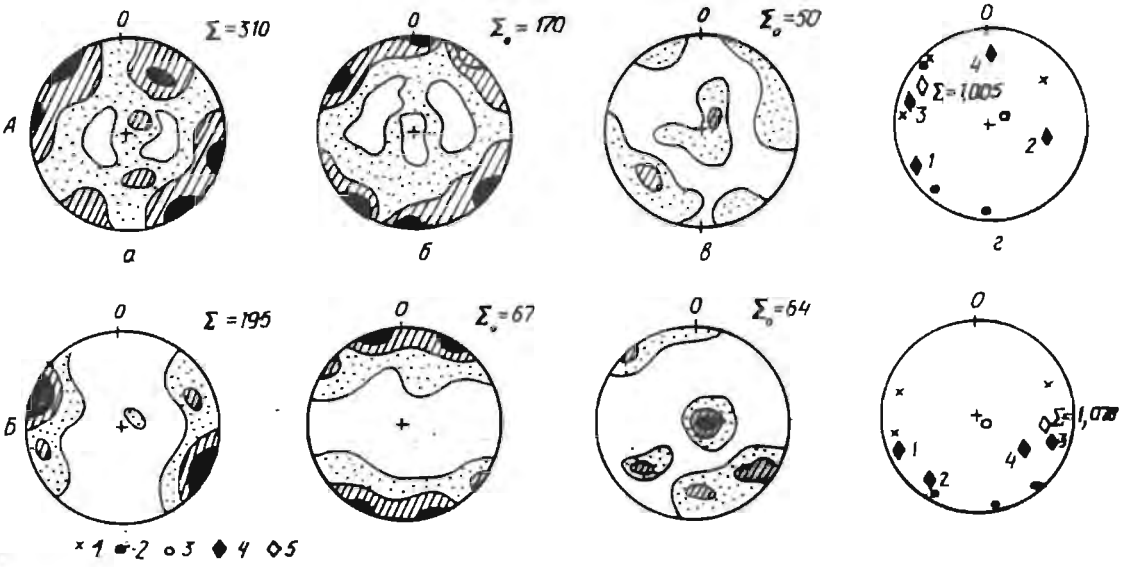


Рис. 2. Примеры определения параметров квазипластической дизъюнктивной деформации массивов горных пород в альпийском чехле Лабино-Малкинской зоны: А - зона ослабленной трещиноватости (участок "Долина Очарования"); Б - зона повышенной трещиноватости (Джинальский участок); а - распределение полюсов сколовых нарушений; б, в - распределение восходящих (б) и нисходящих (в) векторов смещений висячих крыльев; г - стереограмма ориентировки основных систем квазипластического скольжения, векторов скольжения и осей максимальных удлинений (1-3 - частных осей отдельно для каждой системы скольжения; Σ - общей для всего деформированного массива оси максимального удлинения. Условные обозначения: 1 - полюса зеркал скольжения; 2,3 - восходящий (2) и нисходящий (3) вектор скольжения; 4, 5 - оси частных (4) и суммарных (5) максимальных удлинений; Σ - численное значение суммарного максимального удлинения квазипластической составляющей, полученное графически векторным сложением на стереографической диаграмме

ровки и величины главных осей эллипсоида деформации, связанного с каждой отдельной системой скольжения, мы использовали предложенную М.А.Гончаровым [1] упрощенную систему формул*, описывающую основные параметры плоской деформации простого сдвига:

$$tg\gamma = \frac{A}{h} = \frac{\ell}{H} = \rho\ell; \quad \rho = \frac{K}{H};$$

$$A = \ell \cdot N; \quad h = \frac{H}{N}; \quad tg\alpha = -\frac{2}{tg\gamma}; \quad 2\alpha = \pi - arctg\left(\frac{2}{tg\gamma}\right);$$

$$\lambda = \frac{a}{d} = tg\alpha; \qquad tg\gamma = k - \frac{1}{k},$$

(см. рис. 1). Максимальные удлинения и укорочения ориентированы на начальных стадиях деформации простого сдвига под углом 45° к вектору смещения и нормали к плоскости нарушения. При дальнейшем развитии деформации, т.е. при увеличении амплитуды перемещения по разрывам, ориентировка удлинения приближается к плоскости разрыва тем больше, чем больше угол сдвига. Общая дизъюнктивная деформация массива по нескольким системам нарушений является тензорной суммой деформаций по каждой системе нарушений, а суммарное удлинение и укорочение массива – векторной суммой частных удлинений и укорочений.

Ниже приведены определения некоторых параметров квазипластической дизъюнктивной составляющей деформации массивов горных пород для двух участков Северо-Кавказской моноклинали (рис. 2). Массовые замеры трещин скольжения по методике [4] проводились в относительно монолитном блоке верхнемеловых известняков на правобережье р.Подкумок (участок А "Долина Очарования") и в пределах зоны повышенной трещиноватости в тех же известняках приводораздельной части Джинальского хребта (участок Б "Джинал"). Породы обоих участков залегают моноклинально с пологим (5–10°) наклоном на северо-северо-восток. Основными осложняющими моноклиналь структурами являются системы трещин и разрывов различной ориентировки, пронизывающие всю толщу горных пород и распределенные неравномерно. В таблице приведены фактические данные по густоте и амплитуде смещения основных замеренных в этих участках систем скольжения, а также результаты аналитического расчета (по формулам, указанным на рис. 1) ориентировки и величин главных удлинений по системам скольжения.

Изменение параметров ℓ и ρ определяет изменение угла сдвига, который в слабодеформированных толщах составляет минуты, это соответствует ориентировке удлинения и укорочения под углом α.

* Можно использовать также методики, предлагаемые В.В.Степановым [5] и В.Д.Парфеновым [2].

Участок		Система	ρ, т/м³	l, м	$tg\,\gamma = l/\rho$	γ, град	α, град	$k = \sigma/\alpha$
„Долина Очарования"	I	275/90	0,2	0,02	0,04	0,23	45,05	1,002
	II	275/90	0,1	0,01	0,01	0,06	45,01	1,0004
	III	310/90	0,2	0,02	0,04	0,23	45,05	1,002
	IV	50/70	0,2	0,02	0,04	0,23	45,05	1,002
„Джинал"	I	285/85	1	0,05	0,05	2,86	45,72	1,025
	II	265/80	1	0,05	0,05	2,86	45,72	1,025
	III	75/80	0,5	0,05	0,025	1,43	45,36	1,013
	IV	285/80	1	0,05	0,05	2,86	45,72	1,025

близким к 45° по отношению к вектору подвижки и нормали к плоскости нарушения, а величине удлинения в доли процента. В зонах трещиноватости величина угла сдвига может быть более значительной (первые градусы). Ориентировка оси максимального удлинения в этом случае отклоняется от 45° к плоскости нарушений, а коэффициент удлинения k достигает 1-3 %. Пределы изменения всех этих параметров по системам реально измеренных трещин (зеркал скольжения) приведены на рис. 2 и в таблице.

Общее удлинение (укорочение) деформированного массива можно получить сложением частных удлинений (укорочений) по правилам векторной алгебры численным или графическим способом. Аналитическое определение общего удлинения (укорочения) трещиноватого массива по всей сумме измеренных в нем систем скольжения является сложным и трудоемким. Более просто направление и величину суммарного удлинения (укорочения) реального деформируемого массива горных пород можно определить графически. На рис. 2 изображены полученные графическим способом суммарные удлинения по всей совокупности дизъюнктивных систем, измеренных в обоих изученных участках: для участка А ("Долина Очарования") ориентировка оси суммарного максимального удлинения массива за счет квазипластической дизъюнктивной деформации составляет 296°/6°, величина суммарного удлинения $\Sigma = 1,005$; для участка Б ("Джинал") соответственно 100°/18°, $\Sigma = 1,078$.

Из приведенного выше следует, что данные о пространственном распределении, длине и плотности линий скольжения в квазипластически деформированном ("катаклазированном") массиве играют существенную роль для определения общих параметров его тектонической деформации. Часто случается, что основная информация о деформированном состоянии такого массива заключена главным образом в особенностях распределения внутри него следов смещения на разноориентированных (в механическом смысле) сдвиговых плоскостях. В отдельных случаях (например, при направленном тектоническом течении

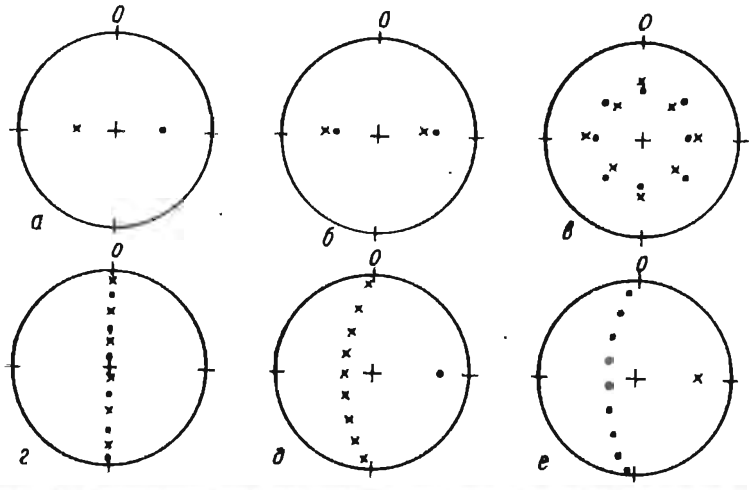


Рис. 3. Стереографические рисунки парагенетических семейств сколовых нарушений и линий скольжения. Условные обозначения: 1 – полюса сколовых нарушений; стрелка отражает направление смещения висячего крыла; 2-4 – выходы на верхнюю полусферу линий скольжения (2 – восходящих, 3 – нисходящих, 4 – неопределенного направления)

сильно катаклазированного массива горных пород) статистическая ориентировка линий течения бывает более упорядоченной и информативной, чем ориентировка плоскостей сместителей, имеющая подчас хаотический характер. Поэтому, наряду с анализом пространственного взаиморасположения плоскостей нарушений, т.е. дизъюнктивных структурных рисунков [3], имеет смысл и анализ взаимного распределения линий смещения. Некоторые элементарные структурные рисунки дислокационной линейности изображены на рис. 3. Одной системе плоскостей скольжения в случае деформации простого сдвига отвечает единый максимум выходов линий скольжения, лежащий в плоскости нарушения (см. рис. 3,а). Сопряженной паре сколов их нарушений соответствует два максимума выходов линий скольжения, отстоящих от полюсов нарушений на 90°, причем полюса нарушений и выходы линий скольжения лежат в одной плоскости $\sigma_1 \sigma_3$ (см. рис. 3,б). Конусу скалывания соответствует коническое распределение линий скольжения. При угле скалывания 45° полюса нарушений и выходы линий скольжения образуют на стереограмме один малый пояс (см. рис.3,в). При отклонении угла скалывания от 45° пояс выходов линий скольжения и пояс нарушений расходятся. При угле разрушения, приближающемся к 0°, линии скольжения образуют один максимум, что означает

скольжение в одном направлении по системе коллинеарных плоскостей вдоль линии их пересечения (см. рис. 3,д); этот структурный рисунок именуется нами "пояс течения" [3]. При угле разрушения, близком к 90°, выходы линий скольжения образуют большой пояс с осью в полосе нарушения (см. рис. 3,е), что означает скольжение в различных направлениях по одной системе нарушений ("деформация сплющивания"). Деформация вращения приводит к образованию "пояса вращения" – таких поясов нарушений, в которых преобладает скольжение в плоскости вращения (т.е. поперек оси пояса; см. рис. 3,г).

Приведенные материалы свидетельствуют о необходимости тщательного геолого-кинематического и статистического анализа "малых" дизъюнктивных нарушений и их кинематических индикаторов, как важного инструмента для воссоздания тектонических палеонапряжений и деформаций массивов горных пород.

1. Гончаров М.А. Сборник задач по реконструкции тектонических деформаций и напряжений. – М.: МГУ, 1974. – 46 с.
2. Парфенов В.Д. Значение геологических методов кинематического анализа для реконструкции тектонических полей напряжений // Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. – М., 1986. – С. 69-79.
3. Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 118-127.
4. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. – М.: ГИН АН СССР, 1987. – С. 173-235.
5. Степанов В.В. Количественная оценка тектонических деформаций // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука, 1979. – С. 67-71.

УДК 551.24

Л.М.Расцветаев, А.С.Бирман, Т.Ю.Тверитинова

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ ДЕФОРМАЦИИ В РАЗНЫХ ЗОНАХ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Рассматриваются особенности распределения дизъюнктивных деформаций в разных зонах Большого Кавказа. Анализируются некоторые параметры квазипластической дизъюнктивной деформации и ее относительная роль в общей тектонической деформации различных зон. Предлагается схема тектонофациального районирования Центрального Кавказа и рассматриваются некоторые структурно-геологические эффекты, возникающие вдоль границ по-разному деформированных зон при совмещении неоднородных тектонических деформаций в едином структурном рисунке складчатой области.

© Л.М.Расцветаев, А.С.Бирман, Т.Ю.Тверитинова, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

Роль крупных дизъюнктивных нарушений в альпийской структуре Большого Кавказа рассмотрена в работах [1, 4, 6, 8, 10 и др.]. Менее изучена роль мелких разрывов и трещин, сплошной сеткой рассекающих горные породы и определяющих квазипластическую дизъюнктивную деформацию, подчас весьма значительную. Методике определения параметров квазипластической дизъюнктивной составляющей общей тектонической деформации посвящена статья [11]. В настоящей статье делается попытка дать приближенную количественную оценку дизъюнктивной составляющей тектонической деформации, основывающуюся на результатах структурно-кинематического и тектонофациального парагенетического анализа альпийской структуры разных тектонических зон Большого Кавказа.

Структурный рисунок Большого Кавказа определяется сочетанием субширотных и диагональных зон концентрации альпийских деформаций; среди первых решающую роль играют дизъюнктивные системы взбросо-надвигового или содвигового типа, среди вторых – сдвиговые структуры [6]. Сочетание правосдвиговых структурных зон северо-западного простирания с субмеридиональными сбросо-раздвиговыми зонами, субширотными структурами сжатия и реже левосдвиговыми зонами северо-восточного простирания образует основной парагенезис дизъюнктивных структур регионального ранга, отчетливо свидетельствующий о субмеридиональном сжатии и укорочении литосферы Кавказского региона в позднеальпийскую эпоху [1, 8]. Однако степень этого сжатия и его структурно-геологическая реализация существенно различаются в разных зонах Большого Кавказа. Это отчетливо выявляется при рассмотрении конкретной разрывно-складчатой структуры различных тектонических зон, в частности при массовом морфокинематическом анализе "малых дизъюнктивов" – трещин и мелких разрывов со следами смещений. Нами применялась специальная методика парагенетического геолого-кинематического анализа тектонических трещин и мелких разрывов [7], согласно которой для выделенных в обнаженном массиве систем нарушений тщательно исследуются морфология, ориентировка в пространстве и величина всех следов смещения (борозды и уступы скольжения; стресс-стилолитовые швы и "иглы"; альпийские жилы и системы отрывов; прямые смещения характерных геологических образований) и на этом основании определяется морфокинематический тип каждой системы. Эти системы дизъюнктивов объединяются в парагенезисы – устойчиво повторяющиеся ассоциации близко-одновозрастных, закономерно сочетающихся дизъюнктивов разного геолого-кинематического типа и ориентировки; исследование структурного рисунка каждого такого парагенезиса как правило, позволяет выявить ориентировку и соотношение главных дина-

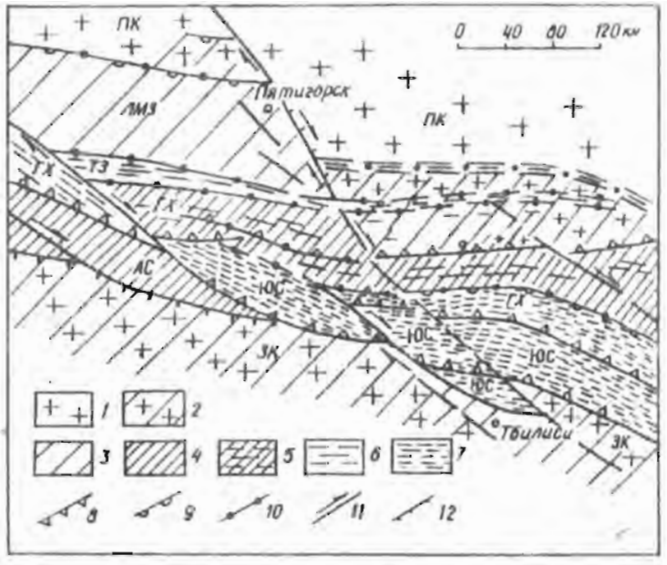


Рис. 1. Схема тектонофациальной зональности центрального сегмента Большого Кавказа. Условные обозначения: 1-1 – структурно-тектонические зоны с разной степенью деформированности альпийского чехла: 1 – практически недеформированные; 2,3 – деформированные в тектонофациях I и II по Е.И.Паталахе [5]; 4 и 5 – то же, в тектонофациях III (4) и IV (5); 6 – то же, в тектонофации V; 7 – то же, в тектонофациях VI и VII; 8-12 – региональные разрывные нарушения: 8 – надвиги, 9 – взбросы, 10 – содвиги (зоны сплющивания), 11 – сдвиги, 12 – флексуры. Названия структурно-фациальных зон: ПК – зона Предкавказских предгорных прогибов; ЛМЗ – Лабино-Малкинская зона (Северо-Кавказская моноклиналь); ТЗ – Тырныаузская главная зона; ГХ – зона Главного хребта; ЮС – зона Южного склона; АС – Абхазо-Сванетская зона; ЗК – зона Закавказских межгорных прогибов

мических и кинематических осей деформации, что в свою очередь позволяет наметить наиболее вероятные направления главных осей удлинения и укорочения деформируемого массива. В некоторых случаях удается установить и количественные параметры тектонической деформации, связанной со всей суммой перемещений по выявленным дизъюнктивным системам [11].

С применением этой методики авторами исследованы морфологические особенности, кинематика смещений и геомеханические условия формирования тектонических разрывов и "малых" дизъюнктивов в некоторых геоструктурных зонах Горного Крыма. Установлено, что

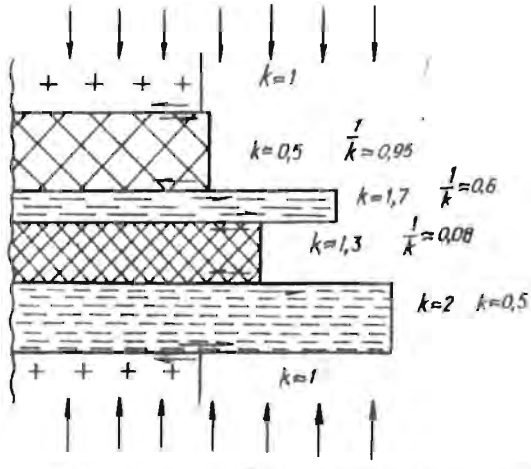


Рис. 2. Схема, поясняющая механизм возникновения продольных сдвигов вдоль контактов зон с разными параметрами пластической деформации. Условные обозначения: 1-5 – зоны с различными параметрами пластической деформации (k – коэффициент широтного удлинения, $1/k$ – коэффициенты меридионального укорочения, соответствующие тектонофациям I (2), III (3), V (4) и VI (5) по шкале Е.И.Петалахи /57/; 6 – направления относительного горизонтально-сдвигового проскальзывания вдоль границ по-разному деформированных блоков; 7 – направление общего субгоризонтального сжатия

разным зонам отвечает, как правило, различная степень тектонической деформации (или разные тектонофации /57/) и соответственно различный стиль дизъюнктивных парагенезисов. Северные тектонические зоны характеризуются слабой деформированностью и незначительными амплитудами дизъюнктивных перемещений. В пределах Лабино-Малкинской моноклинальной зоны широко развиты субмеридиональные сбросо-раздвиговые структуры (отрывы, горсто-грабеновые зоны) субширотные секущие стилолиты, реже взбросовые и надвиговые швы, а также диагональные к ним сдвиги и зоны сдвиговых деформаций. Анализ статистического распределения средних густот встречаемости минидизъюнктивов разного типа и средних минимальных амплитуд смещений по ним позволяет оценить субширотное (максимальное) удлинение Лабино-Малкинской зоны 1-2 % при угле сдвига 1-2°, что отвечает тектонофации I низшей ступени деформированности и классификации /57/.

Существенно большими являются величины квазипластических деформаций в тектонических зонах, располагающихся к югу от Северо-Кавказской моноклинали. В Тырныаузской шовной зоне суммарное субширотное удлинение по системе субвертикальных трещин сплющивания оценивается 60–80 %, что отвечает углу сдвига 40–50° и соответствует тектонофации V средней ступени упомянутой выше тектонофациальной шкалы.

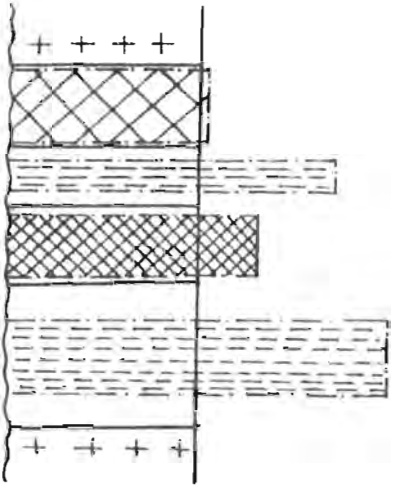


Рис. 3. Схема, иллюстрирующая относительные изменения ширины и длины тектонических зон, изображенных на рис. 2, до (сплошные линии) и после (штрих-пунктирные линии) пластической деформации

Альпийская тектоническая переработка древнего кристаллиникума Главного хребта связана преимущественно с дизъюнктивной деформацией. Наряду с системами пологих надвигов /10/, взбросов /4/ и зон интенсивного сплющивания, подобных Тырныаузской, здесь широко развиты министруктуры отрыва и скола /8/; для этой зоны характерны значительно бо́льшие углы скалывания, чем для альпийского чехла Лабино-Малкинской зоны (50–70° против 15–30°), что свидетельствует о более пластическом типе реологического поведения фундамента. Приближенная оценка величин альпийской деформации этой зоны позволяет предположительно относить ее к III–IV тектонофациям Е.И.Паталахи.

Тектоническая зона Южного склона сложена опрокинутыми, нередко изоклинальными и чешуйчатыми сильно сжатыми альпийскими складками, с широким развитием кливажа осевой поверхности, субвертикальных "кливажных" разрывов (структуры сплющивания), а также секущих взбросо-надвиговых нарушений, местами переходящих в пологие надвиги и тектонические покровы со значительной амплитудой горизонтального перемещения /17/. Наблюдается значительная пластическая деформация пород и линеаризация структур, связанные с интенсивным течением вещества в субширотном или чаще в субвертикальном направлении. Характер складчатых деформаций, повсеместная кливажированность толщ и наличие дизъюнктивных зон интенсив-

ного сплющивания позволяют относить эти толщи к VI и VII тектонофациям "мезозоны" Е.И.Паталахи /5/ и предполагать, что величина относительного удлинения достигает здесь 100–200 %.

Таким образом, в разных тектонических зонах Большого Кавказа альпийские деформации, связанные с боковым субмеридиональным сжатием, сильно различаются по общей интенсивности (т.е. по тектонофациям), форме структурной реализации (по типам структурных парагенезисов), а также по соотношению связной и дизъюнктивной деформации (пластическая, квазипластическая или разрывная составляющие общей деформации). На рис. 1 приведена схема районирования Центрального Кавказа по интенсивности альпийских тектонических деформаций. Из этой схемы видно, что многие региональные разломы являются граничными структурными швами, отделяющими блоки (зоны) с различным уровнем и стилем тектонической деформации. Большинство субширотных швов такого ряда являются крутыми или вертикальными разрывами содвигового типа и сопровождаются зонами интенсивного расплющивания пород. Наряду с этим присутствуют субширотные надвиги и диагональные (северо-западного простирания) правые сдвиги.

На рис. 2 приводится сильно схематизированная модель складчатой системы, состоящей из пяти пластически деформированных блоков или зон с различными параметрами общей деформации (в частности, разными величинами субмеридионального укорочения и субширотного удлинения). Из этой модели видно, что по границам таких блоков возникают сдвиговые перемещения значительной амплитуды. Это явление тектонического расслаивания реологически неоднородной литосферы под действием общего бокового стресса подробно проанализировано в работах А.В.Лукьянова /2, 3/, который описывает его как один из распространенных способов геологического совмещения неоднородных тектонических деформаций в конкретном структурном рисунке складчатых областей (так называемый пресо-эффект). Восстанавливая первоначальное взаимное расположение блоков до деформации, устанавливаем минимальную (т.е. связанную только с расплющиванием зон) величину последующего укорочения всей системы (ср. рис. 2 и 3) и обусловленную теми же причинами (т.е. связанную со стрейном) амплитуду относительного проскальзывания вдоль границ блоков. При сравнении рис. 1 и 2, следует помнить, однако, что в реальной структуре Кавказа максимальное удлинение лишь в северных зонах имеет субгоризонтальную ориентировку, тогда как в южных, наиболее деформированных пластически, зонах резко преобладает субвертикальная ориентировка длинной оси эллипсоида деформации и соответствующее этому взбросовое проскальзывание по гра-

ницам зон. Для более полного анализа конкретных структурных рисунков Большого Кавказа необходимо систематическое специальное изучение всех трех составляющих общей тектонической деформации.

1. Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. Тектонические покровы южного склона Б.Кавказа. – Тбилиси: Мецниереба, 1977. – 82 с.
2. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. – М.: Наука, 1980. – С. 105–146.
3. Лукьянов А.В. Проблемы изучения тектонического течения горных пород // Тектоника. – 1984. – 7. – С. 149–155.
4. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. – М.; Изд-во Моск. ун-та, 1963. – 357 с.
5. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. – М.: Недра, 1985. – 160 с.
6. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 5. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. – С.50–107.
7. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. – М.; ГИН АН СССР, 1987. – С. 173–235.
8. Расцветаев Л.М. Тектонодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. – М.: Наука, 1987. – С. 69–96.
9. Степанов В.В. Количественная оценка тектонических деформаций // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука, 1979. – С. 67–71.
10. Шевченко В.И. Структуры горизонтального сжатия в складчатых областях. – М.: Наука, 1984. – 310 с.
11. Расцветаев Л.М., Тверитинова Т.Ю. О выявлении некоторых параметров тектонической деформации по результатам статистического геолого-кинематического исследования "малых" дизъюнктивов // См. наст. сб. – С. 204–211.

УДК 550.89:552.1

Б.М.Чиков

Институт геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР,
СО АН СССР, Новосибирск

ПРЕДПОСЫЛКИ МОДЕЛИРОВАНИЯ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ЛИНЕАМЕНТНЫХ ЗОНАХ СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМА

Разработана общая последовательность породного преобразования в условиях стресса (разрушение – активация реакций перекристаллизации – бластез и спекание), учитывающая принципы механики разрушения, механохимии и физхимии. Экспериментальное воспроизводство элементов этой последовательности – основа моделирования структуры и механизмов формирования сдвиговых зон, образования структур течения и перекристаллизации.

© Б.М.Чиков, 1991

ISBN 5-12-001730-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

В предлагаемом сообщении термином стресс-метаморфизм (*S-m*) обозначается процесс, ведущий к значимым в масштабе исследования структурно-вещественным преобразованиям породных массивов в условиях ориентированного приложения внешних сил. Проблема *S-m* сначала, особенно в середине текущего столетия, широко обсуждалась зарубежными геологами (У.Грубенман, П.Нигтли, Дж.Рамсей (Рэмзи), Д.Флинн и др.), а также отечественными петрологами и специалистами в области структурной геологии – достаточно указать работы В.В.Белоусова, М.В.Гзовского, Н.А.Елисеева, А.Н.Казакова и многих других. Результаты ранее проведенных исследований *S-m* являются базисом дальнейшего прогресса в разработке обсуждаемой проблемы: опыт прошлого – исходные предпосылки моделирования структурообразования в линеаментных зонах.

К главным проявлениям *S-m* в геологических средах относятся:

а) деформации геологических тел и разрушение исходной структуры изучаемого пространства;

б) образование характерных структурных рисунков, а также специфических структур катаклаза и течения;

в) рекристаллизация минеральных зерен и перекристаллизация породных массивов в условиях стресса;

г) формирование новых структурно-породных парагенезов метаморфического типа.

Применительно к обсуждаемому вопросу до недавнего времени основное внимание уделялось морфологическим особенностям и механизмам этого явления, а также деформационным структурам различного иерархического уровня. Значительно реже обсуждается моделирование следствий *S-m* на минерально-породном уровне. Необходимость подобных работ очевидна, поскольку главное, с чем сталкивается геолог в поле – это преобразованное исходного породного субстрата. И геолог-практик оказывается перед альтернативой: углубляться в сложную и неустойчивую картину *S-m* или "восстанавливать" дометаморфическое состояние "на глазок". Ясно, что преобладает выбор более легкого пути.

Механика разрушения дает нам исходную систему понятий и экспериментальных данных начальных стадий *S-m* от дилатансионного разрыхления и зарождения дислокаций до их концентрации и пластической деформации; геологическую длительность процесса можно отразить понятием ползучести, или деформационного крипа. Но это начальная ситуация, за которой следует конструктивная составляющая *S-m*. На конструктивном этапе разрушение и механохимические эффекты активизируют диффузионные и рекристаллизационные преобразования, перераспределение частиц вещества на минеральном, пород-

ном и слоевым уровнях, перекристаллизацию породного субстрата и формирование динамометаморфических ассоциаций.

В общем виде главные элементы энергетики стресс-системы можно предоставить через потенциальную энергию внешнего поля напряжения E_1 (энергия всестороннего обжатия e_p и стресса e_s) и упругую энергию динамометаморфического комплекса E_2, включающую поверхностную энергию частиц e_v и энергию сцепления $e_к$, возникающую за счет пластической работы по фронту разрушения:

$$E_{ss} = E_1 (e_p + e_s) + E_2 (e_v + e_k).$$

Разрушение стимулирует процессы физико-химических превращений; близ дислокаций существенно меняются свойства разрушаемой среды из-за резкого возрастания молекулярной подвижности, эмиссии электронов и других эффектов. Развитие деформации сопровождается повышением температуры. Прежде всего в тепловую энергию превращается работа необратимой пластической деформации, причем наиболее интенсивный температурный эффект возникает в условиях сдвига; в трибохимии установлен путь определения роста t° при высоких скоростях разрушения как в условиях сдвига, так и в условиях взрыва (см. [5]).

Тепловое воздействие на S-систему выражается резким изменением свойств ее элементов. Особенно наглядно это проявляется на примере кварца, у которого в зоне α-β-перехода (555-585°) коэффициент линейного расширения увеличивается в 25 раз, а объем на 4,5 %; катастрофически падает его термодинамическая устойчивость вследствие интенсивного разрыхления структуры и кварц переходит в вязкопластическое состояние [4].

Эксперименты физикохимиков с материалами, позволяющими фиксировать начало низкотемпературных химических реакций при хрупком разрушении показали скачкообразное возрастание скорости превращений, идущих в самоускоряющемся режиме и охватывающих большие объемы даже при локальном очаге разрушения [1]. В условиях стресса появляются дополнительные факторы ускорения твердофазных химических реакций. Доказано, что при осевом давлении от 5 до 15 кбар в сочетании с деформацией сдвига (наковальня Бриджмена), кристаллогидраты металлических солей разлагаются со скоростью взрыва. При этом коэффициенты диффузии растут на 10-15 десятичных порядков по сравнению с нормальными условиями, а скорости химических реакций - на 3-8 десятичных порядков по сравнению с их скоростью в жидкой фазе [2]. Эти сверхбыстрые реакции возбуждаются стрессом и протекают в изотермических условиях.

Анализ физикомеханических и механохимических эффектов пород-

ного преобразования в условиях стресса [6] позволяет полнее осознать природу явлений, наблюдаемых в линеаментных зонах смятия, и разрабатывать серии экспериментов, воспроизводящих аналогичные природным следствия. Уже на стадии анализа предпосылок различаются два основных класса задач, стоящих перед экспериментом: 1) установление принципиальной возможности того или иного процесса, ведущего к значимым следствиям f_m ; 2) обоснование правдоподобия интерпретации наблюдаемых в природе явлений.

Экспериментальные данные и полевые результаты исследования линеаментных зон позволяют наметить последовательность породного преобразования в условиях стресса: 1) упругая деформация "дометаморфической" стадии, достижение предела прочности и зарождение механических дислокаций — 2) механическое разрушение породного массива: катаклаз минеральных зерен, диспергирование, протомилонитизация, условия дислокационной ползучести — 3) активированная диффузия и ионный обмен, массоперенос, различные формы рекристаллизации и твердофазных реакций — 4) бластез, проникающая перекристаллизация и образование ориентированных структур — 5) общее спекание и формирование бластомилонитового комплекса.

Почти каждую стадию указанной последовательности в определенных рамках можно воспроизвести экспериментально. Деформация образцов горных пород в камере нестационарного нагружения Г.Д.Ушакова позволила установить ряд интересных особенностей их петрографического преобразования на стадиях деструктивного и конструктивного этапов. Например, обработка пироксенита в условиях всестороннего сжатия (5–10 тыс. кг/см^2) и осевого давления (10500–18800 кг/см^2) при подогреве до 290–500 ^{0} сопровождалась ростом трещиноватости минеральных зерен, концентрацией деформаций с образованием в трещинах отрыва катаклазитоподобного агрегата, а в трещинах сжатия и сдвига – существенно слюдистого бластомилонита как результата твердофазных превращений в условиях стресса.

Механическое диспергирование ведет к существенному изменению физико-химических свойств минеральных веществ: накопленная в процессе измельчения энергия расходуется на изменение модификации минералов (кальцит – арагонит; киноварь – метациннабарит и др.), аморфизацию кристаллических агрегатов, ионные замещения, повышение растворимости минералов, понижение плавления и спекания, ускорение окислительно-восстановительных реакций и т.д. [3]. Отсюда вытекает ряд важных задач экспериментальной проверки минеральных преобразований в условиях стресса, в том числе исследование термодинамики спекания диспертитов. Первые попытки показывают, что спекание, например, существенно серицит-кварцевых кис-

пертитов отдельных зон Рудного Алтая происходит при температуре около 1000° (аналитик Т.А.Корнева).

Специфика строения линеаментных зон S-m выражается широким проявлением структур течения вещества в твердом состоянии. В условиях сложного сдвига реологические свойства динамокластитов меняются в сторону понижения вязкости и роста пластичности. Этому способствует рост температуры, а также случаи увлажнения среды, подверженной стрессу. Пространственное распределение структур течения указывает на высокую степень неоднородности поля напряжений и субстрата на момент формирования зоны смятия.

Моделируя структуру и механизмы формирования линеаментных зон, можем представить процесс в виде направленного энергетического потока и учитывать эффекты, наблюдаемые в гидромеханике (конечно, отдавая себе отчет, что число Рейнольдса на 4-7 десятичных порядков будет отличаться от ньютоновской жидкости). Так можно подойти к объяснению природы морфологических разновидностей структур течения, наблюдаемых в сдвиговых зонах: ламинарных, птигмоидных, катакластических [7].

Таким образом, к предпосылкам моделирования зон стресс-метаморфизма относятся: установленные закономерности механики разрушения, трибохимии и физхимии твердого тела, наблюдаемые природные соотношения в линеаментных зонах и уже известные результаты экспериментального воспроизводства отдельных эффектов на эквивалентных или оптически прозрачных средах. Они позволяют разработать и последовательно реализовать систему экспериментов по исследованию механизмов и следствий стресс-метаморфизма. Этот экспериментальный комплекс включает деформацию породных монолитов при нестационарном нагружении с последующим петроструктурным анализом результатов, мельничное диопертирование и механохимическую активацию диопертитов, различные формы спекания диспертитов и перекристаллизации пород в условиях стресса, лабораторное моделирование стрессовых деформаций и полей напряжения на эквивалентных и прозрачных материалах и др.

1. Барканов И.М., Барелко В.В., Гольданский В.И. и др. Пороговые явления и автоволновые процессы в низкотемпературных твердофазных реакциях. - Черноголовка, 1983. - 16 с. - (Препр. / АН СССР, Ред.-изд. отдел ОИХФ).
2. Ениколопян Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С. Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением // Докл. АН СССР. - 1986. - 288, № 3. - С. 657-660.
3. Молчанов В.И. Генерация водорода в литогенезе.-Новосибирск: Наука, 1981. - 142 с.
4. Семенченко В.К., Баскакова В.В. О термодинамической устойчивости кварца в области α-β-перехода // Изв. АН СССР. Сер. Неорган. материалы. - 1969. - № 45. - С. 766-772.

5. Хайнике Г. Трибохимия. - М.: Мир, 1987. - 584 с.
6. Чиков Б.М. Физико-механические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма // Структура линеаментных зон динамометаморфизма. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. - С. 6.
7. Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Подгибастенкова Е.А. Морфологические типы структур течения в бластомилонитах Иртышской зоны смятия // Геология и геофизика. - 1988. - 12. - С. 100.

УДК 551.24+551.8

С.М.Тащи

Тихоокеанский институт географии ДВО АН СССР, Владивосток

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ РЯДА МОРФОСТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Проведено физическое моделирование и изучены закономерности развития слабо- и тесносвязанного рядов куполов. В слабосвязанном ряду каждый купол развивается автономно и имеет радиально-концентрический тип распределения структур низших рангов. В тесносвязанном ряду проявлен процесс дисимметризации: элементы, не совпадающие с осью симметрии ряда, редуцированы или не развиваются. Наиболее отчетливо проявлены эллипсоидальный свод, образованный рядом куполов; диаметральная структура растяжения (рифт на своде) секторные радиальные трещины растяжения на концах ряда и гирлянды дуговых зон сжатия у подножия свода. Смена направления движения приводит к частичному коллапсу структур растяжения, формированию сбросов и структур растяжения в бывших зонах сжатия.

Широкое развитие морфоструктур центрального типа не вызывает сомнений. Их формирование связано с радиальными восходящими ($РП^+$) и нисходящими ($РП^-$) потоками вещества. Геоморфогенез имеет место тогда, когда потоки приводят к возрастанию объема V^+ вещества по сравнению с исходным состоянием или к его уменьшению V^- [3]. В природе обычны сочетания куполов, образующие ряды [4-6] или цепочки, механизм формирования которых несколько отличается от механизма образования одиночных куполов.

Экспериментально изучались особенности формирования рядов, состоящих из двух и трех куполов. Радиальные потоки чередовались во времени, латерали и по направленности. Менялась симметрия РП. Основное внимание обращалось на развитие рельефа поверхности модели, поскольку оно отражает перераспределение масс на глубине. Речь пойдет о морфоструктурах - тектонических структурах с конформной им геоморфологической поверхностью [13, 14]. Учитывались результаты моделирования аналогичных структур [1-3, 15-20].

Развитие ряда, состоящего из двух куполов, происходит по следующей схеме. Расстояния между центрами внедрения подбирались

© С.М.Тащи, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

так, чтобы купола начали взаимодействовать до того, как начнут растекаться в стороны.

Стадия А. Формирование одиночных куполов, которые затем оливаются, образуя единый свод с диаметральной трещиной на нем и радиальными на торцах.

Подстадия $А_1$. Купола развиваются автономно по схеме, описанной ранее [10-12]. В центре купола сначала появляется блюдцеобразное понижение, которое затем трансформируется в изометричную впадину, ограниченную дизъюнктивами. От нее отходят клинообразные структуры растяжения. В краевой зоне купола формируется система дуговых или кольцевых структур сжатия (флексуры, синклинали, антиклинали, взбросы). Эмпирически установлены следующие соотношения некоторых параметров: $R = H \operatorname{tg} \alpha / 2$, где R – радиус на поверхности; H – высота; α – телесный угол тела диапира и наддиапировой зоны, аппроксимированных конусом.

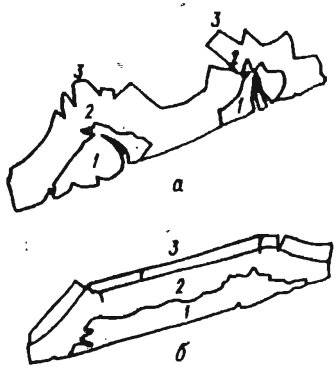


Рис. 1. Слабо связанная (а) и тесно связанная (б) система куполов:
1 – диапир; 2 – вмещающая масса. Стрелками указаны выходные отверстия, откуда нагнетался материал. Цифры – номера диапиров

Подстадия $А_2$. Радиальные трещины растяжения, ориентированные субпараллельно оси ряда, начинают развиваться более интенсивно, чем трещины других направлений и образуют диаметральную трещину. На торцевых концах ряда радиальные трещины образуют секторы (120-160°, редко – 180°), осью симметрии которых является ось ряда. Вся система трещин растяжения в горизонтальном и вертикальном сечениях через плоскости симметрии купола имеет вид, показанный на рис. 1; 2,а.

Морфология границы ряда в указанном горизонтальном сечении эволюционирует следующим образом (рис. 3). После соединения смежных куполов возникает форма, напоминающая гантели в разрезе по длинной оси. По мере развития диапиров свод получает эллипсовидную или овальную форму. В краевой зоне ряда развивается серия структур сжатия, напоминающая аналогичные структуры одиночного купола [12]. Она плавно переходит от одного купола к другому и практически не развивается в местах "интерференции" или взаимодействия куполов. В вертикальном сечении диапир предоставляет собой тело плитообразной формы с двумя куполовидными апликальными

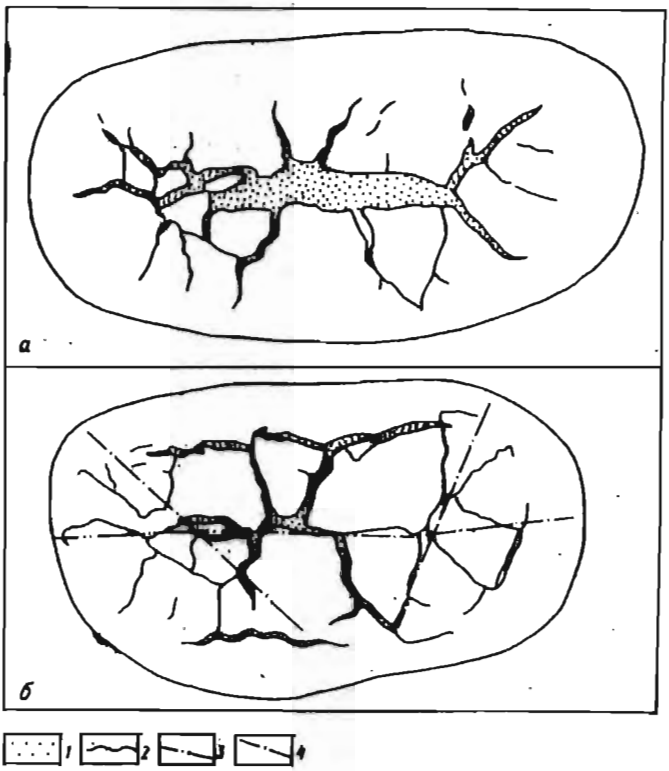


Рис. 2. Система трещин растяжения на поверхности ряда куполов:
а – диаметральная и радиальные трещины растяжения, формируемые РП+; б – дуговые трещины растяжения, формируемые РП–. Радиальные трещины при этом смыкаются в различной мере:
1–2 – трещины: 1 – в масштабе; 2 – нитевидные; 3–4 – оси: 3 – ряда куполов, 4 – щелевидных выходных отверстий

частями (см. рис. 1,б). Эксперимент показывает, что начиная с момента соприкосновения двух разрозненных инъективов, происходит выравнивание объемов внедряющегося снизу вещества в куполах и межкупольном пространстве.

Суммарная площадь трещин растяжения на поверхности купола зависит от следующих причин: мощности вмещающей массы, массы диапира, реологических свойств, скоростей внедрения, стадии и подстадии развития модели и др. С возрастанием уровня эрозионного среза общая площадь трещин уменьшается.

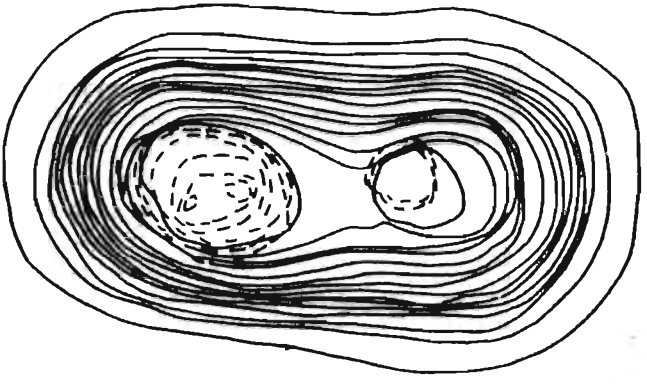


Рис. 3. Форма поверхности купола в горизонтальном сечении. Сплошные линии – "тектоизогипсы" последовательно срезанной поверхности купола; прерывистые линии – тела диапиров

Подстадия A_3. Начинается расползание диапиров. У подножья свода, в зоне сжатия, синклинали и антиклинали осложняются взбросами, которые в дальнейшем трансформируются в надвиги. Здесь $\ell = H\,tg\alpha/2$. Начинают преобладать явления крипа, который развивается как в результате давления диапира на вмещающую массу, так и ее гравитационного оплывания, сползания.

Средняя стадия (В). Главными процессами геоморфогенеза являются здесь гравитационное оползание и обрушения как в пределах всего купола, так и его элементов.

Поздняя стадия (С). Возвратно-поступательной направленностью движения материала РП моделировался пульсационный процесс морфоструктурообразования. Смена знака $РП^+$ на $РП^-$ приводит к оседанию, снижению высоты свода на величину, которая определяется разностью объемов внедряющегося материала: $V^+ - V^- = \Delta V^+$.

На стадии С, кроме объема, уменьшалась Н свода, возрастали значения ℓ, α. На своде появилось корытообразное понижение, ограниченное трещинами растяжения. Дуговые трещины растяжения прослеживаются вдоль внутренней (тыловой) части зоны сжатия и развиваются там, где удается удалить ощутимое количество материала диапира (рис. 2,б). Одновременно радиальные трещины в той или иной мере смыкаются. При разновременном функционировании РП на одном куполе преобладает радиальный тип растяжения ($РП^+$), а на другом – концентрический ($РП^-$).

Таким образом, развитие ряда из двух куполов характеризуется следующими общими особенностями. Система, элементы которой не

связаны, характеризуется автономным развитием каждого купола. При переходе ее в тесносвязанную, радиальные и кольцевые элементы, попадающие во внутреннюю область, развиваются слабее элементов, тяготеющих к периферии. При $ПР^{+}$ на своде образуется диаметральная трещина растяжения, которая заканчивается двумя пучками радиальных трещин (см. рис. 1,а). У подножия свода, в зоне сжатия, формируется система антиклиналей, синклиналей, взбросов и надвигов. При $ПР^{-}$ поле напряжений меняется на обратное: радиальные трещины в той или иной мере смыкаются, а в тыловой части сжатия развиваются трещины растяжения (см. рис. 1,б). В случае пульсирующего диапиризма развивается, как правило, радиально-концентрическая система элементов свода, выраженность каждой из которых зависит от направленности РП и стадии развития системы.

Выполнена серия экспериментов для системы с тремя центрами инъекции. Ее развитие во многом напоминает предыдущую, но есть и свои особенности. Например, если процесс развивается по схеме 1,2,3 (последовательное функционирование центров инъекции), то формируется свод и его элементы, напоминающие свод с двумя центрами. Если процесс протекает сложнее, то в развитии ряда появляются некоторые отклонения. Так, при схеме 1,2,3 с последующим усложнением, средний купол (2) начинает формироваться позже крайних (1, 3). В этом случае происходит выравнивание объема (материал диапира 2 распространяется по латерали). На поверхности формируется плато, высота которого постепенно приближается к высоте куполов (см. рис. 1,б). Морфоструктура в плане на стадии А или В имеет сложный контур, состоящий из серии сочетающихся дуговых элементов (см. рис. 2,б), но возможны эллипсоидальные формы. Вторая особенность заключается в том, что у среднего купола (вариант 1,2,3) радиальные трещины, исключая общую диаметральную, почти не развиваются.

Сделана попытка изменить вид симметрии крайних инъективов. Если во всех остальных случаях выходные отверстия, откуда нагнетался материал, имели округлую форму, то в этом случае они заменены щелевидными различной ориентировки (см. рис. 2,б). На куполах 1 и 3 возникали дополнительные диаметральные трещины, ориентированные по простиранию щелевидных отверстий. Зоны сжатия, а затем и растяжения в периферической части свода развивались, как и в случае системы из двух куполов.

Таким образом, развитие рядов, состоящих из двух и трех куполов, ведет к формированию эллипсоидальных или овальных сводов. На ранней стадии это своды с диаметральной общей трещиной растяжения, на поздней – своды, где трещины растяжения концентрируют-

ся ближе к их основанию. Изменение условий эксперимента (порядок и место внедрений, вид симметрии) не приводит к существенным изменениям процесса сводообразования. Сравнивая принципы развития одиночных куполов и их рядов, можно сказать, что основное отличие между ними заключается в видах симметрии. Дисимметрия тем больше, чем меньше совпадают направления общей оси ряда и основных элементов купольных морфоструктур: круговые элементы трансформируются в линейные (эллипсоидальные), а из радиальных наиболее интенсивно развиваются те, которые совпадают по направлению с общей осью симметрии. Своды (валы) могут развиваться как над линейными очагами [2], так и над рядами очагов центрального типа. Рифты на своде (диаметральные трещины растяжения) развиваются при РП$^{+}$, а рифты на краю свода (гирлянда желобов) – при РП$^{-}$. Формирование рифтов в основании свода сопровождается сжатием диаметрального и радиальных рифтов. Если диапиризм – процесс пульсирующий, то возможна многократная активизация радиальных, диаметральных и дуговых рифтов. Из радиальных и дуговых элементов интенсивнее развиваются те, которые по направлению совпадают с элементами симметрии ряда.

Полученные данные о рядах морфоструктур центрального типа имеют свои природные аналоги [4-7]. По такому принципу, возможно, развивались Байкальский, Красноморский своды и рифты, структуры срединноокеанических хребтов и другие, где намечается серия купольных морфоструктур, образующих ряды.

1. Бондаренко П.М. К методике физического моделирования кольцевых и других центрально-симметричных структур, различных по морфологии и генезису // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. – Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. – С. 54–88.
2. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Моделирование кольцевых структур // Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1976. – С. 129.
3. Рамберг Х. Сила тяжести и деформация в земной коре. – М.: Недра, 1985. – 399 с.
4. Таци С.М. Ряды морфоструктур центрального типа и их металлогеническое значение // Морфотектоника Дальнего Востока. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. – С. 34–46.
5. Таци С.М. Дуговые магматогенные геоморфосистемы востока Евразии // Тихоокеанская геология. – 1982а. – № 5. – С. 64–69.
6. Таци С.М. Взаимосвязь кольцевых и линейных морфоструктур (на примере Дальнего Востока). – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982б. – С. 43–55.
7. Таци С.М. Связь рифтогенных морфоструктур с морфоструктурами центрального типа // Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. – С. 23–40.
8. Таци С.М., Ермошин В.В. Геодинамическая модель купольной морфоструктуры центрального типа (геоморфологический аспект) // Внутриконтинентальные горные области: геологические и геофизические аспекты. – Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. – С. 99–100.

9. Таци С.М., Ерошин В.В., Примак В.Б. Ряды изометрично-кольцевых морфоструктур магматогенных систем Дальнего Востока // Морфоструктуры Дальнего Востока. - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. - С. 54-63.
10. Таци С.М., Ермошин В.В., Токмаков Р.П. Динамика морфоструктур центрального типа (экспериментальные данные) // Тектоника Сибири и Дальнего Востока. - Южно-Сахалинск, 1985. - С. 53-54.
11. Таци С.М., Ермошин В.В., Токмаков Р.П. Корреляционное значение инъективного структурно-вещественного комплекса при морфоструктурном анализе (экспериментальные данные) // Всесоюз. совещ. по проблеме геоморфологической корреляции - XVIII Пленум Геоморфологической комиссии АН СССР: Тез. докл. - Тбилиси: Мецниереба, 1986. - С. 112.
12. Таци С.М., Ермошин В.В., Токмаков Р.П. Динамика купольных морфоструктур центрального типа (результаты моделирования) // Геодинамика морфоструктур. - Владивосток: ДВО АН СССР, 1987.- С. 70-81.
13. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. - М.: Наука, 1977. - 256 с.
14. Худяков Г.И. Новые пути - новые проблемы в геоморфологии // Геоморфоструктура Дальнего Востока. - Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. - С. 5-11.
15. Dixon J.M. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures // Tectonophysics. - 1975. - 28.- P. 89-124.
16. Dixon J.M., Simpson D.G. Centrifuge modelling of laccolith intrusion // J. Struct. Geol. - 1987. - 9, N 1. - P. 87-103.
17. Dixon J.M., Summers J.M. Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuge models of interdiapire synolines // Can. J. Earth Sci. - 1983. - 20. - P. 1843-1861.
18. Dixon J.M., Summers J.M. Recent developments in centrifuge modelling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model materials // J. Struct. Geol. - 1985. - 7, N 1. - P. 83-102.
19. Talbot C.J. Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures // Tectonophysics. - 1977. - 42. - P. 159-162.
20. Whitehead J.A., Luther D.S. Dynamics of laboratory diapire and plume models // Geophys. Res. - 1975. - 80. - P.705-710.

УДК 551.24.035 (262.5)

В.А.Вигинский, В.И.Громин, О.И.Рогова, В.П.Чаицкий

Научно-исследовательский институт морской геофизики,
Краснодарский филиал ВНИИГ

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ТЕКТОНОФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРЫ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ)

Впервые основные принципы тектонофациального анализа применены к изучению осадочного чехла (эпизоны). На примере северо-западного шельфа Черного моря осуществлено картирование тектонофаций нижней

(C) В.А.Вигинский, В.И.Громин, О.И.Рогова, В.П.Чаицкий, 1991

ISBN 5-12-001708-X. Экспериментальная тектоника и подземная тектонофизика. Киев, 1991.

части эпизоны (глубже фронта литификации). На этой основе изучена степень деформированности осадочного чехла и выявлена пространственная связь известных месторождений углеводородов с зонами концентрации деформаций. Предпринята попытка динамических реконструкций. Обсуждается возможность экспериментальной проверки на основе тектонического моделирования предлагаемого механизма формирования структуры осадочного чехла.

Изучение степени деформированности верхних горизонтов земной коры имеет большое прикладное значение. С зонами концентрации деформаций связаны многие месторождения рудных полезных ископаемых. В последние годы появились данные о существовании подобного рода связей и с месторождениями углеводородов [9].

Для выявления и картирования зон концентрации деформаций в земной коре разработан тектонофациальный анализ [3], развиваемый преимущественно применительно к метаморфизованным комплексам пород. Задачи нефтегазовой геологии, особенно в морских условиях, требуют перехода к практическому анализу деформированности неметаморфизованного осадочного чехла (эпизоны в терминологии Е.И.Паталахи), поскольку с ним связывается основной нефтегазогенерирующий потенциал осадочно-породных бассейнов. Значимость тектоногенных и механохимических процессов в реализации этого потенциала показана в работах [1,6,8]. Деформированность осадочного чехла играет существенную роль в распределении ловушек и способов миграции углеводородов.

Авторами предпринята попытка провести тектонофациальный анализ осадочной толщи мезокайнозоя в пределах северо-западного шельфа Черного моря. Основным фактическим материалом послужили временные сейсмические профили МОГТ. Для их анализа привлечены опубликованные результаты экспериментов по моделированию процессов складкообразования [2, 7, 10]. Идентификация тектонофаций проводилась визуально на качественном уровне (рис. 1).

Рассматриваемая толща может быть отнесена к зоне нулевого метаморфизма. В ее пределах развиваются бескливажные деформации, среди которых можно выделить три типа складчатости по Е.И.Паталахе с соавторами [4]: поверхностно-гравитационную, отраженную и шовную. По мнению авторов, указанные типы складчатости фиксируют не столько рост давления и температуры в земной коре, как считает Е.И.Паталаха, сколько взаимодействие реологических свойств осадочных комплексов (зависящих как от термодинамических условий, так и от времени приложения сил) с тектонодинамическими условиями. В порядке нарастания степени деформированности, отражающей, по-видимому, увеличение девиаторной составляющей тензора напряжений, располагаются тектоноформации и в рамках последних - тектонофа-

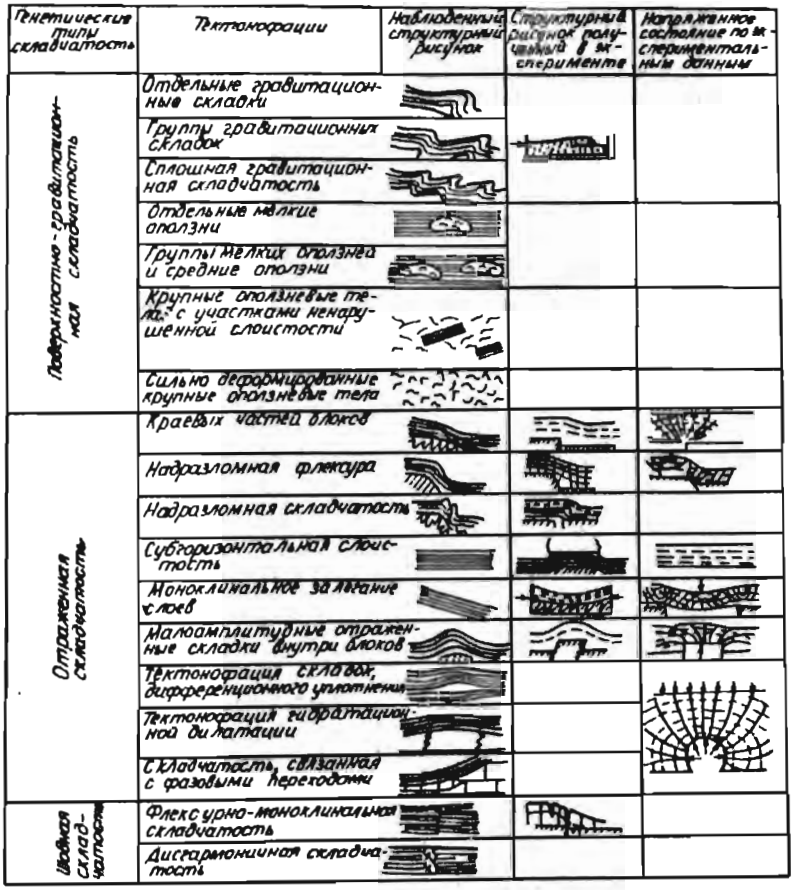


Рис. 1. Сопоставление наблюденных структурных рисунков тектонофаций со структурными рисунками, полученными в результате тектонического моделирования

ции. Под тектонофацией понимаются парагенезис элементарных структурных форм, являющийся следствием определенных тектонодинамических условий. Наличие подобной связи в каждом конкретном случае обосновывалось сопоставлением с результатами моделирования складчатых деформаций (рис. 1).

По материалам исследований на северо-западном шельфе выделено 18 тектонофаций, объединенных в 10 рангов, отражающих нарастание степени деформированности толщ горных пород. Предпринята

попытка картирования выделенных тектонофаций. Картировались тектонофации нижней части осадочного чехла, лежащей глубже фронта литификации, отвечающего, согласно Е.И.Паталахе [2], границе преимущественного развития отраженной и поверхностно-гравитационной (оплывания) складчатостей внутри эпизоны. Стратиграфически фронт литификации, как правило, приурочивается к сейсмическому отражающему горизонту Π^a, который отвечает кровле эоцена и примерно совпадает с верхней границей средней термокаталитической зоны, что повышает значимость тектонофациального анализа нижней части эпизоны как одного из индикаторов активности тектоногенных и механохимических процессов реализации ее нефтегазогенерирующего потенциала.

Проведение статистической обработки карты тектонофаций (с учетом ранга последних) позволило составить карту относительной деформированности (в условных единицах) нижней части осадочного чехла северо-западного шельфа (рис. 2). Сравнение полученных данных с результатами проведенного на сегодняшний день на акватории шельфа бурения позволило установить практически однозначное совпадение известных месторождений углеводородов с зонами концентрации деформаций. Несмотря на малое число исследованных объектов, это может служить важным прогностическим признаком при последующей постановке бурения.

Применение тектонофациального анализа позволяет решать и регионально-геологические задачи. В частности, детальное рассмотрение структуры осадочного чехла дает возможность в некоторых случаях восстановить кинематику крупных разрывных нарушений на основе специфичных парагенезисов тектонофаций, что особенно важно при реконструкции геодинамических обстановок в районе исследований. Последнее может играть большую роль при выявлении истории геологического развития, а также при расшифровке механизма образования структурных элементов северо-западного шельфа Черного моря. Так, кинематическая интерпретация планового рисунка парагенезисов тектонофаций нижней части эпизоны позволяет предположить преобладание в доолигоценовое время условий горизонтального растяжения в меридиональном направлении. Полученный вывод не противоречит геологическим данным: раннемеловой этап характеризовался развитием в пределах северо-западного шельфа Каркинитского рифта, в позднем мелу вступившего в синеклизную стадию развития [5]. Примерно с конца эоцена начинается горизонтальное сжатие в меридиональном направлении.

Моделирование изображенной ситуации методами экспериментальной тектоники позволило бы установить механизм формирования многих особенностей строения изучаемого региона, а также подтвер-

1
2
3
4

Рис. 2. Карта степени деформированности нижней части эпизоны северо-западного шельфа Черного моря (глубже фронта литификации): 1 – изолинии степени деформированности (изоморфы) нижней части эпизоны (в условных единицах); 2 – зоны повышенной (> 4 усл.ед.) деформированности нижней части эпизоны; 3 – контуры месторождений (а – газоконденсатных; б – газовых); 4 – скважина

дить предложенную динамическую модель верхней части земной коры северо-западного шельфа. При моделировании важно учитывать возможную реологическую неоднородность региона (зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты, к которой с юга примыкает глубоководная впадина Черного моря), что могло выразиться в анизотропии региональных полей напряжений.

Результаты эксперимента могут оказать существенную помощь при прогнозировании зон вероятных ловушек углеводородов.

1. Влияние тектоно-сейсмических процессов на образование и накопление углеводородов. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1985. – 224 с.
2. Гутерман В.Г. Механизм тектогенеза (по результатам тектонофизического моделирования) – Киев: Наук. думка, 1987. – 172 с.
3. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (Обоснование, методика, приложение). – М.: Недра, 1985. – 169 с.
4. Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Коробкин В.В. Тектонофации Казахстана. – Алма-Ата: Наука, 1986. – 120 с.
5. Перспективы нефтегазоносности глубокозалегающих горизонтов Каркинитско-Северокрымского прогиба / А.А.Шиманский, В.А.Вигинский, В.И.Громин и др. // Нефтегазообразование на больших глубинах. – М., 1986. – С. 300.
6. Пецоха Ю.А. Реализация генерационного потенциала нефтепроизводящих пород на больших глубинах под воздействием тектоногенных механохимических процессов // Там же. – С. 36-38.
7. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. – М.: Недра, 1985. – 400 с.
8. Сейсмотектонические процессы – фактор, вызывающий преобразование органического вещества (ОВ) осадочных пород / А.А.Трофимук, Н.В.Черский, В.П.Царев и др. // Докл. АН СССР. – 1983. – 271, № 6. – С. 1460-1464.
9. Соловьев Н.Н. Тектонодинамическая оценка условий формирования месторождений – новое направление изучения нефтегазоносных территорий // Геология нефти и газа. – 1986. – № 1. – С.6-11.
10. Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии – М.: Наука, 1985. – 304 с.

УДК 551.243+550.347

Ю.Ф.Соколова

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта АН СССР, Москва

РЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ДЕЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ УРОВНИ

В метаморфической части континентальной земной коры выделяются структурно-метаморфические уровни или этажи, в каждом из которых особые механизмы образования складчатости, минеральной линейности, а также внутри- и межзерновой деформации отдельных минералов. Граница, разделяющая верхний и средний структурно-метаморфические этажи, характеризуется параметром $T^{o} \approx 0{,}5\ T^{o}$ плавления.

Приведены данные, характеризующие изменение параметров метаморфизма при смене плана деформации для среднего этажа метаморфической земной коры. Намечена корреляция структурно-вещественных уровней и разделяющих их границ с сейсмическими и механическими моделями.

Существует несколько групп данных (разномасштабных структурных, петрологических, экспериментальных), на основании которых в коре выделяются структурно-метаморфические уровни или этажи.

1. Структурные данные мезомасштаба (масштаб слоя, складок размером метры – десятки метров). Структурными работами последних лет [1, 2] намечено существование в коре по крайней мере двух уровней с различными механизмами образования складчатости: а) верхний уровень формирования складчатости продольного изгиба (продольного вертикального расплющивания СПВР), б) средний уровень формирования складчатости течения (продольного горизонтального расплющивания СПГР). В СПВР перераспределение материала внутри слоев, образующих складку, происходит в направлении от крыльев к замкам. В СПГР материал распределяется приблизительно вдоль шарниров складок. В обоих случаях вещество горной породы рассматривается как однородное сплошное тело (внутри слоя), а модели механического поведения заимствуются из механики сплошных сред.

2. Структурные данные минимасштаба (внутри одного слоя, масштаб мелких складок размером сантиметры – десятки сантиметров). Ориентированные линейные текстуры, наблюдаемые при полевых исследованиях в конкретной складчатой структуре, располагаются относительно оси складки двояко: а) перпендикулярно шарниру складки (преимущественно в СПВР) и б) параллельно шарниру (в СПГР). В этом масштабе исследований продолжают работать модели механики

© Ю.Ф.Соколова, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

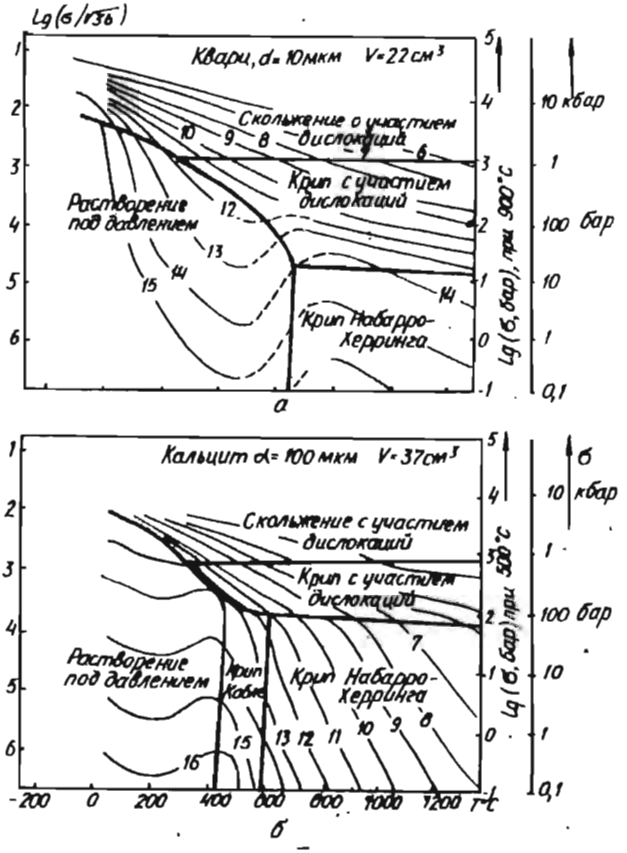


Рис. 1. Механизмы деформации: кварца (а) и кальцита (б) по [5]

сплошных сред, хотя неоднородность внутри слоя (ориентированные минералы) начинает сказываться.

3. Структурно-вещественные данные микромасштаба (масштаб образца - первые сантиметры). Линейно ориентированные текстуры, характеризующие направление тектонического транспорта вещества горной породы, образованы кристаллами конкретных метаморфических минералов. Различная ориентировка линейности относительно шарнира складки связана не только с состоянием горной породы как сплошной массы, но и со степенью гетерогенности строения среды.

Горная порода (ориентированные минералы в массе неориентированных кристаллов) наиболее напоминает при данном масштабе исследований тела – композиты, в которых проявляются механические свойства, отличающиеся от свойств включений и свойств матрикса. Уместно предположить, что в верхнем этаже метаморфической части коры вещество является более однородным по механическим свойствам (образуется СПВР и перпендикулярная шарнирам линейность), здесь господствует "мелкоблоковая" неоднородность, внутри слоя неоднородность почти не проявляется. В среднем этаже (преобладает СПГР и параллельная шарнирам линейность) гетерогенность строения вещества внутри слоя проявляется сильнее, и кристаллы ориентируются как жесткие включения в текучей массе либо кристаллизуются, приспосабливаясь к направлению максимального растяжения. Структурно-метаморфические наблюдения свидетельствуют о приуроченности границы между верхним и средним этажами метаморфической части коры к смене эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма амфиболитовой фацией, что происходит при $T^0 \approx 0{,}5\ T^0$ плавления.

4. Экспериментальные данные микромасштаба (масштаб кристаллов и их частей). Метаморфические минералы, образующие линейные ориентировки, несут информацию о деформационной обстановке и PT параметрах кристаллизации. Каким способом происходит деформация кристалла в веществе горной породы? Исходя из экспериментов на металлах и их сплавах /3/, а также экспериментальных картин (карт) деформации для оливина /4/, кварца и кальцита /5/, можно сделать вывод о смене механизма деформации микроуровня в некоторых критических точках. Одна из них на шкале температур располагается в точке с $T^0 \approx 0{,}5\ T^0$ плавления. Эта точка хорошо известна в металловедении, а также в технологии керамики и стекла. В этой точке происходит резкая смена реологического состояния вещества. Для минералов примерно в этой же точке происходит смена межзерновых диффузионных механизмов внутризерновыми (в случае невысоких давлений и медленных деформаций), скольжения дислокаций – ползучестью дислокаций (при больших давлениях и быстрых деформациях). Подобные критические точки (где происходит смена диффузионных механизмов дислокационными) есть и на шкале давлений, однако здесь наблюдается больший разброс значений для разных минералов. По-видимому, критические точки по давлению, в которых меняется реологическое поведение минерального вещества, связаны с отношением сдвиговой составляющей к общему литостатическому давлению в пределах среднего и нижнего этажей метаморфической части коры (рис.1). Граница с $T^0 \approx 0{,}5\ T^0$ плавления является наиболее достоверной, по-

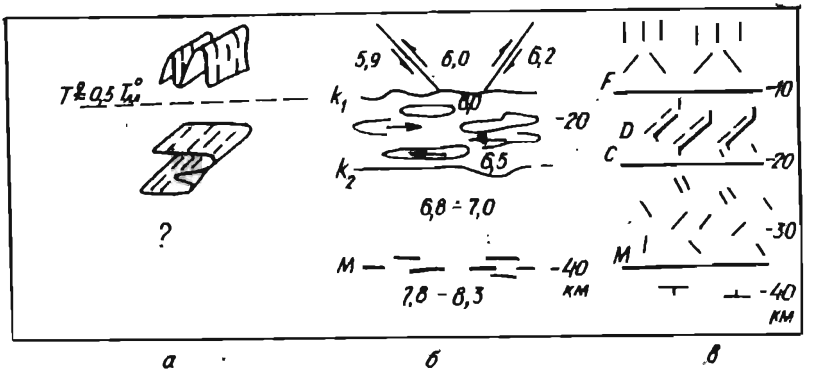


Рис. 2. Модели строения континентальной земной коры: а – структурно-метаморфическая; б – сейсмическая (цифрами обозначены скорости сейсмических волн) по [7]; в – механическая (Д – область дилатансионной пластичности) по [8]

скольку согласно структурным и петрографическим наблюдениям над конкретными метаморфическими комплексами, изменение типа складчатости (СПВР на СПГР), ориентировки линейности (перпендикулярной шарниру на параллельную шарниру) происходит именно при указанном значении температуры – на границе эпидот-амфиболитовой фации и собственно амфиболитовой фации метаморфизма.

Граница с параметром $T^{o} \approx 0{,}5 \cdot T^{o}$ плавления не является для полиминеральных метаморфических горных пород фиксированной и протяженной, поскольку она зависит не только от давления, температуры и скорости деформации, но и от минерального состава, размеров зерен, а также от некоторых других параметров, связанных между собой своими законами и соотношениями.

С помощью структурных и специальных петрологических методов исследования проведена оценка степени упорядоченности вещества и рассчитаны изменения параметров метаморфизма в одном из докембрийских комплексов Западного Прибайкалья [6]. Для обобщения степени текстурной упорядоченности вещества метаморфических горных пород применялся метод геометрического анализа минеральной линейности разных генераций. Для оценки PT-параметров метаморфизма исследовались с помощью микрозонда "Камебакс" химические составы ромбических и моноклинных пироксенов, гранатов, амфиболов и плагиоклазов. Полученные результаты (T^{o} = 700°С, P = 6,5 кбар) позволяют считать, что метаморфизм в исследуемой зоне происходил в условиях субгранулитовой фации. Для минералов, участвующих в образовании двух генераций линейности, получены температуры их кри-

сталлизации (720 и 680 °С соответственно), свидетельствующие о некотором снижении температуры метаморфизма в пределах одной фации в течение меняющейся деформационной обстановки. (Препараты изготавливались из ориентированных образцов, привязанных к конкретной складчатой структуре.)

Приведенные данные характеризуют изменение PT-параметров метаморфизма при смене плана деформаций в среднем этаже метаморфической части континентальной земной коры.

Полученные на основании структурно-петрологических исследований выводы о существовании в коре этажей или уровней, отделенных границами раздела (одна из которых характеризуется $T^{o} \approx 0{,}5\ T^{o}$ плавления), коррелируют с данными сейсмических /7/ и механических /8/ построений. Внутрикоровый волновод – зона пониженных скоростей, соответствующая развитию дилатансионной пластичности, располагается ниже границы с характеристикой $T^{o} \approx 0{,}5\ T^{o}$ плавления, определенной на основании структурно-вещественных данных (рис.2).

1. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обоснование, методика, приложение). – М.: Недра, 1985. – 168 с.
2. Милеев В.С. Механизмы образования складчатости продольного расплющивания. Бюлл. МОИП, отд. геол. – 1971. – 46, вып. 4. – С. 16–31.
3. Хоникомб Р. Пластическая деформация металлов. – М.: Мир, 1972. – 408 с.
4. Stocker R.L., Ashby M.F. On the rheology of the upper mantle// Rev. Geophys. and Space Phys. – 1973. – 11, N 2. – P. 391–426.
5. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. – М.: Мир, 1981. – 436 с.
6. Соколова Ю.Ф. Минеральная линейность в метаморфических комплексах Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Структура и петрология докембрийских комплексов. – М.: Наука, 1985. – С. 129–145.
7. Павленкова Н.И. Структура и динамика земной коры и верхней мантии континентов // Проблемы движения и структурообразования в коре и верхней мантии. – М.: Наука, 1985. – С. 58–72.
8. Николаевский В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред. – М.: Недра, 1984. – 231 с.

УДК 551.24.02

В.А.Корчемагин, В.С.Емец, В.В.Пилипенко

Донецкий политехнический институт

О ВЛИЯНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫБРОСОВ ОКОЛО РАЗРЫВОВ

Рассматриваются схемы альпийских тектонических напряжений и размещения выбросоопасных площадей Донецкого бассейна. Сопоставление этих схем и результатов экспериментального моделирования полей напряжений в окрестностях разрывов показывает, что наибольшей выбросоопасностью обладают участки массива горных пород у окончания, кулисообразных сочленений .. пересечений разрывов, деформирующиеся в условиях действия повышенных касательных напряжений и высокой дисперсии коэффициента Лоде-Надаи.

Одной из наиболее важных проблем горного дела остается изучение и прогноз внезапных выбросов угля, пород и газа, предоставляющих собой убедительное доказательство современной геодинамической активности Донбасса. В литературе высказаны разные мнения о причинах возникновения, механизмах и условиях проявления внезапных выбросов [1,2,5,7]. Большинство исследователей сходится на представлениях о многофакторной природе данного явления. На возникновения выбросов влияет напряженно-деформированное состояние горного массива, газообильность, степень метаморфизма углей, технология ведения горных работ и др. Среди наиболее важных факторов отмечается влияние параметров тектонического поля напряжений, особенности глубинной структуры и других геологических факторов. В этом убеждает отмеченная многими исследователями периодичность явлений, согласующаяся с вариациями геофизических полей, распределение мест выбросов в связи с их геолого-структурной позицией и др. [1,5,7].

При рассмотрении схемы расположения участков выбросов в Донбассе (рис. 1) обращает на себя внимание зонально-пятнистое их распределение. Можно выделить три ранга зон, в которые группируются все места выбросов угля и газа. Прежде всего следует выделить мощную зону сочленения Донбасса и Днепровско-Донецкой впадины. Приуроченность к ней наиболее контрастных тектонических напряжений в период формирования Донбасса [9] и в настоящее время [1, 10], объясняет концентрацию здесь выбросоопасных зон. По-видимому, к региональным структурам, контролирующим выбросоопасные участки, по той же причине следует относить также зоны Южного и Се-

© В.А.Корчемагин, В.С.Емец, В.В.Пилипенко, 1991

ISBN 5-12-1738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

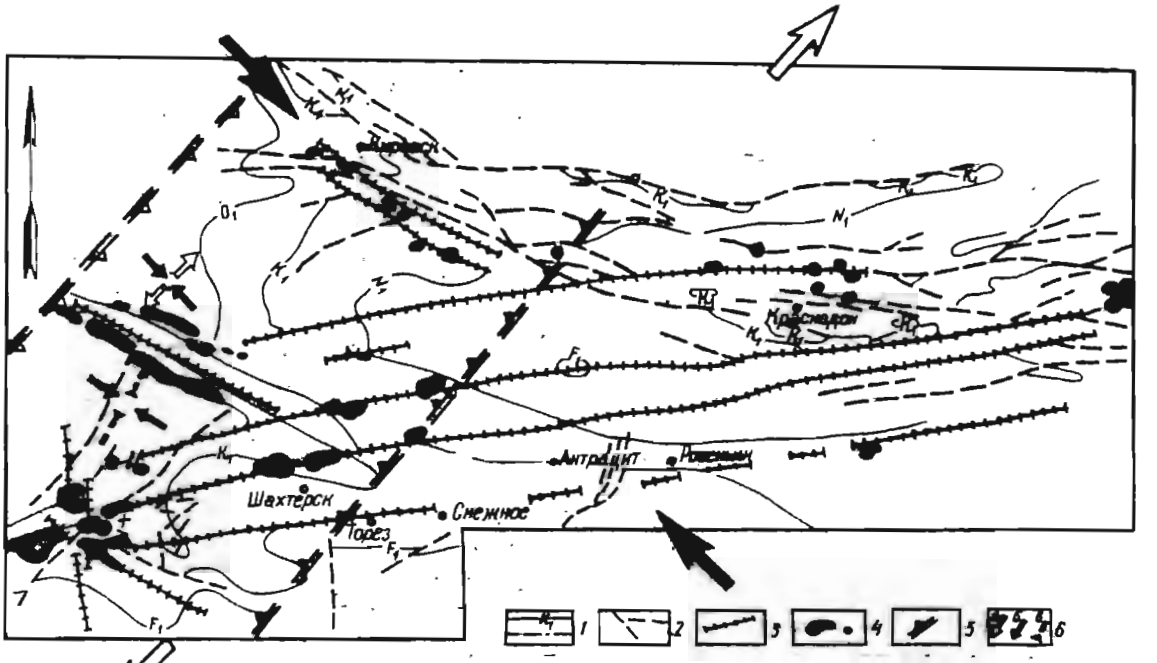


Рис. 1. Схема распределения выбросов на шахтах Донбасса:
1 - маркирующие горизонты; 2 - тектонические нарушения; 3 - разломы фундамента; 4 - участки выбросов; 5 - зона сочленения Донбасса с Днепровско-Донецкой впадиной; 6 - направление главных нормальных напряжений: а - σ_1 ; б - σ_3 ; в - σ_2

верного бортов Донбасса, которые относительно слабо выделяются на приведенной схеме лишь из-за малой плотности или полного отсутствия здесь горных работ. В пределах этих региональных геологических структур отчетливо прослеживаются зоны среднего ранга, достаточно хорошо совпадающие с зонами разломов фундамента, выделенными Ю.С.Рябоштаном [107]. Наиболее крупная зона, блокирующая мелкоскладчатые структуры Донбасса, прослеживается через Донецк-Снежное в восток-северо-восточном направлении. Параллельно с ней можно выделить и другие менее выраженные зоны. Такого же ранга структуры и совпадающие с ними зоны концентрации выбросов прослеживаются в центральной и бортовых районах Донбасса, соответствуя Центрально-Донбасскому, Мушкетовскому и Северо-Донецкому разломам.

Примечательна некоторая разобщенность зон разломов и выбросов. Последние следуют параллельно разломам, смещаясь относительно их в висячее или лежачее крыло. Так, например, зона наибольшей плотности выбросов Донецко-Макеевского района восток-северо-восточной ориентировки прослеживается в лежачем крыле одноименной зоны разрывов. Вдоль Центрально-Донбасского разлома выявляются две неравноплотные полосы выбросов. Большая концентрация выбросов характерна вдоль южного крыла рассматриваемой структуры. Эти соотношения, на наш взгляд, нельзя объяснить лишь повышенной концентрацией здесь горных выработок. Последние довольно интенсивно проводятся также и в центральной части разлома (в пределах Никитовского рудного поля), где, однако, выбросы не наблюдаются несмотря на то, что горные выработки достигли уже опасных глубин. Данная особенность пространственного соотношения разрывов и выбросов, на наш взгляд, находит удовлетворительное объяснение с позиции представлений о связи выбросов с современным тектоническим полем напряжений, действующим в горном массиве. Кажется очевидным, что разрушенный горный массив (непосредственно в зоне разрыва) не может накапливать и "держать" напряжения. Концентрация их возможна лишь в ненарушенном массиве, прилегающем или отстоящем на некотором расстоянии от разрыва, возмущающего поле напряжений. Опасными выбросами, таким образом, являются не зоны повышенной тектонической нарушенности, как это часто ожидается в практике, а сопровождающие их зоны повышенных напряжений, возникающие в прилегающем ненарушенном массиве.

"Пятнистость" зон выбросов, неравномерность их распределения внутри зон достаточно убедительно объясняются наличием "мелких дефектов", неоднородностей в пределах напряженных зон массива и формируют уже следующий, локальный, уровень геодинамического поля. В качестве "дефектов" массива, концентрирующих напряжения

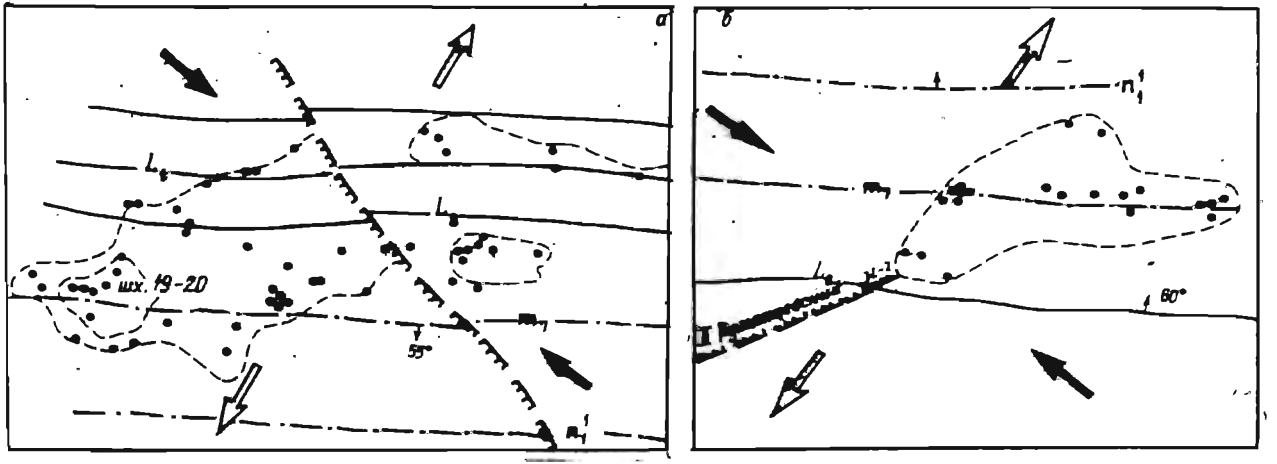


Рис. 2. Схемы распределения выбросов угля и газа около тектонических нарушений (а – шахта Комсомолец – 19-20; б – шахта им. Румянцева). Условные обозначения как на рис. 1

на локальном уровне, могут выступать мелкие изгибы пластов, флексуры, складки, разрывы, размывы и расщепление пластов, контакты резко разнящихся по физико-механическим свойствам литотипов.

Согласно экспериментальным работам, проведенным в лаборатории тектонофизики Института физики Земли АН СССР [8], области действия повышенных касательных напряжений закономерно приурочены к окончаниям, изгибам или сочленениям тектонических разрывов. Очевидно, ведение горных работ в таких условиях особенно опасно возможностью газодинамических явлений. На рис. 2,а,б приведены некоторые примеры, показывающие пространственное распределение выбросов относительно разрывов и флексур. Места концентрации выбросов на концах разрывов, на пересечении флексурных изгибов пластов пород с зонами повышенной трещиноватости, на участках, противостоящих искривлениям разрывов, хорошо совпадают с областями действия повышенных касательных напряжений, выявляемыми на моделях. Однако такое совпадение наблюдается не всегда. Дополнительным условием возникновения выбросов является, очевидно, приуроченность участков повышенных напряжений к областям растяжения и высокой изменчивости вида напряженного состояния горного массива, где, как известно [3], пределы прочности пород существенно снижаются. Оценкой этих дополнительных критериев выбросоопасности может служить коэффициент Лодэ-Надаи [4].

В настоящее время Донецкий бассейн переживает неотектонический период активизации тектонических процессов. Поле напряжений альпийского возраста, действующее в горном массиве и поныне [3, 6], характеризуется на региональном структурном уровне почти горизонтальным положением осей главных нормальных напряжений (см. рис. 1). По данным кинематического анализа [4] разрывов в породах мела и палеогена ось σ_1 ориентируется по азимуту 330-340°, ось σ_3 - 230-240° [6]. Ориентация осей напряжений локального уровня и вид напряженного состояния изменяются от участка к участку закономерно в связи с положением в пространстве неоднородностей горного массива. Значительно разнятся соседние участки также по интенсивности касательных напряжений, которая в то же время варьирует и во времени [10].

Использование приведенных сведений о тектоническом поле напряжений Донбасса и результатов моделирования искажения напряжений вблизи разрывов [8], очевидно, может послужить надежной основой локального прогноза выбросов. При этом естественно необходим также учет других факторов, провоцирующих выбросы. Прогнозная оценка выбросоопасности шахтных полей в целом, исходя из приведенных данных, очевидно может осуществляться и на мезорегио-

нальном уровне. Так, например, наиболее выраженная зона восток-северо-восточной ориентировки, прослеживаемая в направлении Краснодона, пересекает ряд площадей, подготавливаемых в настоящее время к их будущей разработке. Сопоставление площадей проектируемых шахт с расположением выявленных зон поможет в оценке ожидаемых горно-геологических условий эксплуатации угольных месторождений.

1. Вереда В.С., Юрченко Б.К., Губин В.Н., Суровцев В.П. О региональном прогнозе выбросоопасности угольных пластов в Донецком бассейне // Разработка месторождений полезных ископаемых. – Киев: Техника, 1974. – С. 36–40.
2. Внезапные выбросы угля и газа. – М. Недра, 1970. – 455 с.
3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
4. Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука, 1979. – С. 7–25.
5. Загибайло В.Е. Геологические основы теории прогноза выбросоопасности угольных пластов и горных пород. – Киев: Наук. думка, 1978. – 250 с.
6. Корчемагин В.А., Емец В.С. Особенности развития тектонической структуры и поля напряжений Донбасса и Восточного Приазовья // Геотектоника. – 1987. – № 3. – С. 49–55.
7. Основы теории внезапных выбросов угля, породы и газа. – М.: Недра, 1978. – 163 с.
8. Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения // Поля напряжений и деформаций в литосфере. – М.: Наука, 1979. – С. 163–184.
9. Попов В.С. Тектоника Донбасса. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – С.103–151.
10. Рябоштан Ю.С., Казаков П.Е. О взаимосвязи геодинамических и современных тектонических движений земной коры Донецкого бассейна // Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по изучению современных движений земной коры. – М., 1977. – С. 121.

УДК 551.24.02+551.243

К.Ж.Семинский

Институт земной коры СО АН СССР, Иркутск

МИГРАЦИЯ ЗОНЫ ОПЕРЕЖАЮЩИХ РАЗРЫВОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КРУПНЫХ СДВИГОВ

Результаты тектонофизического моделирования позволили выявить временную миграцию зоны распространения опережающих разрывов при формировании крупных сдвиговых зон. Установлено, что она имеет колебательный характер, причем период и амплитуда колебаний прямо пропорциональны друг другу и зависят от условий деформирования.

© К.Ж.Семинский, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Экспериментальная тектоника и подземная тектонофизика. Киев, 1991.

Существование временной миграции зоны опережающих разрывов создает неравномерность протекания деструкции в различных участках разломной зоны, и в частности, приводит к большей раздробленности активного крыла сдвига, что необходимо учитывать при поисках месторождений полезных ископаемых.

Тектонические нарушения, локализующиеся в зонах влияния крупных, длительно развивающихся дизъюнктивов, могут быть разделены на две большие группы. Первая включает разрывы, описываемые в литературе как оперяющие структуры, которые возникают в результате трения по уже сформировавшемуся сместителю разлома, вторая – тектонические нарушения, предшествующие образованию магистрального разрыва в зоне влияния крупного дизъюнктива и поэтому названные нами опережающими. В отличие от оперяющих этим разрывным структурам в литературе уделено меньше внимания, хотя, по нашему мнению, они играют ведущую роль в формировании крупных разломов литосферы.

Действительно, в процессе образования крупного дизъюнктива существует стадия, когда закладываются сравнительно мелкие разрывы, которые с течением времени, соединяясь друг с другом, образуют собственно сместитель крупного дизъюнктива. Таким образом, магистральный разрыв, а с ним и оперяющие нарушения, появляются лишь на заключительной стадии формирования долгоживущего разлома. На всех предшествующих стадиях рудообразование, магматизм, сейсмическая активность зоны его влияния контролируются опережающими разрывами (ОР). В связи с этим изучение данной группы тектонических нарушений имеет большую практическую значимость. В работе рассмотрено поведение во времени зоны распространения ОР в целом без учета особенностей ее внутреннего строения. Решалась эта задача методом физического моделирования.

Моделировались разломные зоны, образующиеся при сдвиге, который, как известно, является одним из наиболее распространенных типов деформаций в природе. Модель размещалась на двух штампах, один из которых в ходе опыта смещался относительно другого в горизонтальном направлении.

Общая методика проведения экспериментальных работ подобного типа детально описана в монографии [6]. Отметим лишь некоторые характерные черты поставленных опытов. Модельным материалом служила глинистая паста, вязкость которой в различных экспериментах варьировала от 10^5 до 10^9 Па·с. Размеры используемых для опытов моделей составляли: длина 100 см, ширина 40 см, толщина изменялась от 4 до 9 см. Скорость деформирования в ходе отдельного эксперимента оставалась постоянной, но варьировала от опыта к опыту в пределах 0,6–6,0 мм/мин.

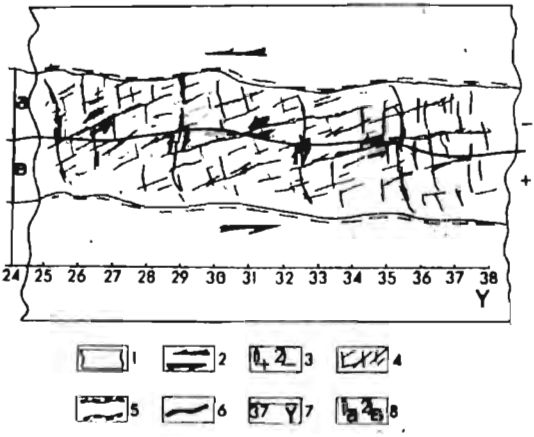


Рис. 1. Структурная схема участка зоны опережающих разрывов (ОР) на поверхности модели: 1 – участок деформированной модели; 2 – направления перемещения крыльев при рассматриваемом типе нагружения; 3 – обозначение активного 1) и пассивного 2) крыльев одвига; 4 – ОР; 5 – границы зоны распространения ОР; 6 – линия магистрального разрыва; 7 – номера профилей; 8 – мощности зоны ОР в пассивном 1) и активном 2) крыльях сдвига

Как известно, в геофизике существует предположение, что земная кора при деформировании ведет себя как упруговязкое тело. В соответствии с этим предположением и теорией подобия результаты наших экспериментов можно переносить на природные разломы протяженностью от 100 до 1000 км, локализующиеся в районах со средней степенью тектонической активности и сложенных породами с вязкостью около 10^{23} Па·с.

Принципиальная схема формирования разломных зон в упруговязких и упругопластичных материалах рассмотрена в работах многих советских и зарубежных авторов [2,5,8-10]. В развитии подобных структур в соответствии с исследованиями С.А.Борнякова [1] удобно выделять две сменяющие друг друга во времени стадии: пликативную, в течение которой сплошность модели не нарушается, и дизъюнктивную, когда в зоне разлома образуются и развиваются собственно ОР. На дизъюнктивной стадии идет слияние образовавшихся на ранних стадиях разрушения мелких разрывов в крупные, вплоть до образования единой магистральной трещины. Ширина зоны активных ОР при этом непрерывно уменьшается. Чтобы изучить поведение во

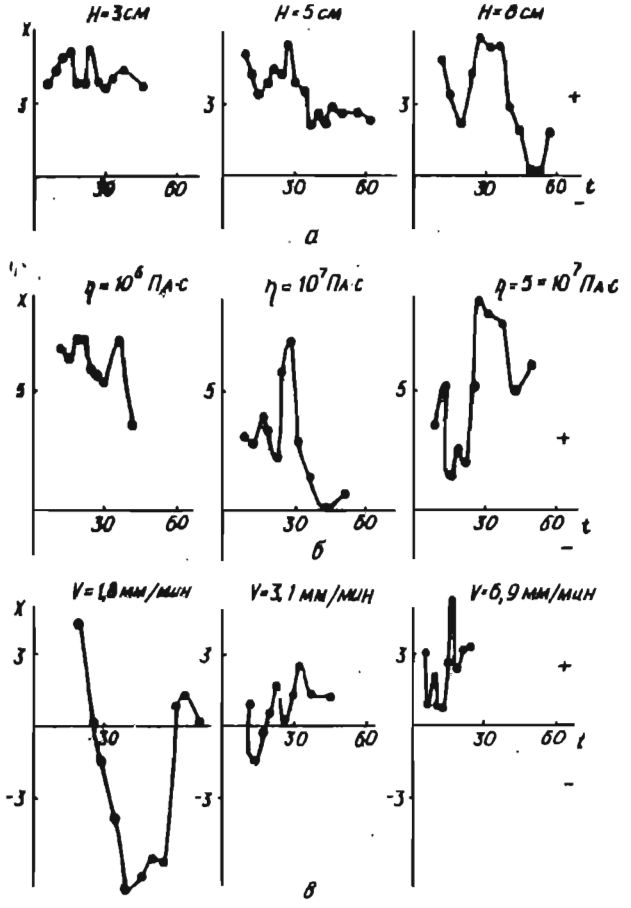


Рис. 2. Влияние толщины разрушаемого слоя (а), вязкости модельного материала (б) скорости деформирования на характер временной миграции зоны распространения ОР по отношению к магистральному разрывному нарушению (в);
X – положение оси зоны ОР по отношению к линии магистрального разрыва (+ – большая часть зоны находится в активном крыле; – – большая часть зоны находится в пассивном крыле), мм; t – время течения эксперимента, мин; H – толщина разрушаемого слоя (при V = 3,1 мм/мин; η = 10^7 Па·с), см; η – вязкость модельного материала (при H = = 7 см; V = 3,1 мм/мин), Па·с; V – скорость деформирования (при H = 7 см; η = 10^7 Па·с), мм/мин

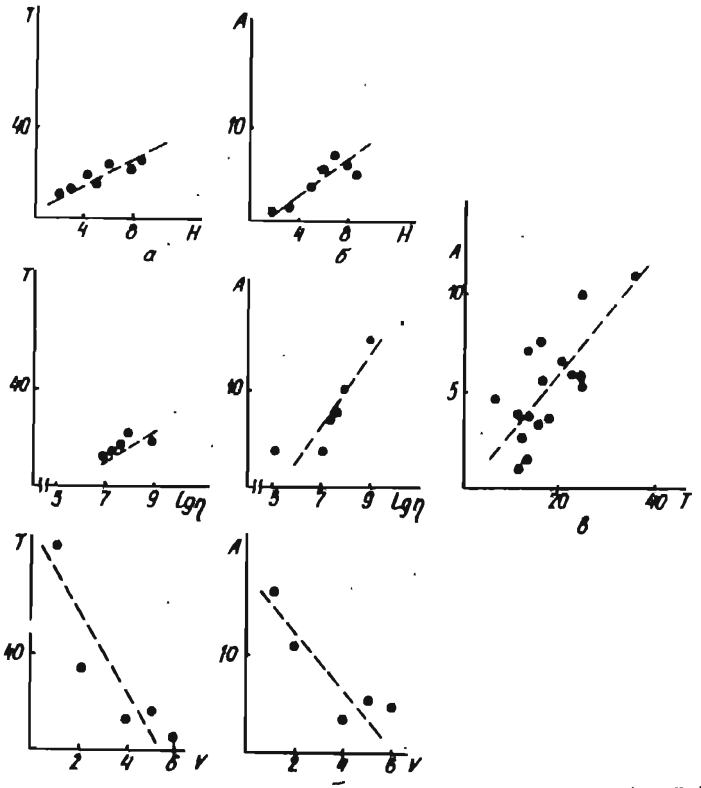


Рис. 3. График взаимосвязи периода и амплитуды колебаний зоны ОР структур относительно магистрального разрыва (в), а также зависимости данных величин от условий деформирования (а,б):
T – период колебаний, мин; A – амплитуда колебаний, мм; H – толщина разрушаемого слоя (при V = 3,1 мм/мин; η = 10^7 Па·с), см; η – вязкость модельного материала (при V = 3,1 мм/мин; H = 7 см), Па·с; V – скорость деформирования (при η = 10^7 Па·с; H = 7 см), мм/мин

времени зоны ОР, деформирование осуществляется с остановками, во время которых проводилось фотографирование модели. После съемки рисунок зоны ОР уничтожался заглаживанием поверхности модели кусочком тонкой фольги, смоченной водой, и деформирование продолжалось. Наблюдения показали, что описанная операция не оказывает существенного влияния на эволюцию разрывов в сдвиговой зоне и в то же время позволяет фиксировать на фотографии только те разры-

вы, которые были активны в период между двумя остановками. В природной ситуации моменты остановок можно поставить в соответствие периода опада тектонической активности, когда на первый план выступают эндогенные и экзогенные процесоы залечивания разрывных структур, составляющих зону влияния крупного дизъюнктива.

Таким образом, для каждой модели получены фотографии нескольких этапов разрушений в сдвиговой зоне. Составленные по ним структурные схемы разрывов (рис. 1) послужили основой для определения границ распространения активных ОР на поверхности модели, что необходимо, чтобы выяснить поведение сдвиговой зоны во времени. В качестве системы отсчета, относительно которой определяется положение зоны, был выбран магистральный разрыв, образующийся на последней стадии развития сдвига. Местонахождение его фиксировалось и затем переносилось на фотографии, соответствующие предыдущим этапам формирования структуры.

Обработка экспериментальных данных заключалась в следующем (см. рис. 1). Зона распространения ОР на каждой фотографии вкрест простирания разбивалась сетью профилей. На линиях профилей измерялись размеры сдвиговой зоны в активном (подвижном) и пассивном крыльях. Затем из первого значения ширины вычиталось второе. Так, для каждого профиля получалась цифра, характеризующая положение зоны по отношению к осеотителю будущего магистрального разрыва.

Среднее арифметическое полученных по всем профилям величин (параметр X) отражает положение оси зоны (средней линии) на каждом этапе деформирования. Затем для всех экспериментов были построены графики зависимости положения оси зоны ОР от времени (рис. 2). При этом за нулевое значение на оси ординат принималось местонахождение магистрального разрыва.

Анализ графиков позволяет сделать вывод, что на каждом последующем этапе деформирования положение оси зоны активных разрывов не соответствует ее положению на последующей стадии. Зона распространения ОР мигрирует во времени в поперечном направлении. Эти миграции носят колебательный характер, и в ходе формирования сдвига большая часть зоны ОР находится то в активном, то в пассивном крыле.

Чтобы выяснить влияние условий деформирования на характер временных миграций зон ОР эксперименты проводились при различных параметрах вязкости ρ, скорости деформирования V и толщине разрушаемого слоя H. На рис. 2 показано, как изменяется характер кривой, отражающей колебания средней линии зоны ОР по отношению к магистральному шву, с увеличением толщины модели (а), вязкости эквивалентного материала (б) и скорости деформирования (в).

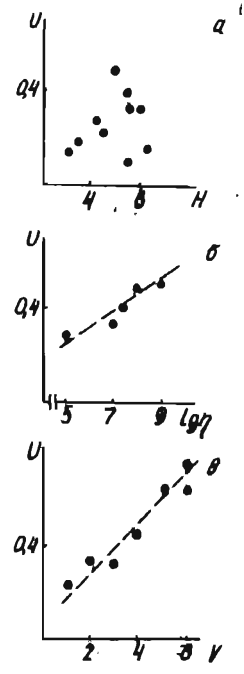


Рис. 4. Графики зависимостей средней скорости миграции зоны ОР по поверхности деформируемого объема от толщины разрушаемого слоя(а), вязкости модельного материала(б) и скорости деформирования(в): V – средняя скорость миграции зоны ОР, мм/мин; H – толщина разрушаемого слоя (при V = 3,1 мм/мин; η = 10^7 Па·с), см; η – вязкость модельного материала (при V = 3,1 мм/мин; H = 7 см), Па·с; V – скорость деформирования (при η = 10^7 Па·с; H – 7 см), мм/мин

Для количественного описания закономерностей, показанных на рис. 2, все построенные по данным моделирования кривые исследовались методом Фурье-анализа, который обычно применяется при изучении колебательных процессов. Таким образом, для каждой модели были получены значения периода и амплитуд колебаний, связь которых с условиями деформирования на уровне тенденций иллюстрируется рис. 3.

Период колебаний увеличивается при увеличении толщины разрушаемого слоя и вязкости модельного материала и уменьшается с возрастанием скорости деформирования. Характерно, что и амплитуда колебаний ведет себя аналогично при изменении условий деформирования, т.е. существует прямая зависимость между этими двумя параметрами, количественно описывающими колебательный процесс (рис. 3, в). С увеличением периода колебаний возрастает их амплитуда. Коэффициент корреляции в этом случае равен 0,73 и является значимым для данной выборки.

Еще одной количественной характеристикой рассматриваемого процесса является средняя скорость V миграции зоны распространения ОР вкрест простирания основной структуры. Она вычислялась графическим способом и, как и два предыдущих параметра, анализировалась в связи с изменением условий деформирования (рис. 4). Установлено, что на величину V значительно влияют вязкость и скорость деформирования в отличие от мощности разрушаемого слоя, с которой V отчетливо не коррелирует.

Увеличение V с возрастанием скорости деформирования модели объяснений не требует. Что касается вязкости, то хорошо известно, что со скоростью деформирования она связана прямой зависимостью. Поэтому с увеличением вязкости скорость миграции тоже увеличивается.

Установленная для дизъюнктивной стадии миграция зоны ОР отражает сущность процесса деформаций при развитии сдвига. Она проявляется и на пликативной стадии. Это показало изучение сдвиговых деформаций на поверхности модели, предшествующих появлению разрывных структур. Карты их распределений в изолиниях построены по методике А.В.Михайловой [4]. Как и для дизъюнктивной стадии, распределение сдвиговых деформаций в отдельные моменты деформирования существенно различны. На рис.5 показан график, отражающий миграцию зоны активных сдвиговых деформаций на пликативной стадии для одной из моделей.

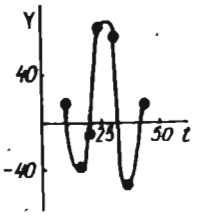


Рис. 5. Миграция во времени активных сдвиговых деформаций на пликативной стадии для одной из моделей (толщина разрушаемого слоя 6,5 см; скорость деформирования 0,6 мм/мин; вязкость модельного материала 10^5 Па·с): Y – разность площадей зоны сдвиговых деформаций в активном и пассивном крыльях структуры на пликативной стадии ее развития (площади в крыльях вычислялись в процентах по отношению к общей площади зоны на поверхности модели); t – время течения процесса, мин

О наличии колебательного характера распространения деформаций в течение пликативной стадии развития сдвиговой зоны свидетельствуют также проведенные ранее исследования В.Ю.Буддо и А.А.Бабичева [7]. Методом тензометрии для всего объема деформируемой модели ими установлено существование миграций максимумом сдвиговых деформаций из крыла в крыло формирующейся структуры. Кроме того, их скорость примерно соответствует скорости миграции, определенной нами для пликативной стадии развития сдвиговой зоны, что значительно больше величины этого параметра, характерного для миграции зоны ОР на дизъюнктивной стадии развития сдвига. Это свидетельствует о том, что дизъюнктивные деформации более "пассивны" в сравнении с пластическими.

Кратко остановимся на степени относительной раздробленности блоков материала, находящихся по разные стороны от магистрального разрыва. Большая часть зоны распространения ОР на всем протяжении деформирования находится в пределах активного крыла сдвига (см. рис. 2). Следовательно, это крыло более разрушенное. Такая особенность строения разломных зон характерна и для природных дизъюнктивов. Так, в прикладной геологии давно известно, что активное (подвижное) крыло разлома более раздроблено разрывами, чем пассивное, что в свою очередь определяет его большую перспективность на полезные ископаемые.

Подтверждается наличие временной миграции активности разрыв-

ных структур в пределах зон влияния крупных разломов. Так, Л.М.Красильников [3], изучив структурные условия формирования разновозрастного флюоритового оруденения в Забайкалье, выделил в пределах крупных разломных зон разрывы, активные в разное время. В связи с тем, что области их распространения не совпали в пространстве, этот исследователь сделал вывод о наличии временной миграции активности в зоне разлома.

Итак, миграция во времени зоны распространения активных ОР является характерной особенностью динамики формирования крупных дивъюнктивов, которая отражается на процессах, протекающих совместно с разломообразованием и имеющих практическую значимость. Так, можно прогнозировать меньшую перспективность на полезные ископаемые пассивного крыла сдвига по сравнению с более раздробленным активным крылом.

Для увеличения детальности прогнозов необходимо дальнейшее изучение процесса миграции зоны ОР при формировании крупных сдвигов. Однако некоторые закономерности этого процесса могут быть намечены уже сейчас. Во-первых, миграции носят колебательный характер. Во-вторых, амплитуда и период колебаний прямо пропорциональны друг другу, а скорость миграции зоны ОР меньше скорости миграции зоны распространения сдвиговых деформаций на пликативной стадии формирования разлома. И, наконец, в-третьих, все количественные характеристики рассматриваемого процесса определенным образом зависят от условий деформирования, и, следовательно, их значения определяются особенностями тектонического режима, в котором происходит формирование крупного дивъюнктива.

1. Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования транформной зоны в упруговязкой модели // Проблемы разломной тектоники. - Новосибирск, 1.31. - С.26-44.
2. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - Т. 3,4. - 544 с.
3. Красильников Л.М. Структурные условия формирования флюоритового оруденения в Забайкальев: Автореф. дис. ... канд.геол.-мин. наук. - Иркутск, 1980. - 18 с.
4. Михайлова А.В. Методика количественной оценки перемещений и напряжений в пластических непрозрачных моделях // Тектонофизика и механические свойства горных пород. - М.: Наука, 1971. - С. 38-48.
5. Стоянов С.С. Механизм формирования разломных зон. - М.: Недра, 1977. - 144 с.
6. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). - Новосибирск: Наука, 1983. - 101с.
7. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. и др. Моделирование механизма образования сейсмоактивных разломов в упруговязкой среде // Геология и геофизика. - 1985. - № 10. - С. 9-19.

8. Harding T.P. Petroleum traps associated with wrench faults // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. - 1974. - 58, N 7.-P.1290-1304.
9. Tchalenko J.S. Similarities between shear zones of different magnitudes // Geol. Soc. Am. Bull. - 1970. - 81, N 6. - P. 1625-1640.
10. Wilcox R.E., Harding T.P., Seeply D.R. Basic wrench tectonics// Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. - 1973. - 57, N 1. - P. 74-96.

УДК 551.24.02

М.Г.Леонов

Геологический институт АН СССР, Москва

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И МЕХАНИЗМЫ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

В статье рассматриваются различные структурные ансамбли складчатых областей Южного Тянь-Шаня. Дается интерпретация механизмов их формирования.

При анализе геотектонических моделей (природных и лабораторных) складчатых областей прослеживается тенденция объяснить формирование всего спектра тектонических структур единым механизмом: горизонтальным сближением жестких континентальных масс, вертикальными движениями блоков земной коры, инверсией плотностей или другими механизмами. Не является исключением в этом отношении и покровно-складчатое сооружение Южного Тянь-Шаня.

Модели тектонического развития, предложенные Г.С.Поршняковым и развитые другими исследователями [2,4], связывают образование структуры Южного Тянь-Шаня с общим поперечным сокращением пространства. Изучение структурных форм Южного Тянь-Шаня показывает, однако, что вопрос этот не может быть решен столь упрощенно.

В структуре Южного Тянь-Шаня выделяется по крайней мере три типа зон с различным тектоническим стилем и формационным выполнением. Первый тип представлен складчатыми зонами антиклинорного строения с крутыми залеганиями пластов и осевых плоскостей складок, осевым кливажом и общим антивергентным строением. Для второго типа характерны синклинорное строение, надвиги и тектонические покровы, лежачие складки, структуры пластического течения и слоистость, субпараллельные первичному положению напластования горных пород. Третий тип - это узкие шовные зоны с субвертикальным залеганием пластов, интенсивно развитым будинажем, сдвиговыми деформациями и пластическим течением горных масс вдоль генерально-

(C) М.Г.Леонов, 1991

ISBN 5-12-001738-7. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

го простирания складчатой области. Существование подобных зон указывает на их генетическое различие. Морфология структур антиклинорного типа свидетельствует об образовании их в условиях поперечного сжатия, но вопрос о механизме сжатия остается в значительной мере открытым. Неясен с точки зрения "общего сжатия" и механизм формирования синклинорных зон; равным образом остается недостаточно изученной и структура зон шовного типа. Рассмотрим структурно-тектонические элементы с различным стилем строения на пересечении покровно-складчатого сооружения Южного Тянь-Шаня в полосе между 68 и 69° восточной долготы.

1. Структуры синклинорного типа (Зеравшано-Гиссарско-Восточно-Алайская и Охлинско-Талдыкская зоны). Один из участков первой зоны – район Ганза-Чиматгинского массива – изучен наиболее полно и представляет собой пакет тектонических клиньев, пластин и покровов, образующих синформу с пологим волнистым днищем. Массив сложен породами палеозойского возраста, которые подразделяются на три литостратиграфических комплекса: нижний вулканогенно-терригенный (рифей? – нижний силур), средний карбонатный (верхний силур – средний девон) и верхний кремнисто-терригенный (средний девон – верхний ? палеозой). В породах нижнего и среднего комплексов фиксируется интенсивная пластическая деформация, отражением которой является будинаж, сланцеватость, зоны послойных срывов и пластического течения. Неоднородно проявленная пластическая деформация приводит к тектоническому расслоению массива, образованию надвигов и покровов. Ориентация структур и замеры величин деформации указывают на удлинение (до 300–1000 %) в субгоризонтальном направлении субпараллельно плоскостям первичных разделов горных пород и укорочение – по вертикали. Пластическое "растекание" массива симметрично относительно его оси. Структура верхнего комплекса, наоборот, свидетельствует о сжатии в горизонтальном направлении: отложения комплекса смяты в систему складок с крутыми осевыми плоскостями и осевым кливажом; происходит скучивание отложений перед фронтом надвигов. Формирование структуры массива связано с двумя явлениями: с процессами латерального растекания в условиях гравитационной неустойчивости горных масс /3/ на ранних этапах и горизонтального скучивания – на поздних этапах палеозойского развития. На новейшем этапе, как показывает ориентировка общего движения масс, фиксируемая по структуре палеозойских толщ и деформации мезозойских и кайнозойских отложений, снова начинает работать механизм латерального перераспределения вещества. Горизонтальное перетекание горных масс связано

в этом случае о гравитационной неустойчивости горных пород, обусловленной формированием высокогорного расчленения рельефа.

2. Структуры антиклинорного типа. Примером структур этого типа может служить Каракуль-Зиддинская зона, которая расположена в пределах Гиссарского хребта непосредственно южнее Ганза-Чимтаргинского массива. Тектонический стиль района определяется серией тектонических надвигов, наклоненных во встречном направлении, сложноскладчатой структурой пластичных толщ палеозоя с антивергентным наклоном осевых плоскостей и относительно простой структурой перекрывающих палеозой мезозойско-кайнозойских осадков. Морфология и ориентация структур показывают, что их формирование шло в условиях поперечного сжатия. Однако обратим внимание на две особенности: 1) мезозойские впадины пространственно совпадают с верхнепалеозойскими флишевыми зонами, т.е. прогибание было длительным и унаследованным; 2) на новейшем этапе при значительном размахе вертикальных движений горизонтальное сжатие (выраженное в структуре молодых толщ) мало и не затрагивает по существу палеозойский фундамент впадин. Отложения мезозоя и кайнозоя деформированы только в краевых частях впадин и как бы задавлены приподнятыми блоками палеозойских пород. Эти две особенности заставляют предполагать, что если структура палеозойских толщ указывает на интенсивное поперечное сжатие всей зоны (что подтверждается анализом структуры Южного Тянь-Шаня в целом), то на новейшем этапе главную роль играли локальные причины. Анализ структуры Ганза-Чимтаргинского массива приводит к выводу, что задавливание впадин с севера связано с латеральным пластическим растеканием пород в приподнятых блоках земной коры в условиях их гравитационной неустойчивости. Механизм задавливания с юга менее ясен, но вероятна точка зрения Р.Б.Баратова [1] и А.В.Лукьянова (устное сообщение), согласно которой подъем магматических масс и их латеральный отток могли обусловить (или стимулировать) формирование верхнепалеозойских прогибов. Надвигание краевых частей батолита на молодые осадки может быть связано с общим сжатием в совокупности с гравитационным разваливанием массива в результате действия сил бокового отпора.

3. Структура "новых" зон. Наиболее интересна Курганская зона, протягивающаяся в субширотном направлении вдоль северного склона Туркестанского хребта. Это узкая полоса разнофациальных отложений кембрия – верхнего палеозоя, ограниченная с севера и юга разломами. Южный – пологий надвиг; северный – крутой (до вертикального) взброс-сдвиг с левосторонним смещением. Структурный план зоны определяется серией антиклинальных каплевидных складок.

Синклинальные перегибы редуцированы, антиклинали разделены разломами типа взбросо-сдвигов с субвертикальным положением сместителей. Осевые плоскости складок изогнуты с образованием S-образной сигмоиды. В месте S-образного перегиба и зоне северного сдвига развиты структуры пластического течения, которые свидетельствуют о перетекании горных пород по простиранию зоны и о значительном поперечном сжатии. Формирование структуры зоны происходило в два этапа. На первом этапе (поздний палеозой) в результате общего поперечного сжатия сформированы тектонические покровы и надвиги в пограничных областях зоны. Отложения зоны были смяты в систему складок, разбитых надвигами на отдельные блоки. Второй этап деформации (поздний палеозой - кайнозой) наступил после того, как была исчерпана возможность сокращения пространства из-за складчатости и скучивания по системе надвигов. Пологие надвиги трансформировались в крутые разрывы; крылья складок были разорваны и ядра их растащены в виде будин. В этот момент стало преобладать латеральное пластическое течение горных масс и сдвиговое смещение по разломам. Пространственная компенсация латерального хрупкопластического течения осуществлялась благодаря эшелонированным взбросо-сдвигам и горизонтальным складкам.

Интерпретация формирования структурных форм Южного Тянь-Шаня показывает, что в пределах складчатой области проявилось действие различных механизмов структурообразования: вертикального раздавливания общего поперечного сжатия, латерального пластического перетекания горных масс и др. Во времени и пространстве ведущая роль переходила от одного механизма к другому, а их сложная интерференция обусловила возникновение современной структуры Южного Тянь-Шаня. Это явление необходимо учитывать при разработке структурных моделей (природных или лабораторных) складчато-покровных сооружений.

1. Баратов Р.Б., Горецкая Е.Н., Шукин С.Н. Дацит-липаритовая формация Южного Гиссара. - Душанбе: Дониш, 1973. - 107 с.
2. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем // Тр. ГИН АН СССР. - 1976. - Вып. 289. - 164 с.
3. Леонов М.Г. Южный Тянь-Шань. Геологические условия проявления зеленосланцевого метаморфизма и модель геотектонического развития // Геотектоника. - 1985. - № 5. - С. 45-61.
4. Поршняков Г.С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. - Изд-во Ленингр. ун-та, 1973. - 215 с.

УДК 553.495+551.243

О.А.Крамар

Институт геохимии и физики минералов, Киев

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАТАКЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗОНЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕГО РАЗЛОМА И ЕГО ЭВОЛЮЦИЯ

Рассмотрены особенности строения и эволюция долгоживущего рудоконтролирующего разлома в связи с изменением его кинематики на протяжении трех основных тектонических этапов – синальбититового, синрудного и пострудного. Охарактеризованы типы катаклазитов и других продуктов дислокационного метаморфизма с учетом механизма образования, процессов бластеза, щелочного метасоматоза и рудоотложения.

Разлом докембрийского заложения, изученный в пределах одного из урановых рудопроявлений, залегает субсогласно в толще перемежающихся ультраметаморфических и метаморфических пород нижнепротерозойского возраста. С продолжительной историей формирования разлома и неоднократным изменением кинематики его во времени связаны развитие и локализация урановосных альбититов, пострудного дайкового комплекса пород, а также продуктов поздних рудопреобразующих процессов.

Разлом состоит из нескольких субпараллельных волнистых основных разрывных структур, являющихся правосторонними взбросо-сдвигами.

С учетом особенностей геологического строения, а также условий локализации уранового оруденения и глубины залегания тел рудных альбититов рудопроявление можно разделить на две части – западную и восточную, в пределах которых размещены соответственно западная и восточная рудно-метасоматические зоны. Первую из них (опущенный блок) слагают слепые тела рудных альбититов, вторую (приподнятый блок) – частично эродированные.

По морфологическим признакам и условиям залегания выделяются два типа зон натровых метасоматитов: 1) линейные субмеридиональные, являющиеся маломощными, но протяженными по простиранию и падению и 2) изометричные субширотные. Зоны первого типа приурочены к крупным основным разломам и вместе с контролирующими их тектонитами образуют несколько тектоно-метасоматических зон. Субширотные зоны метасоматитов контролируются кулисообразными эшелонами мелких милонитовых швов и трещин, расположенных между основ-

© О.А.Крамар, 1991

ISBN 5-12-001738-Х. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

ными разломами. Наиболее крупной из тектоно-метасоматических зон этого типа является центральная эшелонированная зона, приуроченная к лежачему крылу восточного основного разлома.

Несмотря на бесспорность выводов об исключительной роли пористых и проницаемых разрывных структур в развитии рудно-метасоматического процесса и локализации оруденения, тела рудоносных метасоматитов приурочены не ко всем казалось бы благоприятным структурам, прошедшим как синальбититовый, так и синрудный этапы развития. Анализ и учет кинематики рудоконтролирующих разломов и составляющих их элементов могут явиться дополнительным ключом к познанию закономерностей локализации и объяснению избирательной приуроченности рудоносных метасоматитов к тем или другим структурам и определению структур перспективных на оруденение.

На участке рудопроявления четко устанавливаются продукты четырех основных этапов дислокационного метаморфизма: 1) синальбититового, наиболее полно представляющего основные черты структурного плана рудопроявления, 2) синрудного, осложнившего синальбититовую структуру, развитого в пределах ее локально и как бы телескопически и контролирующего локализацию первичного оруденения в альбитах, 3) раннего пострудного (синдайкового), выразившегося в образовании секущих рудоконтролирующий разлом субширотных и диагональных зон трещиноватости с развитием в них даек диабаза, пикритовых и диабазовых порфиритов и 4) позднего пострудного (рудопреобразующего), состоящего из двух разорванных во времени подэтапов: а) мелкой трещиноватости, катаклаза и частичного брекчирования, сопровождающихся поздним окварцеванием и б) какиритизации и образования трещин скалывания, контролирующих развитие поздних генераций сульфидной минерализации и прожилкового карбоната, а также молодого уранового оруденения жильного типа.

В процессе продолжительной истории развития рудоконтролирующего разлома в пострудное время возникали не только новые разрывы, но и подновлялись древние тектонические нарушения с образованием многофазовых тектонитов. Пострудные нарушения по отношению к первичным рудам в альбититах явились в одних случаях рудосохранными, в других – рудопреобразующими.

Повсеместное наложение молодых тектонитов на древние в процессе разгрузки основных тектонических напряжений с изменением их знака во времени привело к затушению ранних тектонических структур и усложнило реконструкцию поэтапных структурных планов рудопроявления. Поэтому предметом исследований явились тектониты, представленные в зонах основных разрывов какиритами и глинками трения по брекчированным и прокварцованным бластомилонитам, развитым по древним синальбититовым брекчиям и микробрекчиям.

Изучение и сопоставление тектонитов различных тектонических этапов, слагающих основные швы разлома, с одной стороны, и оперяющие нарушения – с другой, характера сочленения этих структур и геометрии разрывов, определяющих структурный облик рудопроявления на каждом из этапов его развития, показывает, что во время первого (синальбититового) тектонического этапа блок, в пределах которого заключено рудопроявление, испытывал основное сжимающее напряжение, ориентированное согласно простиранию пород в субмеридиональном направлении. На этом этапе в процессе разгрузки тектонических напряжений сформировались субпараллельные основные швы синальбититовых микробрекчий и оперяющие их под углом 35–40° зоны непротяженных милонитовых швов, заключенных в широких полях катаклазитов. Средняя степень дислоцированности пород в этих полях равна трем баллам с преобладанием бластоцементных и бластопорфирокластических структур, часто со струйками и микрозонами бластомилонитов. С первым тектоническим этапом связано образование альбититов.

В процессе последующего (синрудного) этапа развития сложной структуры рудоконтролирующего разлома произошла смена знака поля напряжений, вследствие чего по синальбититовым микробрекчиям всех основных швов сформировались милониты, а по оперяющим зонам, содержащим нарушения сколового типа, раздвиговые участки катаклаза, чем объясняется возникновение сложных эшелонированных структур между основными разломными швами. При этом основные и частично мелкие оперяющие их разрывы, которые на начальном синальбититовом этапе были представлены разобщенными кулисообразно продолжающими друг друга разрывами, в синрудное время объединены разрушением узких перемычек между ними в местах выклинивания этих структур по простиранию. Вследствие этого тектонические швы характеризуются волнистым строением и сменой типов тектонитов в соединительных отрезках, отличающихся изменением азимутов простирания (на 30–40°) и незначительной протяженностью. Подобный механизм образования извилистых разрывных структур слиянием отдельных элементов первичных кулисообразных разрывов экспериментально воспроизвел М.В.Гзовский [1] в моделях деформаций сдвигания.

Со вторым тектоническим этапом связана локализация в катаклазированных альбититах первичного прожилково-вкрапленного уранового оруденения. Рудные тела контролируются как синрудными эшелонами мелких разрывов и катаклаза, так и элементами искривления основных швов.

В процессе формирования синрудных кулисообразных зон катаклаза, являющихся по кинематическим признакам структурами разви-

гового типа, разгрузка тектонических напряжений внутри эшелонов привела к сдвиговым перемещениям "слоев" с постепенным увеличением амплитуды сдвига от осей эшелонов к их границам, вследствие чего и образовались рудовмещающие участки катаклаза S-образной формы в альбититах [4].

В пострудное время (в эпоху герцинской тектоно-магматической активизации) в зоне рудоконтролирующего разлома сформировалась серия крупных трещин скалывания с тектоническими глинками. Эти разрывы преимущественно субсогласно залегают внутри древних швов и являются структурами разубоживания первичного уранового оруденения. В подальбититовой части вертикального разреза, т.е. глубже интервала развития древних руд, в этих разрывных нарушениях локализовано молодое уранинит-коффинитовое оруденение жильного типа, источником урана при формировании которого явились вышележащие рудные альбититы. С поздним тектоническим этапом связаны не только процессы разубоживания древнего и образование молодого уранового оруденения, но и степень сохранности вертикального размаха зон урановосных метасоматитов рудопроявления, вызванная различными уровнями эрозии приподнятых и опущенных блоков в зоне разлома. Вследствие этого сохранившийся вертикальный размах натровых метасоматитов в западной и восточной частях рудопроявления неодинаков. В восточной рудной зоне метасоматиты глубоко эродированы и выклиниваются на глубине 1000-1200 м от поверхности фундамента, а приуроченные к ним первичные руды простираются лишь до глубины 500 м. В западной рудной зоне частично эродированы лишь надрудные альбититы и сохранившийся вертикальный размах натровых метасоматитов колеблется от 1500 до 1700 м, а руды простираются по падению на 1000 м.

Изучение слагающих разлом тектонически измененных пород позволило выделить типы тектонитов по механизму их образования с учетом кинематики разлома на различных этапах (милониты, тектонически расланцованные породы и глинки трения зон сжатия, а также катаклазиты, микробрекчии, брекчии и какириты зон растяжения), количественных и структурно-текстурных признаков, а также сопутствующих процессов щелочного метасоматоза и рудоотложения, зависящих в значительной степени от характера проявления динамометаморфизма.

Максимальным проявлением тектонических деформаций и связанных с ними минеральных преобразований пород в зоне долгоживущего разлома отличаются первый (синальбитовый) и второй (синрудный) этапы.

Расчленение слагающих рудоконтролирующие разломы тектонитов

по типам и степени катаклаза с учетом количества мелкоперетертой и грубообломочной составляющих, размера катакластов и цементирующего материала, а также структурно-текстурных признаков приведено нами в ранее опубликованных работах [2, 3].

Установлено, что на рудопроявлении нет определенной системы нарушений, сформировавшейся в один этап. Судя по минеральным парагенезисам и температурам гомогенизации газово-жидких включений в минералах, слагающие разлом тектониты сформировались в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Особенности кинематики долгоживущего разлома и обусловленная ею поэтапная морфология разрывов, а также характеристика слагающих их многофазовых тектонитов позволяет методом оптического моделирования воспроизвести тектонофизические условия развития рудоконтролирующих структур и связанного с ними уранового оруденения, а также наметить ряд важных поисковых критериев на оруденение обоих типов.

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – С. 158-161.
2. Гречишников Н.П., Крамар О.А. Тектониты в докембрийских зонах разломов // Роль структурных и структурно-геохимических факторов в рудообразовании. – Киев, 1980. – С.28-36. – (Препр. / АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов).
3. Гречишников Н.П., Крамар О.А. К изучению тектонитов, контролирующих редкометальные альбититы // Структурный анализ кристаллических комплексов. – М., 1986. – С. 53-55.
4. Крамар О.А., Рымаренко В.В. Структурный анализ рудовмещающих эшелонированных зон катаклаза // Там же. – С. 56-58.

УДК 551.24.02

А.А.Козырев, В.И.Павловский, С.И.Рубинраут

Геологический институт им. С.М.Кирова, Кольский филиал АН СССР, Апатиты

ИССЛЕДОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ И ПАЛЕОНАПРЯЖЕНИЙ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ В ПОДЗЕМНЫХ ВЫРАБОТКАХ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Выполнено сравнение результатов сейсмических исследований (направление больших осей индикатрис скоростей продольных волн) и горно-технических измерений (метод разгрузки) с данными реконструкции направлений максимальных сжимающих напряжений по измерениям ориентировки трещин. Установлено достаточно близкое соответствие направлений современных и палеонапряжений. Подчеркивается целесообразность проведения сейсмических исследований в подземных выработках для решения различных геотектонических и геомеханических задач.

© А.А.Козырев, В.И.Павловский, С.И.Рубинраут, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

Проблема изучения напряженно-деформированного состояния пород в естественном залегании приобретает особую практическую значимость при отработке месторождений подземным способом. Разрушение выработок, вызывающее нарушение технологии ведения горных работ, обусловливает необходимость проведения работ по разработке и обоснованию новых способов определения напряжений, установлению закономерностей их распределения в реальных массивах.

При отработке апатито-нефелитовых месторождений Хибинского массива, являющихся основной сырьевой базой отечественной промышленности по производству минеральных удобрений, высоконапряженные участки массивов горных пород отмечаются уже на относительно небольших глубинах до 0,5 км [1]. В выработках широко распространены динамические формы проявления горного давления: шелушение, стреляние, вплоть до горных ударов.

Одним из основных итогов предшествующих исследований, выполненных с широким использованием методов натурных шахтных определений, явилось установление причин повышенной напряженности пород, которая в настоящее время объясняется действием (дополнительно к весу пород) сил тектонической природы [1]. Цель настоящей работы – обобщение данных, полученных в последние годы по ряду месторождений, в том числе с применением нетрадиционных методов, и анализа на их основе вопроса о связи современных полей напряжений с действовавшими на период формирования тектонической структуры месторождений (палеонапряжения).

Для инструментального определения параметров современных напряжений в механике горных пород разработан и используется широкий комплекс горнотехнических и геофизических методов. Базовым среди них является метод разгрузки керна скважин, основанный на измерении деформаций упругого восстановления размеров и формы керна при его отделении от напряженного массива. Расширяется применение геофизических методов – ультразвукового и сейсмического, в основу которых положена экспериментально установленная зависимость скоростей распространения упругих волн от напряжений. Использование волн разного диапазона частот (десятки килогерц и 20–200 Гц) позволяет осуществлять оценки напряженного состояния значительно отличающихся по размеру участков массива (десятки сантиметров и сотни метров соответственно).

Натурным полигоном для экспериментального изучения полей напряжений комплексом методов выбраны породы добычного горизонта + 252 м Кировского рудника, отрабатывающего Кукисвумчоррское месторождение. Опорные определения методом разгрузки показали, что поле современных напряжений характеризуется уровнем максимальных

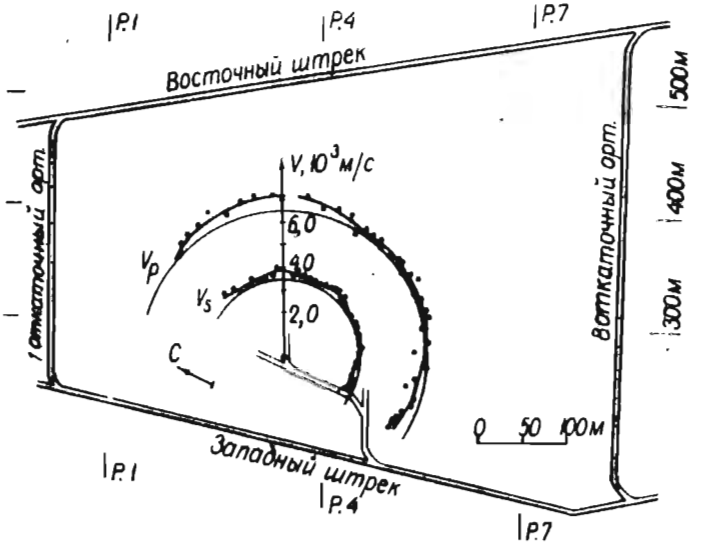


Рис. 1. Геолого-тектонические особенности строения рудного поля Кукисвумчоррского месторождения. Условные обозначения: 1 – радиальный разлом; 2 – контуры рудного тела; 3 – зоны шпреуштейнизации

Рис. 2. Пример определения ориентировки максимальных напряжений для северной части горизонта методом сейсмического просвечивания. Условные обозначения: 1,2 – пункты возбуждения и приема упругих колебаний

сжимающих напряжений 30 МПа в рудах и 30–50 МПа во вмещающих породах. Их ориентировка близка к горизонтальной, средний азимут – около 90°. (При вариации на отдельных участках от 60 до 130°.)

Цель постановки среднечастотных сейсмических исследований – охарактеризовать особенности регионального распределения напря-

Сопоставление скоростей в различных тектонических блоках (доверительные вероятности расхождения средних значений)

Блоки	v_p, км/с	v_T, км/с	Блоки				
			I	II	III	IV	V
I	6,1	39	–	0,8	0,98	0,99	0,99
II	6,0	65	0,8	–	0,98	0,99	0,99
III	5,7	25	0,98	0,98	–	0,5	0,5
IV	5,6	43	0,99	0,99	0,5	–	0,5
V	5,6	32	0,99	0,99	0,5	0,5	–

Примечание: 0,5 – малая вероятность ($\alpha < 0,8$).

жений. Профилирование системы последовательно расположенных выработок и сейсмическое просвечивание блоков пород между ними позволили построить карты изолиний значений скоростей продольных и поперечных волн и упругих параметров по площади горизонта [2]. На этой основе выполнено обобщение материалов в рамках блочной модели массива, который в рассматриваемых условиях естественно разделен тектоническими нарушениями на пять тектонических блоков (рис. 1). С использованием статистических оценок распределений величин скоростей (таблица) установлено, что часть тектонических блоков отличается повышенным уровнем напряжений (I и II). Наиболее вероятно это объяснить влиянием разломной тектоники в пределах рассматриваемого участка, различием условий нагружения на границе блоков, в результате чего одна часть блоков выступает в качестве "несущих конструкций", а другая – оказывается разгруженной. Другим объяснением может служить влияние крупного северного радиального разлома (см. рис. 1), создающего в непосредственной близости от себя зону повышенного опорного давления.

Цель изучения азимутального распределения скоростей (рис.2) – оценить ориентировку максимальных сжимающих напряжений в горизонтальной плоскости [2]. Отчетливо заметная вытянутость полученных индикатрис в направлении, перпендикулярном к слоистости руд и пород, позволила идентифицировать наблюдаемое распределение скоростей как наведенную напряжениями анизотропию с преимущественной ориентировкой максимальных нагрузок по азимуту 65° (рис. 3). В дальнейшем этот вывод был распространен на остальные части горизонта, а также получил подтверждение в данных ультразвуковых измерений.

Параметры полей палеонапряжений изучались методом тектонофизических реконструкций, основанном на известных закономерностях возникновения разрывных нарушений [3]. В качестве исходных данных использовались материалы по нарушениям двух масштабных уров-

ней: мелко- и крупноблоковая трещиноватость (характерный размер структурного элемента l = 2÷10 см) и разломная тектоника (l – десятки, сотни метров). При этом принималось, что пространственная ориентировка плоскостей нарушений, в частности двух сопряженных систем трещин скола, а также направление смещений по этим плоскостям, однозначно определяются направлением главных напряжений. Направление пересечения сопряженных поверхностей скальвания совпадает с направлением промежуточного напряжения σ_2, а биссектрисы образовавшихся острого и тупого углов – с направлениями максимального и минимального по абсолютной величине сжимающих напряжений σ_3 и σ_1 соответственно.

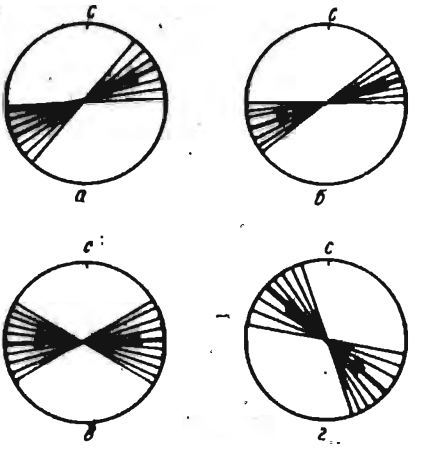


Рис. 3. Ориентировка максимальных сжимающих напряжений по данным комплекса методов. Условные обозначения: а – сейсмический метод; б – реконструкция по разломной тектонике; в – метод разгрузки; г – реконструкция по трещиноватости

Для реконструкции параметров поля палеонапряжений использованы диагональные по отношению к рудному телу системы трещин III и IV (средние азимуты простирания 179 и 91°, углы падения – 70°) и субгоризонтальные трещины как отражающие наиболее поздний этап деформирования массива [7]. Сопряженность III и IV систем установлена по их типичному сколовому характеру, одинаковой минерализации и взаимному пересечению.

Проведенная по ним реконструкция, а также присутствие интенсивно развитых субгоризонтальных трещин отрыва свидетельствуют о том, что минимальное напряжение σ_1 субвертикально, максимальное – субгоризонтально [5]. Азимут последнего – около 130° (см. рис.3).

Анализ, проведенный по данным о разломной тектонике показал, что реконструированное поле также характеризуется горизонтальным положением оси σ_3. Ее азимут составляет около 70°.

При совместном анализе приведенных данных появляется возможность подойти к вопросу о связи современных и палеонапряжений на основе полученного натурного экспериментального материала. Прежде всего представляется закономерным совпадение выводов о субгоризон-

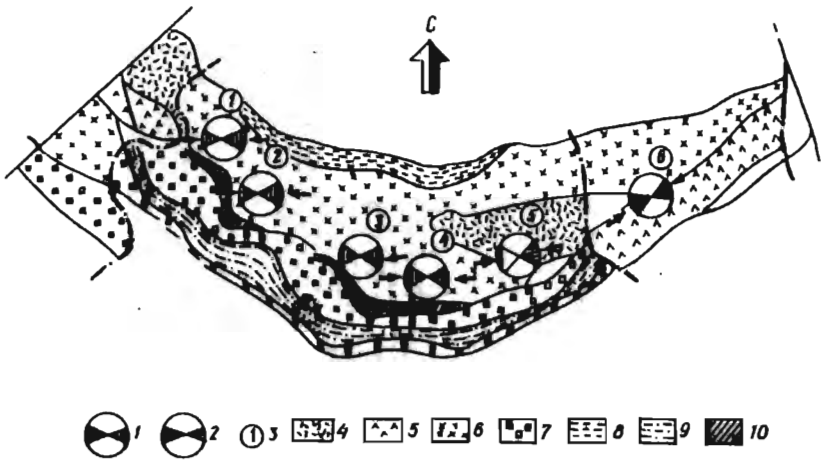


Рис. 4. Направление тектонических напряжений на эксплуатируемых и перспективных месторождениях Хибинского массива. Условные обозначения: 1 – по данным инструментальных измерений; 2 – прогнозные; 3 – месторождения (1–6 – Кукисвумчоррское, Юкспорское, Апатитовый цирк, Плато Расвумчорр, Коашва, Олений ручей). Породы: 4 – нефелитовые сиениты; 5 – массивные слюдяные рисчорриты; 6 – рисчорриты; 7 – ийолит-уртиты; 8 – гнейсовидные рисчорриты; 9 – трахитоидные ийолиты

тальной ориентировке σ_{max} по данным методов разгрузки, ультразвукового прозвучивания тектонофизических реконструкций. Переходя к сравнению значений азимутов σ_3, отмечаем следующее. Наилучшая сходимость наблюдается между материалами сейсмических измерений и реконструкции по разломной тектонике (см. рис. 3). Близкие значения азимута σ_3 имеют место и по данным метода разгрузки. Последние в свою очередь удовлетворительно коррелируют с результатами реконструкций по трещиноватости.

Таким образом, по Кукисвумчоррскому месторождению наблюдается в целом удовлетворительная сходимость данных о направлении σ_3, полученных указанными методами, что свидетельствует о "наследственности" современных напряжений поля палеонапряжений. Выделяющееся из общей совокупности значение азимута σ_3, реконструированного по данным трещиноватости, не является, на наш взгляд, существенным противоречием. Наиболее вероятно, что хорошая согласованность данных сейсмики и реконструкции по разломам, с одной стороны, данных метода разгрузки и реконструкции по трещиноватости – с другой, при несколько больших значениях, полученных по-

следним методом, является отражением масштабной иерархии полей напряжений, проявившейся в обоих полях при их изучении методами со значительно отличающимися базами измерений. Нельзя также полностью исключить возможное влияние различий во время образования используемых при анализе структурных элементов.

Сделанный вывод подтверждается также результатами аналогичных сопоставлений данных метода разгрузки и тектонофизических реконструкций по месторождениям Юкспор, Апатитовый Цирк, Плато Расвумчорр, а также сопоставлением данных реконструкций и сейсмических определений по месторождению Коашва. Основываясь на этом, можно распространить выявленную связь полей также на другие апатито-нефелиновые месторождения Хибинского массива и использовать метод тектонофизических реконструкций для оценки в первом приближении параметров современных полей напряжений на ранних стадиях геологоразведочного процесса и подготовки месторождений, когда применение других инструментальных методов ограничено или полностью исключено из-за отсутствия горных выработок (рис. 4). С другой стороны, возможно решение "обратной" задачи, когда по данным геомеханических измерений реконструируются поля напряжений, действовавшие при формировании разломной тектоники. Перспективным в этом отношении представляется применение методов, отличающихся значительными базами измерений, например сейсмического. В заключение можно сделать общий вывод о необходимости продолжения комплексных исследований современных и палеонапряжений с целью накопления фактических материалов для различных геотектонических и геомеханических условий.

1. Тектонические напряжения и горное давление в рудниках Хибинского массива / И.А.Турчанинов, Г.А.Марков, В.И.Иванов, А.А.Козырев. – Л.: Наука, 1977. – 213 с.
2. Сейсмические исследования в горных выработках Хибинского массива / В.И.Павловский, Г.А.Иванов, С.И.Рубинраут, Б.И.Берман.– Апатиты, Изд-во КФ АН СССР, 1987. – 81 с.
3. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 535 с.
4. Вировлянский Г.М., Онохин Ф.М., Титов В.Н. Изучение структуры месторождений в процессе геологического обслуживания рудников// Рудничная геологическая служба на Хибинских апатитовых месторождениях. – М., 1976. – С. 73-93.
5. Козырев А.А., Ширяев А.А. Прогнозная оценка напряженного состояния пород Хибинского массива по тектоническим данным // Исследования напряжений в горных породах. – Новосибирск, 1985. – С. 2-30.

УДК 551.24+550.8+551.243

В.Б.Волков, В.И.Николаенко

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев

ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНАЯ ПЛАСТИЧНОСТЬ ГЕТЕРОГЕННО-СЛОИСТЫХ СРЕД И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Рассмотрен косвенный метод оценки тектонического поведения деформированных гетерогенно-слоистых сред по данным структурного картирования и геохимического опробования. На основании двухкомпонентной модели среды с исходно выдержанными горизонтально залегающими слоями (в случае прямолинейности межслоевых границ) получено уравнение, связывающее осевые мощности пласта и его составляющих. Параметрами уравнения являются начальная мощность пласта и градиенты изменения осевых мощностей. Соотношение между ними выражается через коэффициенты уравнения регрессии. Отношение градиентов изменения осевых мощностей составляющих пласта характеризует дифференциальную пластичность, а начальная мощность – степень деформированности.

В некоторых случаях, сравнивая корреляционные связи между структурными параметрами с теоретически выведенными зависимостями, можно косвенно оценить тектонофизическое поведение геологических толщ. Например, используя простую двухслойную модель гетерогенно-слоистой толщи, можно получить уравнение, связывающее осевую мощность пласта и мощность составляющих его слоев, считая незначительным искривление межслоевых границ в процессе деформации. Как параметры в это уравнение войдут первоначальная полная мощность пласта, относительная доля слоев различного состава и градиенты изменения осевых мощностей отдельных слоев. Построить соответствующие этим зависимостям уравнения линейной регрессии можно, используя значения мощностей пласта и его составляющих, определенные по результатам структурного картирования и геохимического опробования. Тогда, сравнивая коэффициенты уравнений регрессии и модельных уравнений, можно рассчитать отношение градиентов изменения осевых мощностей слоев и первоначальную мощность всего горизонта, оценить относительную пластичность слоев различного состава и степень деформированности всего горизонта.

Слои различного состава, как правило, отличаются по содержанию рудных минералов. В таких случаях дифференциальная пластичность различных слоев в процессе деформации может влиять на рудоносность деформированных толщ.

Рассмотрим более подробно закономерности процесса структурообразования с тектоническим перераспределением вещества в гете-

© В.Б.Волков, В.И.Николаенко, 1991

ISBN 5-12-001738-Х. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

рогенно-слоистой толще на примере двухслойной модели рудоносного пласта с исходно выдержанными и постоянными по простиранию мощностями горизонтально залегающих слоев. Постоянную мощность рудной и безрудной составляющих пласта, а также его собственную мощность обозначим как $M_0^{L_0}$, $m_0^{L_0}$ и $d_0^{L_0}$. Рудный компонент, по предположению, содержится только в минералах рудной части пласта, вторая компонента пласта – безрудная. Исходное объемное содержание рудного минерала $C_M^{L_0}$ в пласте постоянно на рассматриваемом участке профиля и определяется отношением мощности рудной компоненты $M_0^{L_0}$ к мощности пласта $d_0^{L_0}$, т.е. $C_M^{L_0} = M_0^{L_0}/d_0^{L_0}$. Аналогичным образом определяется исходное содержание нерудного минерала $C_m^{L_0} = m_0^{L_0}/d_0^{L_0}$ в пласте. В результате деформации пласта межслоевые границы искривляются, вследствие чего осевые мощности слоев оказываются переменными величинами и описываются некоторыми функциями, зависящими от положения точки наблюдения x_j на профиле $M_i^{L_0} = M_i^{L_0}(x_j)$, $m_i^{L_0} = m_i^{L_0}(x_j)$ и $d_i^{L_0} = d_i^{L_0}(x_j)$. Во многих случаях искривление границ незначительно, и в первом приближении их можно аппроксимировать отрезками прямых. Тогда осевые мощности слоев будут линейными функциями x_j:

$$M_i^{L_0} = M_i^{L_0}(x_j) = M_0^{L_0}\left(1 - \varepsilon_M^{L_0}\frac{x_j}{L_0}\right), \qquad (1)$$

$$m_i^{L_0} = m_i^{L_0}(x_j) = m_i^{L_0}\left(1 - \varepsilon_m^{L_0}\cdot\frac{x_j}{L_0}\right), \qquad (2)$$

$$d_i^{L_0} = d_i^{L_0}(x_j) = d_i^{L_0}\left(1 - \left(\varepsilon_M^{L_0} C_M^{L_0} + \varepsilon_m^{L_0} C_m^{L_0}\right)\frac{x_j}{L_0}\right), \qquad (3)$$

где $\varepsilon_M^{L_0}$, $\varepsilon_m^{L_0}$ – нормированные градиенты изменения осевых мощностей рудной и безрудной частей рудоносного пласта вдоль профиля. Нормированные градиенты изменения осевых мощностей составляющих пласта равны отношению величины соответствующего ненормированного градиента к его максимальному значению, равному отношению первоначальной мощности этого слоя к половине его длины L_0. Выраженный в процентах, нормированный градиент изменения осевой мощности показывает, в какой степени деформирован слой.

Исключая из уравнений (1)-(3) координату точки наблюдения на профиле x_j, получаем уравнение связи между осевой мощностью пласта и мощностью его компонент после деформации:

$$M_i^{L_0} = \left(d_i^{L_0} + \left(\frac{\varepsilon_m^{L_0}}{\varepsilon_M^{L_0}} - 1\right) C_m^{L_0} d_0^{L_0}\right) \Big/ \left(1 + \frac{\varepsilon_m^{L_0} C_m^{L_0}}{\varepsilon_M^{L_0} C_M^{L_0}}\right), \qquad (4)$$

$$m_i^{L_0} = \left(d_i^{L_0} + \left(\frac{\varepsilon_M^{0}}{\varepsilon_m^{L_0}} - 1\right) C_M^{L_0} d_0^{L_0}\right) \Big/ \left(1 + \frac{\varepsilon_M^{L_0} C_M^{L_0}}{\varepsilon_m^{L_0} C_m^{L_0}}\right). \qquad (5)$$

Параметрами в этих уравнениях являются отношения нормированных градиентов изменения осевых мощностей слоев $\varepsilon_m^{L_0}/\varepsilon_M^{L_0}$, начальное содержание рудного минерала в пласте $C_M^{L_0}$ и первоначальная мощность пласта $d_0^{L_0}$.

Пусть для какого-либо пласта известны мощности его рудной и безрудной компоненты. По этим данным можно построить уравнения линейной регрессии такого вида:

$$M_i = C_M (d_i + B_M), \tag{6}$$

$$m_i = C_m (d_i + B_m). \tag{7}$$

По коэффициентам регрессии C_M, B_M, C_m, B_m и известному первоначальному составу пласта $C_M^{L_0}$, $C_m^{L_0}$ отношение нормированных градиентов изменения осевых мощностей рудной и безрудной частей пласта $\varepsilon_m^{L_0}/\varepsilon_M^{L_0}$ рассчитывается по формуле

$$\frac{\varepsilon_m^{L_0}}{\varepsilon_M^{L_0}} = \frac{C_m C_M^{L_0}}{C_M C_m^{L_0}}. \tag{8}$$

Неизвестная первоначальная мощность пласта до деформации $d_0^{L_0}$ определяется с помощью одного из выражений:

$$d_0^{L_0} = \frac{C_M B_M}{C_M C_m^{L_0} - C_M C_m^{L_0}} = \frac{C_m B_m}{C_M C_m^{L_0} - C_m C_M^{L_0}} = \frac{1}{2} \frac{C_M B_M - C_m B_m}{C_m C_M^{L_0} - C_M C_m^{L_0}}. \tag{9}$$

Отношение нормированных градиентов изменения осевых мощностей пласта характеризует дифференциальную пластичность слагающих данную геологическую толщу слоев, а величина исходной мощности пласта говорит о степени его деформированности.

Применимость данной схемы деформации предложенной гетерогенно-слоистой модели к структурному анализу месторождений богатых железных руд Кривбасса обосновывается тем, что слоистость является наиболее характерной особенностью пород этого типа. Она отражает ритмичность процессов осадконакопления, морфологию залегания пластов, имеет определенный вещественный состав [1, 2].

Породы железисто-кремнистых формаций докембрия обладают весьма четкой, выдержанной по составу и контрастной полосчатой текстурой [3, 4]. Образование и характерные особенности слоистых текстур железных руд криворожского типа – результат сложных, последовательно развивавшихся процессов седиментации, литификации, метаморфизма и гипергенеза.

Слоистость горных пород служит необходимой предпосылкой развития таких структурных форм, как складки, будинаж, флексуры, образование которых сопровождается изгибанием слоев и искривлением

границ между ними. Если гетерогенно-слоистая толща сложена слоями двух разных типов, одни из которых имеют рудную специализацию, а другие ее не имеют, то в результате деформации этой толщи возможно преобладающее закономерное изменение осевых мощностей слоев одного типа вследствие дифференциальной пластичности слоев разного состава. В результате это может привести к изменению первоначального распределения рудного вещества в пласте.

Пятый железистый горизонт саксаганской свиты криворожской серии, сложенный джеспилитами и железистыми кварцитами, состоит в основном из кварца и оксидов железа. Мартитовые руды представляют собой практически двухкомпонентную систему, третий слоевой компонент которой встречается в незначительном количестве [5-7]. По данным разведочного бурения известны мощности пласта d_i в различных структурных позициях. Необходимые для построения уравнений регрессии значения эффективной мощности рудной составляющей M_i рассчитаны по результатам химико-аналитического определения общего содержания железа в породе C_i^{Fe}. В случае двухкомпонентного состава пласта и известного отношения плотностей рудного и нерудного породообразующих минералов расчет проводится по формуле

$$M_i = \frac{d_i}{1 + (C/C_i^{Fe} - 1)\rho_M/\rho_m}, \qquad (10)$$

где C – содержание железа в рудном минерале 72,5 %. Отношение плотности рудного и нерудного минерала принималось равным 1,95 [8].

Полученные значения коэффициентов уравнений линейной регрессии, коэффициентов корреляции, отношения нормированных градиентов изменения осевых мощностей составляющих пласта и его исходная мощность приведены в таблице. Принятое в расчетах объемное содержание рудного минерала C_M^{Fe} в пласте до деформации равно 38,7 %, что соответствует исходному весовому содержанию железа в пласте C^{Fe} = 40 %.

Как видно из приведенных данных, нормированный градиент изменения осевой мощности кварцевой составляющей пласта в среднем на 20 % больше. Такое различие может быть следствием интегрального учета широкого развития процессов будинирования кварцевых слоев в многослойном горизонте. Вследствие усредненного учета изменения мощностей отдельных мелких слоев градиент изменения осевой мощности кварцевой составляющей пласта оказывается несколько выше градиента изменения осевой мощности рудной компоненты. Это приводит к локальному обогащению некоторых участков железистых

Результаты анализа корреляционных связей между структурными параметрами месторождений Кривбасса*

Месторождение рудника	N	r	C_M, %	B_M, m	$\varepsilon_m^{L_0}/\varepsilon_M^{L_0}$	$d_0^{L_0}$, m
им. Кирова	12	0,71	34,9	10,0	1,178	92
им. К.Либкнехта	50	0,72	34,1	13,8	1,220	102
им. Коминтерна	23	0,68	29,5	18,6	1,508	60
им. Фрунзе	9	0,89	37,6	5,4	1,075	118
им. XX партсъезда	69	0,82	37,1	10,5	1,070	244
им. Р.Люксембург	19	0,94	32,8	12,5	1,293	70
Средние значения	182	0,84	33,3	14,4	1,265	89

* N – количество точек; r – коэффициент корреляции; C_M, B_M – коэффициенты регрессии; $\varepsilon_m^{L_0}/\varepsilon_M^{L_0}$ – отношение нормированных градиентов изменения осевых мощностей; $d_0^{L_0}$ – исходная мощность пласта

горизонтов по мере развития деформаций такого типа и может являться одним из факторов, способствующих образованию месторождений богатых железных руд на участках повышенной деформированности железистых горизонтов.

1. Эволюция вулканизма в истории Земли. – М.: Недра, 1973. – 253 с.
2. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. – М.: Мир, 1969. – 247 с.
3. Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. – Киев: Наук. думка, 1972. – 388 с.
4. Докембрийские железорудные формации мира. – М.: Мир, 1975. – 370 с.
5. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. – Киев: Наук. думка, 1978. – 328 с.
6. Метаморфогенное рудообразование. – М.: Наука, 1977. – 279 с.
7. Проблемы образования железистых пород докембрия. – Киев: Наук. думка, 1969. – 312 с.
8. Справочник физических констант горных пород. – М.: Мир, 1969. – 544 с.

УДК 550.34.06

Б.Г.Пустовитенко, Т.А.Пантелеева

Институт геофизики им. С.И.Субботина АН УССР, Киев, Симферополь

ИЗУЧЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ В КРЫМСКОМ СЕЙСМОАКТИВНОМ РЕГИОНЕ

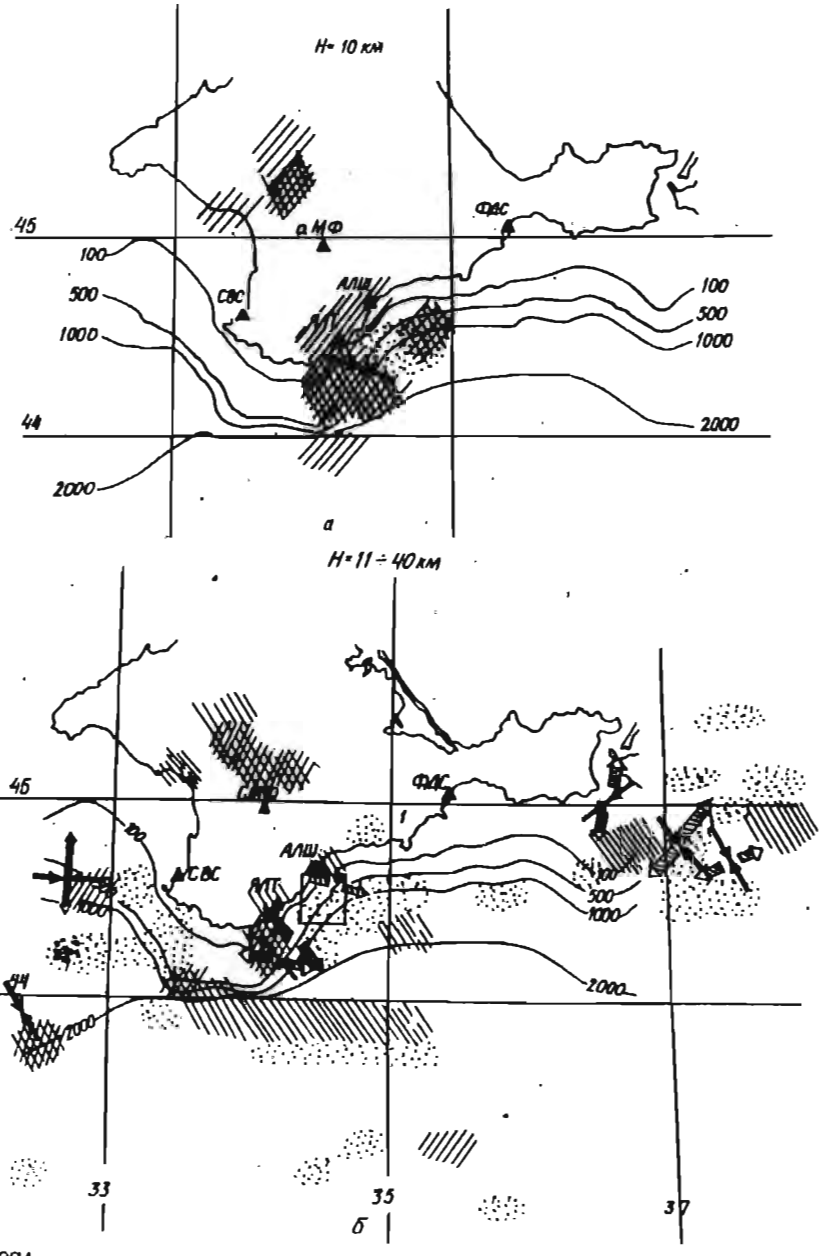
По данным об очаговых параметрах землетрясений получено пространственное поле ориентации главных осей напряжений, величин сброшенных напряжений $\Delta\sigma$ и деформаций ε в тектонических структурах Крымской сейсмогенерирующей зоны. Выделены участки относительно повышенных и пониженных значений $\Delta\sigma$ и ε, приведенных к одному энергетическому уровню ($\delta\lg\Delta\sigma$, $\delta\lg\varepsilon$). Области ($+\delta\lg\Delta\sigma$) приурочены к местам смены ориентировки простирания тектонических структур. Максимальные значения $\Delta\sigma$ не превысили 100 бар, общий вклад слабых землетрясений Крыма за период 1955–1986 гг. в тектоническую деформацию среды региона составил $5\cdot10^{-10}$. Наибольшей деформации подверглась среда в очаговой зоне сильного землетрясения 11 сентября 1927 г. и его афтершоков: $\varepsilon = 5\cdot10^{-6}$ при скорости течения горных масс $V_\varepsilon = 6\cdot10^{-5}$ год$^{-1}$.

Прямые количественные измерения напряжений и деформаций в структурах Крымского региона практически невозможны: основные сейсмоактивные разрывные нарушения области континентального склона Черноморской впадины скрыты под толщей водного слоя. Изучение напряженного состояния глубинной среды нами проведено косвенным методом по данным об очаговых параметрах сильных и слабых землетрясений Крыма. Использованы механизмы очагов, определенные по знакам первых вступлений продольных волн на группу станций по методике А.В.Введенской [1] и динамические параметры очагов 300 землетрясений Крыма, рассчитанные по спектрам записей продольных и поперечных сейсмических волн [2] с использованием дислокационной модели Бруна [3]. Из динамических параметров в настоящей работе рассматриваются только сброшенное (снятое) напряжени $\Delta\sigma$, упругая деформация сдвига ε.

Поле тектонических напряжений, реконструированное по данным о механизме очагов сильных и совокупностей слабых землетрясений, имеет неоднородный характер как во всем регионе, так в отдельных его частях (рис. 1). В восточной части региона вблизи Кавказского побережья и в районе Черноморской впадины преобладают близгоризонтальные сжатия, в западной части горизонтальны и силы сжатия и растяжения. В центральной части региона приповерхностные слои земной коры ($H \leq 10$ км) испытывают сжатие, а нижние слои ($H >$

© Б.Г.Пустовитенко, Т.А.Пантелеева, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.


H= 10 км
45
44
100
500
1000
2000
СВС
АЛШ
ФДС
а
H=11÷40 км
45
44
33
35
37
100
500
1000
2000
СВС
АЛШ
ФДС
б

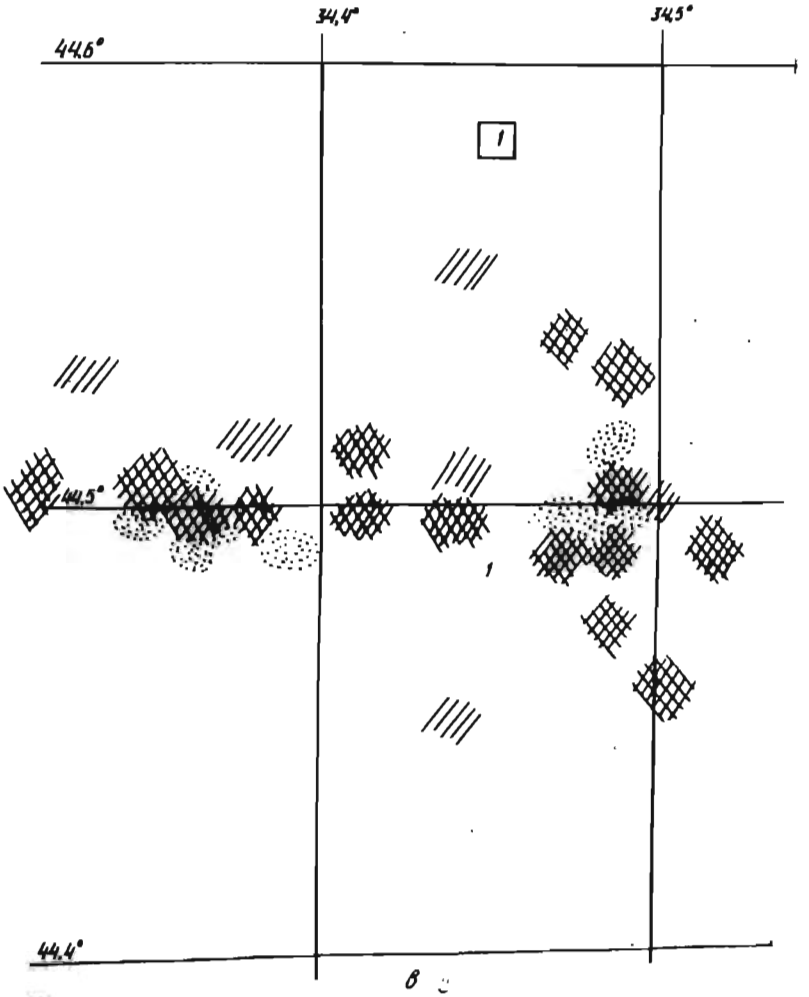


Рис. 1. Пространственная структура поля вариаций сброшенных напряжений ($\delta\varphi\Delta\sigma$): а, б – во всем регионе на глубинах соответственно от 0 до 10 км и от 11 до 40 км; в – в зоне форшоков и афтершоков 1984 г. (1 – основной толчок):
1 – область пониженных значений $\Delta\sigma$ и $\varepsilon(-\delta\varphi\Delta\sigma)$; 2 – область повышенных значений $\Delta\sigma$ и $\varepsilon(+\delta\varphi\Delta\sigma)$; 3 – отклонения величин $\delta\varphi\Delta\sigma$, близких к нулю; 4 – ориентация осей главных напряжений в очагах землетрясений (сжатия и растяжения)

>10 км) – растяжение. Разрушительное крымское землетрясение 1927 г. произошло под действием близгоризонтальных сил растяжения и близвертикальных сил сжатия и имело сбросо-одвиговую подвижку с крутым падением висячего крыла разрыва [4].

Количественные значения напряжений, снятых во время местных крымских землетрясений, и деформация среды региона за период 1955–1986 гг. составляли: $\Delta\sigma$ от 1 до 100 бар, $\varepsilon = 1 \cdot 10^{-6} \div 2 \cdot 10^{-4}$ (рис. 2). Величины $\Delta\sigma$ и ε зависят от энергии (силы) землетрясения и в диапазоне энергетических классов К = 6,5 ÷ 12 связаны корреляционным соотношением:

$$\begin{aligned} \lg \Delta\sigma &= 0{,}42\ К - 3{,}23, \quad \rho = 0{,}9 \\ \lg \varepsilon &= 0{,}42\ К - 8{,}69, \quad \rho = 0{,}9 \end{aligned} \qquad (1)$$

(где К = $\lg E$, Дж; ρ – коэффициент корреляции), т.е. в целом для всего региона при изменении энергии землетрясения на порядок сброшенные напряжения и деформации сдвига изменяются только в 2,5 раза. Для более сильных землетрясений (К> 12) это соотношение не выполняется, $\Delta\sigma$ становятся в большей степени зависимыми от типа подвижки в очаге от прочностных свойств среды. Так, при самом сильном землетрясении 1927 г. (К = 16) с протяженностью разрыва около 40 км $\Delta\sigma$ = 17 бар, а при более слабом землетрясении 6 августа 1972 г. (К = 12) со сдвиговым типом подвижки [5] было сброшено 77 бар. Эти землетрясения различались между собой не только типом очага, но и типом последовательностей высвобождения энергии: при первом накопленные напряжения сбрасывались рассредоточенно по объему и постепенно во время многочисленных форшоков и афтершоков [4], а при втором – практически мгновенно во время одного толчка.

Рассмотрим особенности распределения напряжений $\Delta\sigma$ и ε в отдельных частях региона (за период 1955–1986 гг.). Чтобы исключить влияние энергии землетрясения будем рассматривать не сами наблюденные значения $\Delta\sigma_н$ и $\varepsilon_н$, а их отклонения $\delta \lg \Delta\sigma$ от средних долговременных $\overline{\Delta\sigma}$ и $\overline{\varepsilon}$, рассчитанных по соотношению (1):

$$\delta \lg \Delta\sigma = \lg \Delta\sigma_н - \lg \overline{\Delta\sigma}.$$

Пространственная структура поля вариаций сброшенных напряжений и деформаций ($\delta \lg \Delta\sigma$, $\delta \lg \varepsilon$) имеет мозаичный характер как во всем регионе, так и в отдельных его частях (см. рис. 2). На глубине в слое Н = 0÷10 км выделена группа относительно повышенных ($+\delta \lg \Delta\sigma$) и пониженных значений ($-\delta \lg \Delta\sigma$) сброшенных напряжений (см. рис. 1,а). Наибольшие напряжения снимаются на краях области максимальной плотности эпицентров в центральной части

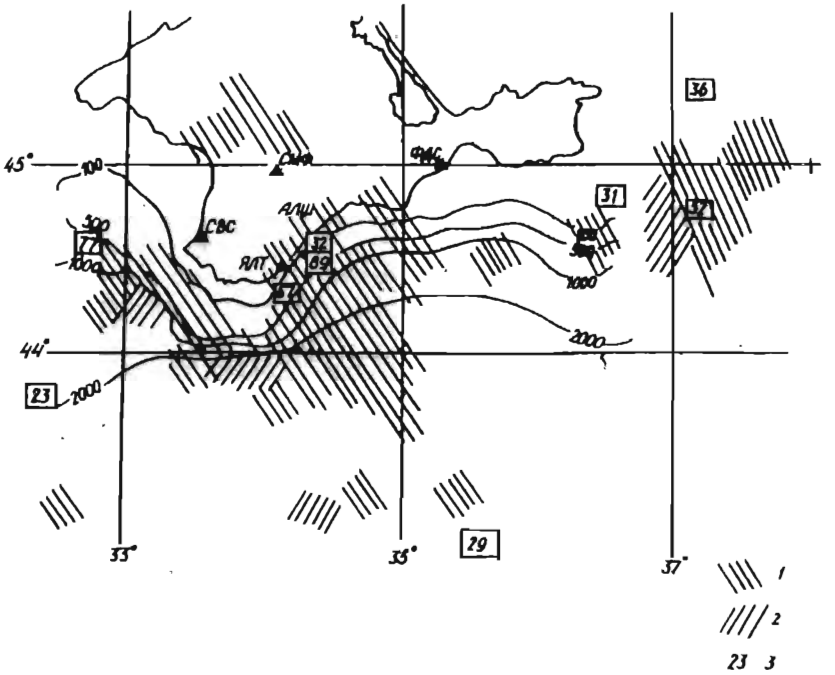


Рис. 2. Пространственное распределение сброшенного напряжения: 1 – значения величин $\Delta\sigma$ в интервале от 0 до 10 бар; 2 – значения величин $\Delta\sigma$ в интервале от 10 до 20 бар; 3 – повышенные значения картируемой величины ($\Delta\sigma > 20$ бар)

региона и приурочены к местам сочленения разрывных структур различной ориентировки (места перегиба изобат континентального склона). На глубинах H = 11÷40 км (см. рис. 1,б) устойчиво сохраняется область $+\delta^{1/3}\Delta\sigma$ в степной части Крыма и южнее г.Ялты. Кроме того, появляется новая зона $+\delta^{1/3}\Delta\sigma$ в западной части региона, приуроченная также к месту перегиба основных структур. Таким образом, поле очаговых параметров довольно устойчиво в пространстве и, вероятно, связано со сложным неоднородным полем тектонических напряжений и особенностями упругих и прочностных свойств участков глубинной среды.

Более тонкую структуру неоднородности поля $\delta^{1/3}\Delta\sigma$ можно рассмотреть на примере очаговой зоны землетрясения в Крыму 5 июля 1984 г. с энергетическим классом K = 11,4 (см. рис. 1,в). Особенностью этого землетрясения являются завышенные размеры зоны раз-

рушения и мультиплетность высвобождения энергии в виде многочисленных форшоков и афтершоков после главного толчка. Основной разрыв произошел при повышенных значениях сброшенных напряжений ($\Delta\sigma$ = 88 бар) [6] и его очаг окружен полем положительных $\delta \lg \Delta\sigma$. Отдельные участки $-\delta \lg \Delta\sigma$ относились по времени к заключительной стадии разгрузки зоны – к концу афтершоковой последовательности.

Тектоническая деформация и скорость деформирования среды за счет землетрясений рассчитаны нами с использованием понятия течения горных масс [7, 8]. Для Крымского региона размерами 200 х х 100 км и мощностью активного сейсмического слоя ΔH = 50 км за период 1955–1986 гг. общий вклад от землетрясений в тектоническую деформацию среды элементарного объема составил $5 \cdot 10^{-10}$ при средней скорости деформации $1{,}5 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$. Для центральной зоны региона за этот же период общая деформация среды и скорость примерно в 2,5 раза выше, чем в целом для региона. Следовательно, локальные участки земной коры во время землетрясений испытывали деформации на несколько порядков превышающие эти средние по всему объему значения. Так, в первый месяц после разрушительного землетрясения 11 сентября 1927 г. общая деформация среды очаговой зоны составила $\varepsilon = 5 \cdot 10^{-6}$ при скорости течения масс $\bar{V}_e = 6 \cdot 10^{-5}$ год$^{-1}$. Близкая к этой получена средняя скорость деформации в первые сутки разрушения среды в очаговой зоне землетрясений 5 июля 1984 г. $\bar{V}_e = 10^{-5}$ год$^{-1}$.

Описанные выше значения ε и $\bar{V}_e$ относятся также к довольно большим объемам среды, внутри которых землетрясения представляют собой отдельные включения со своими реальными размерами и местной деформацией в элементарной ячейке (объеме). Деформация в очаге конкретного землетрясения (см. значения ε из уравнения (1) К = 6,5 ÷ 12) на порядок и более превосходит среднюю деформацию по объему очаговой зоны и на несколько порядков – среднюю тектоническую деформацию (за счет землетрясений) по всему региону. В целом скорость деформации среды, как и характер снятия напряжений, даже в пределах одной очаговой зоны может существенно изменяться со временем.

Работа по исследованию напряжений и деформаций в структурах Крымского региона по динамическим параметрам очагов землетрясений выполнена впервые и требует дальнейшего развития и комплексирования с данными экспериментальной и полевой тектонофизики.

1. Введенская А.В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений при помощи теории дислокации. – М.: Наука. – 1969. – 136 с.
2. Пустовитенко Б.Г., Пантелеева Т.А. Динамические параметры зем-

летрясений Крыма // Землетрясения в СССР в 1982 г. – М.: Наука. – 1985. – С. 98–104.
3. Brune J.N. Tectonic stress and spectra of seismic waves from earthquakes // J. Geophys. Res. – 1970. – 75. – P.4997–5009.
4. Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е., Аверьянова В.В., Шебалин Н.В. Об особенностях очаговых зон сильных крымских землетрясений 1927 г. // Вопр. инж. сеймологии. – 1976. – Вып. 18. – С. 25–31.
5. Пустовитенко В.Г. Механизм очага трех Черноморских землетрясений // Геофизические исследования строения земной коры. – Киев: Наук. думка. – 1978. – С. 22–29.
6. Пантелеева Т.А. Спектры и динамические параметры очагов землетрясений Крыма в 1984 г. // Сейсмологический бюллетень Западной территориальной зоны ЕССН СССР (Крым–Карпаты, 1984). – Киев: Наук. думка. – 1987. – С. 187–209.
7. Ризниченко Ю.В. Расчет скоростей деформаций при сейсмическом течении горных масс // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1977. – № 10. – С. 34–47.
8. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. – М.: Наука. – 1975. – 173 с.

УДК 550.34

О.Б.Гинтов, В.М.Исай, Л.В.Исай

Институт геофизики им. С.И.Субботина АН УССР, Киев

ДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ ПО МАТЕРИАЛАМ ПОЛЕВОЙ ТЕКТОНОФИЗИКИ (НА ПРИМЕРЕ ГОЛОВАНЕВСКОЙ ЗОНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА)

На основании полевого тектонофизического изучения Голованевской зоны Украинского щита выделено восемь этапов разломообразования, для каждого из которых реконструированы поля тектонических напряжений и характер перемещений по зонам скалывания. Сделан вывод о ведущей роли в истории консолидированной коры тектонических процессов, приводящих к разломообразованию.

Структурный рисунок значительной части территории докембрийских щитов сформирован в результате перемещений по разломам, которые являются наиболее ярким результатом деятельности тектонических сил. Для центральной части Украинского щита (УЩ) это обстоятельство имеет особое значение, поскольку здесь на участке шириной 250 км (между Одесско-Тальновским и Криворожско-Кременчугским разломами) сконцентрирована серия крупных субвертикальных сколовых разломов близмеридиального направления. Ширина каждого из них от 10 до 30 км, а суммарная площадь генерирования собственно разломных структур занимает около половины рассматриваемой территории. Если к этому добавить субгоризонтальную разломную зону, совпадающую с коровым сейсмическим волноводом, ряд

© О.Б.Гинтов, В.М.Исай, Л.В.Исай, 1991
ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

близширотных крупных субвертикальных дизъюнктивов, а также учесть, что в блоках между глубинными разломами развиты более мелкие нарушения шириной от 2 до 6 км, то станет ясной ведущая роль процессов разломообразования в тектоническом развитии консолидированной коры. Дизъюнктивные дислокации являются наиболее активными и одновременно консервативными структурными элементами литосферы. В них многократно возникают разрывные и складчатые структурные элементы, происходит динамометаморфическое преобразование горных пород, к ним приурочены процессы ультраметаморфизма и метасоматоза. В зонах разломов преодолевается предел упругости и достигается предел прочности. Здесь происходит релаксация тектонических нагрузок, упругая энергия которых расходуется на разрушение, течение и преобразование вещества. Разломы не только концентрируют в себе структурообразование, но запечатливают информацию о тектонических движениях. Поэтому для исследования динамики консолидированной коры разрывные нарушения представляют наибольший интерес и несут максимум информации. Их изучение наиболее строго осуществляется в рамках тектонофизики, на базе которой и строится динамическая модель того или иного региона.

Детальное полевое тектонофизическое изучение разломов УЩ позволяет выделить в истории их развития следующий временной ряд: этап – стадия – фаза.

В течение этапа разломообразования под действием отвечающего ему поля напряжений, образуются зоны скалывания соответствующей ориентировки. Структурообразование на протяжении этапа может проявляться либо в рамках одного разлома, приводя к образованию одной или нескольких зон скалывания, либо в целом ряде разломов, когда образуется много зон скалывания, в том числе могут возникать и сопряженные зоны. В любом случае оно охватывает большую территорию, оказывая влияние на многие ее структурные элементы. Этап – не просто определенный период жизни разлома, но одновременно и этап деформирования и разломообразования некоторого геологического региона.

Структурный план Голованевской зоны УЩ сформировался в течение не менее восьми этапов разломообразования, которыми по мере убывания возраста являются зеленолевадский (328^0), емиловский (340^0), первомайский (345^0), веселокутский (7^0), богуславский (30^0), тальянковский (25^0), калмазовский (12^0) и булацеловский (283^0). Все восемь этапов деформирования совершались в позднем архее – раннем протерозое. Более ранний архейский структурный план практически полностью переработан и лишь отчасти остался запечатленным в характере аномального магнитного и гравитационного

полей. Складчатые структуры Голованевской зоны в основном имеют различный характер и окончательно оформились на тех же этапах деформирования.

В рамках каждого этапа обособляются стадии развития зон скалывания. Вначале на первой и второй стадиях появляются сколы Риделя, затем на третьей – обратные P-сколы. На последней стадии возникают продольные R'-сколы. В разломах УЩ отсутствует стадия общего пликативного деформирования, предшествующего образованию зоны скалывания или завершающего этот процесс и охватывающего всю территорию. Пластическая деформация при разломообразовании в коре УЩ не охватывает всю массу пород, а концентрируется в отдельных участках, где и происходит сколообразование.

При формировании любого скола обособляются две фазы – пликативной и пликативно-дизъюнктивной деформации. Фазы проявляются в линейно вытянутых областях – деформационных полосах, примыкающих к потенциально, а затем и реально существующим сколам, где происходит концентрация напряжений и осуществляется пластическое деформирование пород, которое выражается в исправлении всех структурных линий и практически отсутствует за ее пределами.

Движение по крупным разломам происходит в течение нескольких этапов, при этом реализация смещения на протяжении каждого из этапов осуществлялась по вновь возникающим зонам скалывания, элементы залегания которых не зависят от положения более древних структур. Разломообразование на каждом этапе охватывало значительные территории, при этом сформировались достаточно далеко отстоящие друг от друга зоны скалывания, являющиеся морфокинематическими аналогами друг друга. Кинематические параметры зон скалывания остаются неизменными на больших расстояниях как в плане, так и в разрезе. На протяжении, по крайней мере, некоторых из этапов разломообразования масштаб регулярности полей тектонических напряжений оценивается величинами не менее чем 600 км.

На протяжении семи из восьми полученных этапов разломообразования движения происходили главным образом по крутопадающим зонам скалывания. В течение самого молодого – булацелдовского этапа основные подвижки происходили по пологим зонам скалывания, приуроченным к субгоризонтальной ослабленной разломной зоне. С этими зонами скалывания хорошо увязываются группы падающих отражающих площадок на разрезах МОВ-ОГТ. В течение каждого из выделенных этапов деформирования консолидированной коры тектонические подвижки происходили по прямолинейным зонам скалывания, достигая максимума в их центральных частях и затухая к окончаниям. Смещения берегов осуществлялись по всей ширине зон скалывания, распре-

деляясь по многочисленным элементарным и эшелонированным сколам. Как по отдельным сколам, так и по зонам скалывания движения носили косой характер, а амплитуды сдвигов составляли единицы процентов от общей длины смесителей.

Наиболее интенсивные подвижки происходили в пределах глубинных разломов, представляющих собой ослабленные по прочностным свойствам зоны. В пределах определенного крупного разлома широко развиты сколы многих этапов разломообразования. При этом многие из них расположены под углом к оси разлома и реже поперек, при выходе из разлома они либо исчезают совсем, либо резко ослабевают. Крупные разломы пересекают всю кору. Динамические конструкции, производимые на уровне современного эрозионного среза, характеризуют состояние консолидированной коры на всю ее мощность. Внутриблоковые разломы в силу существования прочностного максимума в средней части коры не распространяются глубже 10-15 км. Вероятно, они ограничиваются нижней границей сейсмического корового инверсионного этажа совпадающего с субвертикальной ослабленной разломной зоной.

Характер взаимоотношений между разрывными дислокациями, в частности характер $\int$-образных подворотов, отсутствие в разломах стадии общего пликативного деформирования, одновременное развитие в различно ориентированных ослабленных разломных зонах сопряженных зон скалывания, выдержанность азимутов залегания однотипных и одновозрастных структур на больших территориях в пределах разноориентированных разломов и в межразломных блоках, характер структурных и динамометаморфических парагенезисов в сопоставлении с реологической зональностью разломов и величиной эрозионного среза и, наконец, материалы моделирования на эквивалентных материалах позволяют сделать вывод о формировании докембрийских разломов УЩ на каждом из восьми изученных этапов под действием сжатия. Учитывая масштаб регулярности полей тектонических напряжений, предпочтение отдаем массовой силе.

Обособление Головановской подвижной зоны началось в течение первомайского этапа разломообразования, который является главным этапом формирования Первомайского глубинного разлома, ограничивающего описываемую территорию с востока. До появления зон скалывания этого этапа в консолидированной коре описываемого района сформировались правые сдвиго-сбросовые разрывы зеленолевадского и левые сдвиго-сбросовые зоны скалывания емиловского этапов разломообразования. С зонами скалывания зеленолевадского этапа, вероятно, связано образование массивов основных и ультраосновных пород, которые затем деформировались и смещались по разрывам еми-

ловского и первомайского этапов. На протяжении емиловского этапа основные подвижки произошли в пределах Первомайского глубинного разлома, за пределами которого проявленность зон скалывания Э10° резко ослабевает.

По зонам скалывания первомайского этапа произошли правые сдвиго-сбросовые движения, в результате которых Голованевская структурная зона оказалась приподнятой по отношению к Кировоградскому блоку.

В течение следующих веселокутского и богуславского этапов, являющихся главными для Тальновского глубинного разлома, Голованевская зона обособилась на западе от Подольского мегаблока, оказавшись приподнятой и по отношению к нему; при этом произошли правосдвиговые подвижки.

В течение следующих веселокутского и богуславского этапов, являющихся главными для Тальновского глубинного разлома, Голованевская зона обособилась на западе от Подольского мегаблока, оказавшись приподнятой и по отношению к нему; при этом произошли правосдвиговые подвижки. В течение калмазовского этапа правосдвиговые движения возобновились в пределах Первомайского и Тальновского разломов, а в течение булацеловского – в рамках субгоризонтальной ослабленной разломной зоны, проявляющейся на сейсмических разрезах в виде инверсионного этажа.

Величина эрозионного среза в пределах Голованевской структурной зоны колеблется от 5 до 10 км, амплитуды смещений по зонам скалывания не превышают первых процентов от их суммарной длины. Поскольку на булацеловском этапе происходили собственно сдвиговые движения по пологим поверхностям в направлении СВ 14° – ЮЗ 192°, верхние горизонты коры оказались сдвинутыми по отношению к нижним на юг. В субширотном направлении сдвиги на протяжении всех этапов были незначительными, поэтому в настоящее время наблюдается четкая корреляция в строении верхних горизонтов земной коры по вертикали, устанавливаемая по субширотным профилям ГСЗ, пересекающим Голованевскую зону.

УДК : 551.24.03/05 (235.216)

Ш.Д.Фатхуллаев

Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Ташкент

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ СТРУКТУР БАБАЙТАГСКОЙ КАЛЬДЕРЫ

На основе изучения структур Бабайтагской кальдеры (Чаткало-Кураминский регион Средней Азии) проанализировано влияние тектонофизических условий на формирование благоприятных позиций в размещении рудных полей и месторождений. Показана роль геодинамического режима в формировании благоприятных позиций рудных полей и месторождений.

Один из важнейших моментов перспективной оценки площадей на наличие гидротермального оруденения – обоснование возможности проявления в их пределах процесса эндогенного минералообразования. Поступление минерализаторов в ту или иную точку геологического пространства определяется в первую очередь характером деформаций вмещающих пород, повышающих их проницаемость. Поэтому решающим фактором подготовки условий, благоприятных для проявления гидротермального процесса, является тектонический [1,4,5,7]. Следовательно, одна из основных задач моделирования структур при прогнозировании – выявление в пределах рудных регионов, полей и месторождений, участков, однородных по тектоническому состоянию [10].

Характер тектонических деформаций зависит от ряда факторов: деформационных свойств вмещающих пород, степени структурной неоднородности, кинематики геологической структуры, времени. Ведущую роль в особенностях проявлений перечисленных факторов играет план тектонических деформаций, ориентировка сил, под влиянием которых они происходят.

Различают также главные виды планов тектонических деформаций. По масштабам проявления – региональный и локальный; по направлению действующих сил – горизонтальные и вертикальные. Вертикальные и горизонтальные силы всегда сосуществуют, однако наиболее сильные структурные преобразования земной коры (складчатость, дизъюнктивные нарушения) происходят под воздействием главным образом горизонтальных усилий сжатия [9].

Бабайтагская кальдера занимает обширную площадь в южной части Камчинской вулкано-тектонической депрессии Чаткало-Кураминского региона Средней Азии (рис. 1). Естественными геологическими границами Чаткало-Кураминского региона служат на северо-восто-

© Ш.Д.Фатхуллаев, 1991

ISBN 5-12-001738-Х. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

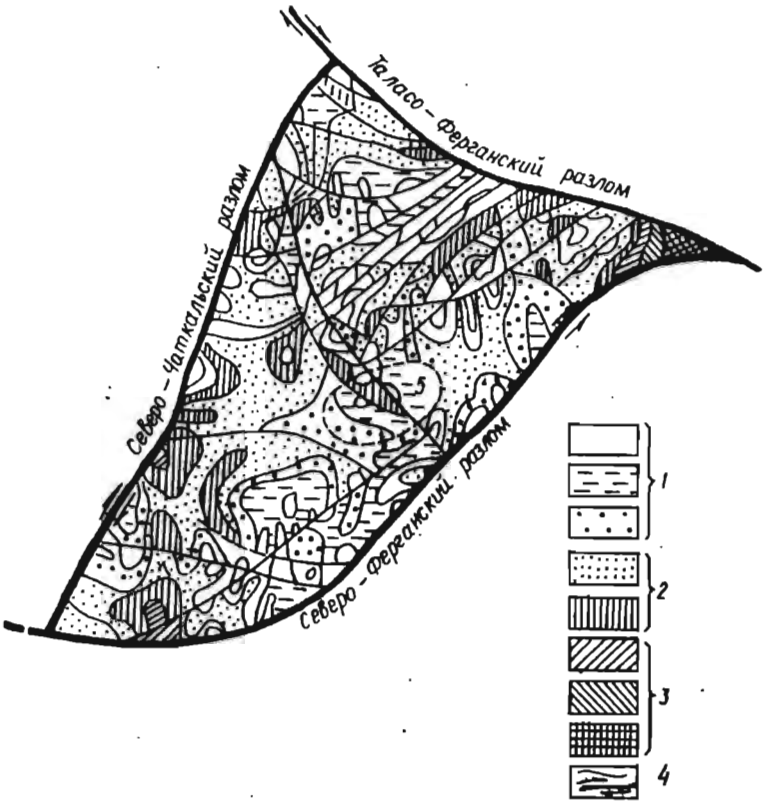


Рис. 1. Распределение полей тектонических напряжений в модели Чаткало-Кураминского региона:
1 – поля слабых напряжений; 2 – поля умеренных напряжений; 3 – поля сильных напряжений; 4 – линии разрывных нарушений; 5 – позиции Бабайтагской кальдеры

ке Таласso-Ферганский сдвиг /2, 8/, на юге Нурата-Северо-Ферганский разлом. На северо-западе зона ограничивается крупным Северо-Чаткальским разломом северо-восточного направления. Тектонофизическая обстановка Бабайтагской кальдеры изучена на моделях Чаткало-Кураминского региона.

Поверхности Северо-Чаткальского и Северо-Ферганского разломов послужили причиной проявления северо-западного плана деформаций, а под влиянием Таласso-Ферганского разлома в условиях субширотного сжатия в Чаткало-Кураминской зоне отчетливо проявляется северо-восточный план деформаций.

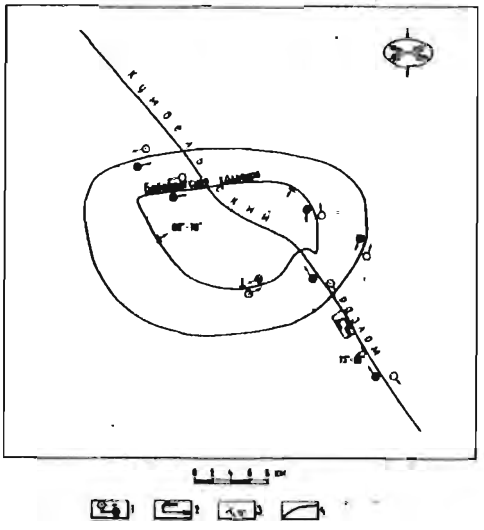


Рис. 2. Структурно-тектоническая основа модели Бабайтагской кальдеры:
1 – направление движений по разломам; 2 – амплитуда смещения по разломам; 3 – углы падения разломов; 4 – линии разрывных нарушений

При анализе распределения промышленных месторождений Чаткало-Кураминского региона по полям различной плотности минерализации устанавливается интересная закономерность: число промышленных объектов возрастает на площадях с меньшей плотностью рудопроявлений, при этом сила связи этих явлений по критерию X^2 оценивается коэффициентом 0,52, т.е. она несомненная и достаточно высокая [4].

Эта закономерность отражает, очевидно, важную природную особенность процесса гидротермального минералообразования – обилие структурных элементов, повышающих проницаемость участка земной коры, способствует рассеиванию минерализации. И наоборот, уменьшение числа рудопроявлений свидетельствует о снижении проницаемости участка и в этих местах успешнее создаются структурные условия, способствующие формированию более крупных месторождений.

Влияние тектонических условий на распределение минерализации изучалось на моделях Чаткало-Кураминского региона. Моделировались напряжения, возникающие под влиянием регионального сжатия меридионального направления (см. рис. 1).

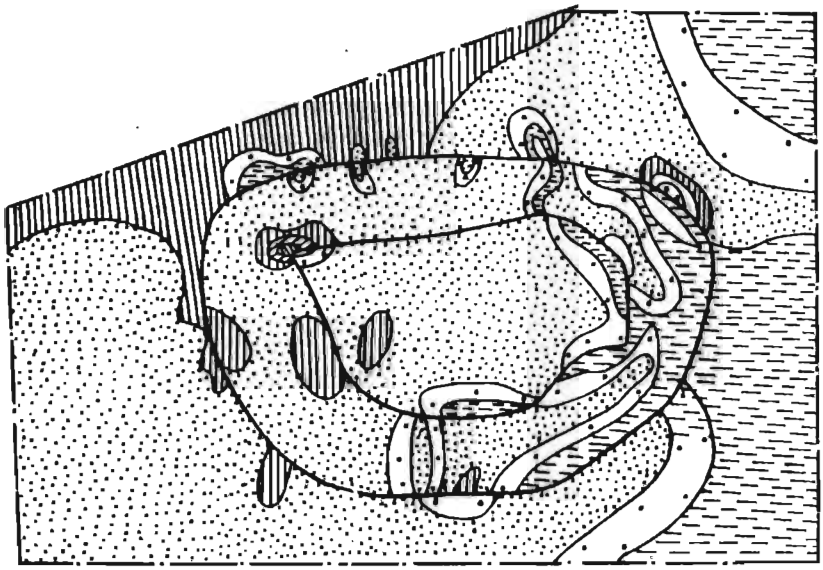
Рассмотрим результат эксперимента. В юго-западном блоке наиболее интенсивные тектонические напряжения возникают в центральной его части, где тенденция к воздыманию проявляется наиболее сильно. По периферии блока развиты преимущественно слабые и умеренные напряжения. Северо-восточный, Чаткальский блок по отношению к элементам залегания Талассо-Ферганского сдвига и системе Кумбельских разломов, расходящихся на глубине, имеет тенденцию к относительному проседанию. Эта позиция характеризует положение Бабайтагской кальдеры. Здесь имели место условия всестороннего

горизонтального сжатия. При выявлении перспективных площадей по тектонофизическим особенностям установлено, что позиции известных рудных узлов контролируются полями со слабым (зоны растяжения) значением тектонических напряжений, положение которых обусловлено горизонтальным смещением по продольным разломам. Большое значение имеют зоны контрастных изменений максимальных касательных напряжений τ_{max}.

Бабайтагская кальдера расположена в зоне крупного субвулканического тела (рис. 2). В плане оно имеет удлиненно-овальную форму субширотного направления. Площадь интрузии около 365 км^2, сложена она гранит-порфирами, которые к периферии приобретают местами отчетливую флюидальность и лавобрекчиевый характер. Объемным картированием намечены предоставления о Бабайтагской кальдере и других вулканоструктурах и изучены планы региональных тектонических деформаций, действовавших в докальдерный и посткальдерный периоды развития района /3/. Этот план анализировалося по морфогенетическим особенностям и закономерностям размещения разновозрастных даек. Установлен сохранившийся в районе раннепермский-триасовый план горизонтального тектонического сжатия в меридиональном направлении.

Центральные жерла сооружения приурочены к искривлению зоны Кумбельского глубинного разлома. Генетический тип разлома - сдвиго-сброс с горизонтальными перемещениями по часовой стрелке 10 км и вертикальными - 0,5 км. Участки перегибов разлома при таком характере движений оказались ослабленными, приоткрытыми. Палеовулканом выброшено на поверхность свыше 800 км^3 туфогенного материала, 350 км^3 лав и 50 км^3 игнимбритов. В период эксплозий и излияний возникли кольцевые и радиальные структуры, к ним приурочено 13 паразитических жерл. В последующую стадию жизни палеовулкана внедрился лакколит объемом 2000 км^3 (площадь 980 км^2). В освободившуюся камеру просела постройка вулкана, образовалась кальдера (45х25 км) с центральным залеганием слоев. За пределами кальдеры сохранилось первичное залегание вулканитов. Кольцевые трещины ограничили распространение центриклинали и, следовательно, явились границей кальдеры. Глубина периферического вулканического очага установлена двумя независимыми способами и колеблется в пределах 9-14 км.

Объемным картированием вулканического сооружения /3/ изучено размещение в Бабайтагской кальдере эндогенных месторождений. Внешней границей этих месторождений являлась область выклинивания вулканитов эффузивной фации. В отношении рудного процесса в нем выделены следующие структурные элементы: рудораспределяющие - по-

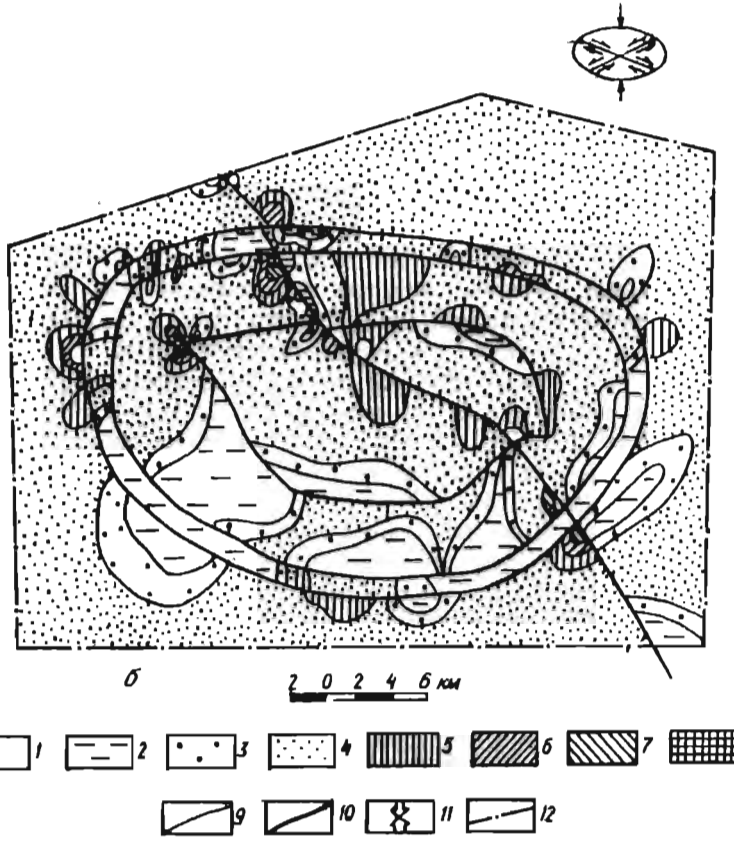


а

Рис. 3. Распределения полей тектонических напряжений в модели Бабайтагской кальдеры. Величины максимальных касательных напряжений (в порядке увеличения значений τ_{max} $1<2<3<4<5<6<7<8$); 1-3 - поля слабых напряжений; 4, 5 - поля умеренных напряжений; 6-8 - поля сильных напряжений; 9 - линии контакта; 10 - линии разрывных нарушений; 11 - направление активных сжимающих усилий; 12 - предел вероятных искажений распределения напряжений на границах модели (краевой эффект)

стройка двойного вулкана и кальдера, рудоконтролирующие - сбросы внутри и по границе кальдеры, приоткрытые локальным проседанием при кальдерообразовании; сдвиги за пределами кальдеры, сформированы региональными усилиями сжатия меридионального направления.

Для моделирования структур Бабайтагской кальдеры использовались значительно более крупные тектонические элементы, чем для рудных полей. Поэтому поля напряжений в модели структур Бабайтагской кальдеры выявляют значение тектонического фактора, определяющего положение рудных совокупностей соответственно более высокого порядка: уже не отдельных месторождений, а рудных полей и рудоносных зон. Тектонические напряжения и деформации вмещающих пород Бабайтагской кальдеры изучались в масштабе 1:100000 с помощью *поляризационно-оптического метода моделирования. Моделирова-*



ние сопровождалось изучением физико-механических свойств горных пород, детализацией морфоструктурных особенностей геологических тел и разрывных нарушений, выяснением направлений относительных перемещений по разломам, ограничивающим изучаемую структуру, определением регионального и частного планов тектонических деформаций, времени проявления процесса эндогенной минерализации и глубоким структурным анализом с конкретной геометризацией структурных поверхностей и их элементов. Проведено 22 эксперимента. Количество экспериментов подбиралось опытным путем. Структура и условия экспериментов последовательно усложнялись в соответствии с историей геологического развития. Моделировались вертикальные и горизонтальные структуры района. Использовалась установка ПОУГНМ конструкции САИПМС.

Модель в плане имеет кольцевое строение (рис. 3,а). Формирование кольцевых структур происходило на фоне региональных сжимающих усилий, ориентированных в субмеридиональном направлении. Морфология и генезис кольцевых структур отражают динамику интрузивных и вулканических процессов. Изучение этой группы структур интересно и в том отношении, что они во многих случаях контролируют различные виды оруденения, а также имеют большое значение в познании опроцесса рудоотложения. Модель структуры Бабайтагской кальдеры испытывалась в нескольких вариантах начального состояния и условий нарушения. В первоначальном варианте в модели рассматривается распределение полей тектонических напряжений без участия Кумбельского глубинного разлома, имитировались границы Бабайтагской кальдеры и зоны (контуры) распространения вулканитов.

В центральной части кальдеры наблюдается развитие зон слабых и весьма умеренных максимальных касательных (до 4,03 г/см^2) напряжений, а по периферии - зоны очень слабых максимальных касательных (до 3,17 г/см^2) напряжений. Зоны умеренных и сильных максимальных касательных (до 8,74 г/см^2) напряжений формируются с небольшим площадным развитием в запад-северо-западной части Бабайтагской кальдеры. В последующих вариантах модель Бабайтагской кальдеры (рис. 3,б) дополняется воздействием Кумбельского глубинного разлома, а региональный план тектонического сжатия сохраняется в прежнем положении.

На основании анализа напряжений в моделях выводилась обобщенная картина их распределения. Напряженность в каждой точке имеет определенное числовое значение, характеризующее степень концентрации или ослабления напряжений. В модели возникают обособленные участки с зонами сжатия и растяжения. В природном аналоге к таким зонам часто приурочивается рудная постмагматическая минерализация.

Грани Кумбельского разлома играют роль упоров, воспринимающих на себя основную нагрузку и являются относительно нагруженными участками разломов, где генеральное направление главных нормальных напряжений ориентировано почти в субширотном направлении. Тектонофизическая позиция месторождений находится в зонах развития весьма слабых и контрастных изменений максимальных касательных напряжений τ_{max}. Общий контроль позиций оруденения осуществляет глубинный Кумбельский разлом и зоны Бабайтагской кальдеры, приоткрытые локальным проседанием. Последние характеризуются как зоны слабых и контрастных изменений величин максимальных касательных напряжений τ_{max}, т.е. как локальные участки растяжения в условиях регионального сжатия [4].

В результате анализа экспериментальных данных установлены и рекомендованы для первоочередной постановки поисковых работ новые потенциальные рудные поля и рудоносные зоны.

Таким образом, тектонофизические исследования не только позволяют повысить качество прогнозно-металлогенических исследований, но и представляют собой самостоятельный метод обнаружения перспективных площадей.

1. Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. - М.: Недра, 1964. - 110 с.
2. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения / В.С.Буртман, В.А.Лукьянов, А.В.Пейве и др. // Разломы и горизонтальные движения земной коры. - М.; Изд-во АН СССР, 1963. - С. 5-33.
3. Иванов Ю.А. Ата-Кумкольское вулканическое сооружение (Чаткало-Кураминский регион). Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1980. - № 7. - С. 104-109.
4. Королев В.А., Фатхуллаев Ш.Д. Общие вопроси моделирования структур рудных полей и месторождений // Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. - Новосибирск: Наука, 1976. - С. 9-22.
5. Королев А.В., Шехтман П.А. Структурные условия размещения полеламатических руд. - М.: Недра, 1965. - 506 с.
6. Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационно-оптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М.: Наука, 1985. - С. 62-93.
7. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. - М.: Недра, 1965.- 590 с.
8. Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. - М.: Недра, 1973. - 214 с.
9. Фатхуллаев Ш.Д. Тектонофизические условия формирования структур рудных полей эндогенных месторождений Средней Азии. - Ташкент, 1981. - 44 с.
10. Фатхуллаев Ш.Д. Принципы тектонофизического изучения структур рудных полей Средней Азии // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М.: Наука, 1985. - С. 147-150.

УДК 551.243 (470.62)

Т.В.Гиоргобиани

Геологический институт им. А.И.Джанелидзе АН ГССР, Тбилиси

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИИ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ТИПОВ СКЛАДЧАТОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

На основании анализа детальных геолого-структурных профилей произведена количественная оценка степени деформированности складчатой структуры Северо-Западного Кавказа. Показано, что суммарная

© Т.В.Гиоргобиани, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

деформация складчатого сооружения составляет примерно одну треть его первоначальной ширины. Рассмотрены условия формирования гребневидной и интерференционной складчатости. Приводятся результаты экспериментов по моделированию механизма образования гребневидных складчатых структур.

Оценка степени деформированности складчатого сооружения Большого Кавказа позволяет произвести палинспастическую реконструкцию ширины бассейна осадконакопления при заложении геосинклинали. Величина поперечного горизонтального сокращения этого региона в процессе формирования мегантиклинория в пределах его наиболее дислоцированных центрального и восточного сегментов, по мнению некоторых исследователей, составляет примерно 200 км [4, 6]. Однако размеры сокращения первоначальной ширины геосинклинали для западного, менее деформированного сегмента Большого Кавказа до сих пор не определены. Характерной особенностью Северо-Западного Кавказа является изменение интенсивности складчатости как вкрест простирания структур, так и в продольном направлении. Особенно четко такая закономерность проявлена в верхнеюрско-эоценовом структурном этаже, который занимает основную часть изученной территории.

Величина горизонтального сжатия, испытанного Северо-Западным Кавказом в процессе формирования складчатой структуры, была определена нами распрямлением смятых в складки слоев с учетом горизонтальных амплитуд смещений по разломам. Использование этого метода для приблизительного определения степени сжатости складчатой структуры в данном случае допустимо, поскольку в пределах Северо-Западного Кавказа развиты концентрические складки изгиба, возникающие, как известно, без существенного изменения длины слоев в процессе деформации.

Для количественной оценки степени деформированности складчатости были использованы геолого-структурные профили, составленные нами совместно с Д.П.Закарая, вкрест простирания структур в масштабе 1:10000. В северо-западной части региона, в пределах профилей, проходящих по рекам Дюрсо-Псебепс и Яшамба-Адегой степень сжатости складчатой зоны составляет около 25 %. Величины горизонтального сокращения структуры достигают соответственно 13 и 12 км. Юго-восточнее, в пределах профиля, составленного по рекам Пшада-Убинка, степень деформации складчатой зоны составляет 35 %, а величина горизонтального сокращения структуры равна 26 км. Далее на юго-восток верхнеюрско-эоценовый этаж развит только на южном и северном склонах Кавказского хребта. Интенсивность складчатости на южном склоне значительно больше, чем на северном. Так, в пределах профиля, проходящего по рекам Туапсе-Пшиш степень сжатости складчатой зоны в его южной части достигает 46,5 %. Величи-

на горизонтального сокращения структуры составляет примерно 14 км. В северной части профиля степень деформированности складчатой зоны достигает всего 9,5 %, а горизонтальное сокращение структуры составляет лишь 2,8 км. Наиболее полную информацию о степени деформированности складчатой структуры Северо-Западного Кавказа дает профиль, проходящий по рекам Западный Дагомыс-Пшеха и пересекающий почти целиком мегантиклинорий от Закавказского срединного массива до эпигерцинской Скифской платформы. В южной части профиля степень сжатости складчатой структуры достигает 48 %. Величина горизонтального сокращения складчатой зоны составляет около 21 км. В северной части этого разреза деформация складчатой структуры 11 %, а величина ее горизонтального сокращения 3 км.

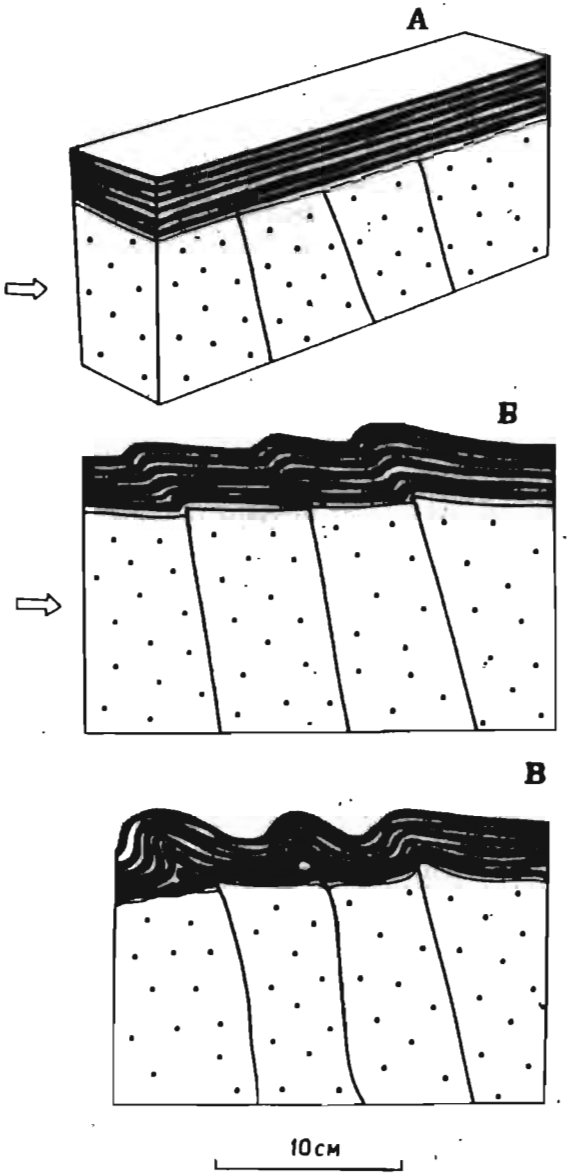
С учетом степени деформированности складчатой структуры в различных частях Северо-Западного Кавказа суммарная деформация складчатого сооружения составляет примерно одну треть его первоначальной ширины (30–35 %). Эти данные дают возможность приблизительно определить ширину бассейна осадконакопления в позднеюрско-эоценовое время. Максимальная ширина складчатой зоны Северо-Западного Кавказа равна 85 км. Величины горизонтального сокращения достигают 35–45 км. Следовательно, первоначальная ширина структуры составляла примерно 120–130 км.

Северо-Западный Кавказ характеризуется развитием линейной складчатости, которая имеет юго-западную вергентность и устойчивую северо-западную ориентировку. Однако детальное изучение складчатости показывает, что общекавказское простирание и линейный характер складчатых структур не везде выдерживаются в пределах этого региона. На южном склоне Северо-Западного Кавказа в полосе развития мел-палеогеновых флишевых отложений, между реками Туапсе и Мезыб, складчатая структура имеет аномальное субширотное простирание. Протяженность этой полосы достигает 90 км, максимальная ширина составляет 20 км. Она сложена разнообразными по морфологии и размеру складками, характерными особенностями которых являются: субширотные и юго-западные простирания осей; быстрая смена направлений их осей на коротких расстояниях; изгибание шарниров складок как в плане, так и в разрезе. Часто наблюдаются разветвление складок и фестончатые формы их периклиналей. Отмечаются необычные клинообразные формы складок. Нередко антиклинали имеют изометричную или овальную куполообразную форму, а синклинали – чашеобразный или корытообразный вид. Сочетание всех этих складчатых форм создает чрезвычайно сложный морфологический рисунок, который резко выделяется на общем фоне линейной складчатости.

Отмеченные выше особенности складчатой структуры являются, как известно, важнейшими признаками интерференционной складчатости, возникающей в результате наложения складчатых волн двух направлений. Северо-западное простирание линейной складчатости, зональность складчатой структуры и ее юго-западная вергентность указывают на то, что своим происхождением она обязана горизонтальному сжатию, ориентированному на северо-восток. Общее субширотное направление зоны интерференционной складчатости свидетельствует о повторном тангенциальном сжатии первичной складчатой структуры в субмеридиональном направлении. Следовательно, в течение альпийского цикла на Северо-Западном Кавказе происходила смена плана деформации от северо-восточного на субмеридиональный примерно на 45^{0} [3].

В пределах Северо-Западного Кавказа широко распространен гребневидный тип складчатости, характеризующийся развитием линейных узких, сжатых антиклиналей, разделенных широкими пологими синклиналями. Вопрос о причинах возникновения гребневидных складчатых структур является дискуссионным. Одни исследователи предполагают, что гребневидная складчатость образуется в результате вертикальных движений блоков земной коры, способствующих перетеканию пластичного глинистого материала и нагнетанию его в ядра антиклиналей со стороны смежных ступеней и синклиналей [1, 2]. Другие считают, что гребневидная складчатость является результатом совместного двустороннего горизонтального сжатия слоистого чехла и фундамента, расчлененного разломами на блоки [5]. Детальное изучение этих структур позволило сделать вывод, что их формирование происходит в обстановке одностороннего бокового сжатия. Образование гребневидной складчатости предопределяется блоковой структурой фундамента, возникшей еще в период заложения геосинклинали. Одностороннее горизонтальное сжатие, очевидно, вызвало дифференцированные движения блоков фундамента, которые в осадочном чехле приводили к образованию лестницы надразломных флексур. При нарастании тангенциального сжатия верхние замки флексур испытывали дальнейшие деформации и из них постепенно развивались гребневидные антиклинали.

Для суждения о правомерности выводов относительно механизма образования гребневидной складчатости на основании геологических данных нами были поставлены эксперименты на эквивалентных материалах. Исходные модели (5х6х30 см) состояли из "фундамента" и расположенной на нем слоистой пачки ("осадочный чехол") (рисунок). Фундамент был смонтирован из ряда отдельных блоков, прилегающих друг к другу вплотную по наклонным плоскостям, имитирующим про-



Моделирование гребневидной складчатости:
А – исходная модель; Б – после первого этапа сжатия; В – после второго этапа сжатия; точки – фундамент; черные слои – петролатум; белые – петролатум + каолин; стрелки – направление сжатия

дольные разломы. Модельным материалом для фундамента служил сплав петролатума и каолина в весовой пропорции 2:3, а покрывающая его пачка состояла из 5–10 горизонтально лежащих слоев петролатума и смеси петролатума и каолина толщиной 1,5–2 мм. Во время экспериментов исходные модели подвергались одностороннему тангенциальному сжатию. Величина горизонтального сокращения колебалась в пределах 15–20 %. В полосе сжатия моделей имели место вертикальные дифференциальные перемещения блоков фундамента. При этом сами блоки оставались почти недеформированными, а в слоистом чехле возникали надразломные флексуры. Затем складчатые модели сжимались повторно в том же направлении. Величина бокового сжатия вновь составляла 15–20 %. При нарастании тангенциального сжатия фундамент модели в основном испытывал однородную деформацию без существенного перемещения блоков по разломам. Верхние замки флексур постепенно меняли свою форму и впоследствии превращались в узкие гребневидные антиклинали. В процессе их формирования происходило смещение антиклиналей в сторону нижних крыльев флексур. Это обусловлено скольжением слоистой пачки вдоль поверхности фундамента во время деформации модели.

Таким образом, эксперименты подтверждают принципиальную возможность образования гребневидной складчатой структуры Северо-Западного Кавказа в результате тангенциального одностороннего сжатия. При этом обязательным условием для возникновения такой складчатости является блоковое строение фундамента. Формирование гребневидных структур происходит в две стадии. Вначале, в результате вертикальных перемещений блоков фундамента в осадочном чехле возникает серия флексур. Затем при увеличении сжатия верхние замки флексур постепенно преобразуются в узкие сжатые гребневидные антиклинали. Они резко выделяются на фоне широких плоских синклиналей, образованных пологими крыльями и нижними замками флексур.

1. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 608 с.
2. Вихерт А.В., Лебедева Н.Б., Башилов В.И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. – М.: Недра, 1966. – 187 с.
3. Гамкрелидзе И.П., Гиоргобиани Т.В. Особенности альпийской деформации Кавказа и смежных с ним областей. – Сообщ. АН ГССР.– 1985. – 2, вып. 1. – С. 113–116.
4. Дотдуев С.И. О покровном строении Большого Кавказа. – Геотектоника. – 1986. – № 5. – С. 94–106.
5. Паталаха Е.И., Радченко И.Г. О происхождении гребневидной складчатости // Информационный сборник научно-исследовательских работ за 1974 г. – Алма-Ата: Наука КазССР, 1975. – С. 159–164.
6. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. – М.: Недра, 1984. – 242 с.

УДК 551.24.02

В.Г.Талицкий

Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова

СТРУКТУРНЫЕ УРОВНИ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Разработана качественная модель структурообразования в земной коре с учетом иерархичности строения деформируемых объемов. Эта модель, наряду с рассмотрением формирования отдельных структурных форм, объясняет процессы формирования структурных парагенезисов, анализ которых позволяет судить о механической обстановке деформирования. Модель обоснована теоретически и с помощью моделирования структурированных сред.

При изучении генезиса разнообразных структурных форм, образующихся при деформациях горных пород в земной коре, геологи традиционно пользуются упрощенной моделью реальных тел, считая их сплошными средами: средами, вещество которых непрерывно распределено по объему. Эта модель хорошо описывает усредненные макроскопические характеристики деформаций и напряжений для объемов, размер которых значительно превышает размеры имеющихся внутри них неоднородностей, т.е. описывая деформацию самих анализируемых объемов, эта модель не учитывает структурных изменений, происходящих внутри таких объемов, что, с нашей точки зрения является существенным недостатком, фактически исключающим возможность изучения механизмов образования разномасштабных структурных форм в земной коре в их совокупности.

Предлагается на обсуждение иной подход к изучению деформационного процесса в земной коре. Этот подход базируется на исходных положениях развивающейся в настоящее время механики сред со структурой, которая в отличие от традиционной модели механики сплошной среды стремится учитывать неоднородности строения деформируемых объемов и эволюцию этих неоднородностей в процессе деформации.

В деформируемых объемах земной коры всегда имеются разномасштабные структурные и вещественные неоднородности, формирующиеся либо в процессе накопления толщ и образования пород (зерна, слои и др.), либо при тектонических деформациях (складки, блоки). Эти неоднородности разного типа и масштаба в совокупности создают сложно построенную систему, в которой выделяется иерархия структурных уровней. Такая иерархия в простейшем виде может быть представлена следующим образом: внутризерновые уровни (атомы, то-

© В.Г.Талицкий, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

чечные дефекты, дислокации и др.); уровень зерен; в некоторых случаях уровень зернистых агрегатов; уровень слоев; уровень пачек слоев; уровень блоков и т.д. Каждый из последующих структурных уровней включает в себя предыдущие.

Нагружение такой сложно построенной системы вызывает возникновение в ней внутренних напряжений, распределение которых контролируется внутренней структурой. В соответствии с расположением элементов структуры в системе возникают области повышенных напряжений (концентраторы напряжений), причем каждый из структурных уровней в отдельности характеризуется своим, неравномерным, дифференцированным по величине полем напряжений, но, поскольку система построена таким образом, что разномасштабные структурные уровни как бы вложены друг в друга, создавая иерархический ряд, то и соответствующие различным уровням поля напряжений накладываются друг на друга, создавая единое для всей системы поле напряжений с концентраторами различного масштаба и интенсивности. Возникновение в нагруженном объеме концентраторов напряжений - весьма важное явление, поскольку в этих областях раньше чем в любых других частях системы напряжения достигают предельных значений (предела упругости, пластичности, прочности), что влечет за собой неравномерное распределение деформаций по объему.

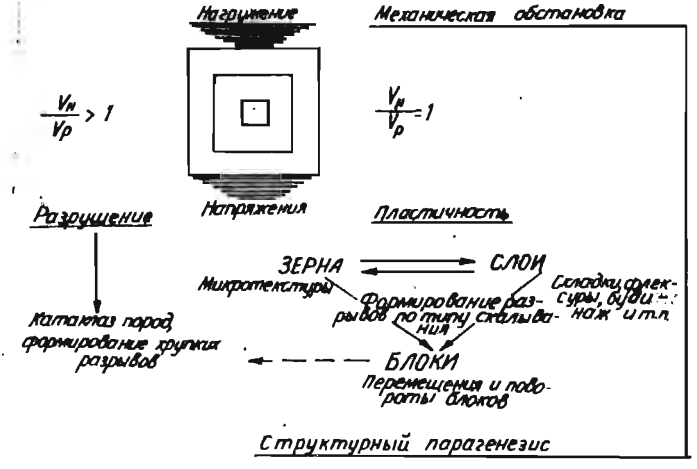
Характер проявления деформаций в нагруженном объеме зависит от множества причин, однако все они могут быть сведены к простому соотношению скоростей двух процессов: скорости нагружения объема $V_н$ и скорости релаксации внутренних напряжений $V_р$. (Под релаксацией в данном случае мы понимаем любые механизмы, ведущие к снижению внутренних напряжений в нагруженной системе, в том числе механизмы пластичности). Если соотношение $V_н/V_р$ больше единицы, внутренние напряжения в системе быстро возрастают и при достижении их значений некоторой критической величины, превышающей предел прочности, в объеме возникнут хрупкие разрывы, т.е. объем разрушится. Если $V_н/V_р = 1$ (напряжения при данной скорости нагружения успевают релаксировать) объем будет деформироваться пластически (пластически течь). Примем, что скорость нагружения объема постоянная ($V_н = const$), тогда пластичность его зависит лишь от скорости релаксации внутренних напряжений (от переменной $V_р$). Поскольку распределение внутренних напряжений контролируется структурой нагруженного объема, то и их релаксация должна быть связана со структурой, а точнее с перестройкой структуры. Разнообразие структурных уровней деформируемого объема (иерархия структурных уровней) создает некоторый запас релаксационных механизмов, который определяет пластическую деформацию системы. Релаксация напряжений внутри объема

может происходить с помощью внутризерновых механизмов (диффузия, трансляционное скольжение, механическое двойникование и др.), межзерновых механизмов (перемещение зерен по границам, растворение под давлением, рекристаллизация), механизмов уровня слоев или пачек слоев (скольжение слоев по границам, изгиб слоев и т.д.). В процессе деформации одновременно могут работать несколько механизмов релаксации напряжений (механизмов пластичности), связанных с различными структурными уровнями, однако в каждый момент времени можно выделить какой-то один, доминирующий механизм, вносящий наибольший вклад в деформацию объема.

Возникновение пластических деформаций в областях концентраторов напряжений ведет к существенному перераспределению напряжений в системе и ослаблению эффекта концентраторов того структурного уровня, с которым в данный момент времени связан доминирующий механизм, и относительному усилению этого эффекта на каком-то другом структурном уровне. Иначе говоря, если в процессе деформации какой-то механизм пластичности (например, механизм уровня зерен) исчерпывает свои возможности, что связано с перестройкой структуры этого уровня, ему на смену могут придти другие релаксационные механизмы на других структурных уровнях (например, на уровне слоев). Пластическая деформация переходит с одного структурного уровня на другой. Такой переход не является случайным, так как деформация на предыдущем уровне подготовила структуру для перехода на следующий структурный уровень. Если в процессе деформации все имеющиеся в системе структурные уровни исчерпали свои возможности, связанные с пластичностью, т.е. структура в системе перестроилась таким образом, что ни один из структурных уровней уже не может эффективно релаксировать напряжения механизмами пластичности, напряжения начинают возрастать и в какой-то момент времени соотношение $V_н / V_р$ становится больше единицы. Это означает, что система достигла предела пластичности. Дальнейшая ее деформация будет связана с формированием зон локальных разрушений (вязких разрывов), разбивающих систему на блоки. Деформируемый объем приобретает новый структурный уровень — уровень блоков. Теперь релаксация напряжений может быть связана с перемещением и поворотами блоков как целого друг относительно друга. Следовательно, формирование в деформируемой системе зон локальных разрушений (вязких разрывов) является альтернативой разрушения системы как целого, поскольку с их появлением система приобретает новые механизмы пластичности, связанные с новым структурным уровнем (уровнем блоков). При крупномасштабных деформациях вязкие разрывы выполняют ту же функцию, что и границы зерен при деформациях малого масшта-

ба, т.е. являются такими же структурными дефектами, но в отличие от границ зерен эти дефекты формируются в процессе деформации.

В результате таких последовательных преобразований исходной структуры геологической среды, включающей в себя иерархию структурных уровней, в объемах земной коры может последовательно формироваться тот спектр разномасштабных структурных форм, который мы наблюдаем в природе: деформационные микротекстуры, складки различной морфологии и размера, линзы и будины, ограниченные разрывами блоки и др. В каждом конкретном случае направленность формирования разномасштабных структурных форм может быть различной,



Принципиальная схема деформационного процесса, протекающего в структурированной геологической среде

что связано с исходной структурой деформируемого объема и внешними условиями, при которых протекает деформация. Исходная структура деформируемого объема отвечает за последовательность включения релаксационных механизмов того или иного структурного уровня, а внешние условия деформации (P, T и др.) – за конкретные механизмы релаксации напряжений на различных структурных уровнях.

В общем случае можно отметить, что между структурными уровнями деформируемого объема и механизмами релаксации внутренних напряжений существует как бы обратная связь. Структура определяет распределение напряжений в системе. Релаксация напряжений в областях их концентрации осуществляется пластической деформацией, что в свою очередь изменяет структуру. С изменением структуры из-

меняется распределение напряжений, а следовательно, и релаксационные механизмы.

На рисунке приведена принципиальная схема деформационного процесса, протекающего в структурированной геологической среде. Многие положения этой схемы проверены экспериментально: проводилось сравнение деформационных механизмов, проявляющихся в бесструктурной и структурированной средах, причем образцы для экспериментов приготавливались из одного и того же материала. В каждом конкретном случае выявлялся характер перестройки исходной структуры и анализировались причины, приводящие к такой перестройке.

Изучение в конкретных деформированных объемах земной коры последовательности образования разномасштабных структурных форм позволяет объединять их в структурные парагенезисы, формирующиеся в одной и той же механической обстановке, а пространственное сочетание областей с различной механической обстановкой дает дополнительный материал для анализа тектонических событий, происходящих в изучаемом объеме земной коры.

УДК 553.411.073.044 (0.84.3-13): 551.24.03 (571.66)

Б.В.Гузман

Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт цветных и благородных металлов Мингео СССР, Москва

КРУПНОМАСШТАБНЫЙ ПРОГНОЗ ЖИЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА ОСНОВЕ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО АНАЛИЗА (КАМЧАТКА)

Рассмотрены структурно-петрофизические условия локализации жильного оруденения в палеовулкане центрального типа. Показано, что основными факторами концентрации оруденения явились зоны сочленений плоскостей встречнопадающих рудоносных структур, совпадающие с участками их разветвления, локальные изгибы рудовмещающих трещин, благоприятная по упругопрочностным и фильтрационно-пористым параметрам пирокластическая пачка вулканитов. Приводятся и обсуждаются результаты реконструкции палеовулканических полей напряжения по методикам М.В.Гзовского, П.Н.Николаева, В.И.Старостина, которые показали, что формирование структурного каркаса палеовулкана связано с тектоническими процессами, обусловленными региональными полями напряжений с субгоризонтальной ориентировкой осей сжатия и растяжения. Предложен ряд структурно-кинематических критериев прогноза и оценки рудоносности флангов, глубоких горизонтов месторождений.

Близповерхностное оруденение локализовано в пределах вулканической постройки центрального типа, сложенной неогеновыми эффузивно-пирокластическими образованиями средне-основного состава.

© Б.В.Гузман, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

Последние прорваны многочисленными дайками, штоками, некками и экструзиями. Главным структурным элементом вулканоструктуры является зона разрывных дислокаций северо-восточного простирания, приуроченная к ее продольно-осевой части. Дизъюнктивы представляют собой крутопадающие малоамплитудные сколы и трещины отрыва, которые контролируют размещение даек, зон гидротермалитов и кварцево-жильных тел сложной морфологии.

Пространственное положение оруденения определяется зонами сочленений рудоносных структур, которые образуют и в плане и в разрезе клиновидные блоки; оруденение, размещаясь в целом выше зон сопряжений, сконцентрировано в областях смены углов от субвертикальных на более пологие, в участках резкого разветвления структур в пределах туфовой пачки и ограничено в разрезе некомпетентными по упругопрочностным и фильтрационно-пористым параметрам верхней и нижней лавовым пачкам [1]. Морфология и позиция отдельных рудных тел обусловлены трещинными полостями в локальных участках рудоконтролирующих сколов со сложноволнистыми плоскостями смесителей. Структурно-морфологическая модель рудного поля представляется в виде пологосклоняющейся рудно-магматической системы уплощенно-конической формы, состоящей из нескольких сближенных односторонних рудных пучков.

Учитывая первостепенную роль структурно-тектонических факторов контроля оруденения при детальном прогнозе и многовариантности интерпретации геологических наблюдений при установлении механизма структурообразующих процессов, возникла необходимость проведения тектонофизических исследований. Восстановление тектонофизических условий формирования структуры проведено следующим комплексом методов: статистическим анализом трещин [2], ультразвуковым структурным анализом пород и руд [3], тектонофизическим анализом [4], морфометрическим анализом и изучением структур малых форм [5].

В соответствии с методикой П.Н.Николаева [2] проведен анализ 135 диаграмм-матриц трещиноватости, объединяющих порядка 13500 замеров трещин в пределах различных участков вулканоструктуры. Последовательное рассмотрение главных изменений напряженного состояния, связанных с особенностями деформаций локальных объемов (отдельные точки наблюдений), блоков-элементов вулканоструктуры относительно одного другого строения; ряда блоков и в целом палеовулканической постройки позволило выделить четыре ранга полей напряжений. По пространственной ориентировке осей напряжений три из них (региональные) характеризуются субгоризонтальными ориентировками осей сжатия и растяжения и обусловили сдвиговые деформации.

Локальное поле напряжений (четвертого ранга) в соответствии с пространственным положением осей напряжений определило взбросо-сбросовые движения вдоль разрывов.

Поле напряжений первого ранга обусловило характер трещинных деформаций региона в целом и является фоновым. Пространственное положение осей напряжений данного поля определяется субмеридиональным направлением оси растяжения и близширотным - сжатия; угол их действия ориентирован близгоризонтально. Деформации, связанные с полем напряжений второго ранга, являлись определяющими в образовании трещинного каркаса рудного узла. При этом поле напряжений данного ранга характерно не только для изученного объекта; анализ характера разброса значений ориентировок крупных разломов рудного района по данным дешифрирования и геологического картирования с помощью видоизмененного алгоритма, описанного А.С.Девдариани /6/, показал, что их образование обусловлено главным образом тем же планом ориентировок осей напряжений. Последние характеризуются близмеридиональным направлением оси сжатия и субширотным - растяжения при субгоризонтальном их положении.

Поле напряжений третьего ранга связано с осью сжатия, ориентированной в северо-восточном (30-50°) направлении под углом 25-40° к горизонту. Растягивающие усилия обусловлены близгоризонтальным положением оси растяжения, направленной вкрест оси сжатия. Данное поле напряжений характеризует дайковый, предрудный и рудный этапы развития структуры и является наиболее важным в развитии и выполнении трещинных полостей жильными телами. Поле напряжений четвертого ранга характерно для локальных, небольших по площади блоков палеовулкана и связано с крутонаклонной (70-80°) осью сжимающих усилий при субгоризонтальной ориентировке осей растяжения и промежуточной.

Анализ структурно-петрофизических диаграмм образцов пород и руд, полученных в результате ультразвукового структурного анализа /3/, показал, что практически на всех четко выражена анизотропия упругих свойств, фиксируемая различной скоростью прохождения ультразвуковых продольных волн по разным направлениям. Последняя, учитывая условия проведения измерений в образцах, связана главным образом с петроструктурным типом анизотропии упругих свойств; наблюдаемые на диаграммах минимумы и максимумы обусловлены ориентированным, упорядоченным расположением кристаллов, зерен пород и руд /3/.

Анализ петрофизических диаграмм жильного кварца позволил выделить три типа максимумов ориентировки удлинений кристаллов относительно простирания жил: "субвертикальный, "косой" и "близпер-

пендикулярный". Сопоставление выделенных типов ориентировки кристаллов с их золотоносностью позволило установить приуроченность повышенных концентраций металла главным образом к кварцу, характеризующемуся "косым" типом ориентировки кристаллов и составляющему порядка 50 % от суммы максимумов. При этом пространственное положение максимумов данного типа показывает преобладающее юго-западное склонение кристаллов с углом погружения 25-40°.

Согласно представлениям Л.И.Лукина [7] подобные "субпараллельная" и "косая" ориентировки кристаллов кварца могут интерпретироваться как следствие тектонических подвижек, происходящих во внутрирудный или пострудный этапы. Петрографическое изучение кварца показало отсутствие значимых признаков хрупких деформаций и деформационных ламелей и позволило предположить, что полученные максимумы ориентировки кристаллов отражают характер и направление синрудных тектонических подвижек. В пределах основных рудных зон подобные перемещения носили сдвиговый с незначительной взбросо-сбросовой составляющей характер.

Аналогичные результаты реконструкции ориентировки осей напряжений рудного этапа получены с помощью графических построений пространственного положения основных рудоконтролирующих структур и оперяющих их трещин отрыва, локализующих позднерудный продуктивный комплекс.

Применение сопряженных трещин скалывания в целях восстановления полей напряжений показало невозможность достаточно надежного и однозначного решения задачи определения наименований осей сжатия - растяжения и интерпретации полученных данных между точками наблюдений; выделение самих трещин скола как сопряженных также в большей степени субъективно. Аналогичные затруднения возникали при изучении кинематики формирования структуры с помощью зеркал скольжения. Как правило, борозды и штрихи перемещений фиксируют наиболее поздние пострудные подвижки вдоль сместителей.

Изучение структурно-петрофизических диаграмм образцов покровных, субвулканических и интрузивных фаций вулканитов позволило выделить в них три типа анизотропии упругих свойств, отражающих упорядоченное размещение минералов. При этом максимумы и минимумы скоростей продольных волн присущи третьему типу анизотропии и наблюдаются на петрофизических диаграммах образцов субвулканических те . Изучение пространственного положения максимумов скоростей, а соответственно удлинений вкрапленников пород, показало вполне закономерное их положение относительно контактов: при пологих (10-45°) углах склонения вкрапленники чаще всего расположены под углом 30-50° к ним. Подобная пространственная ориен-

тировка, вероятно, отражает не упорядоченность, связанную с линиями течения магмы, а обусловлена ориентировкой роста. По-видимому, раскристаллизация магмы происходила не в стабильной обстановке, а сопровождалась подвижками сдвигового типа и растущие кристаллы приобретали направление в соответствии с действующими усилиями. К подобному выводу приводит нас и сложная морфология даек, ни в коей мере не отражающая условия внедрения при простом раскрытии трещин (раздвиге).

Проведенные исследования показывают, что образование структурного каркаса рудного узла связано с тектоническими процессами, обусловленными региональными полями напряжений. Пространственная ориентировка осей главных нормальных напряжений этих полей указывает на преимущественно сдвиговый характер деформаций основных этапов рудообразования. В этой системе собственно вулканические элементы структуры проявляются как второстепенные.

Восстановление полей тектонических напряжений для различных этапов формирования структуры рудного узла позволило оценить кинематику рудоконтролирующих структур, объективно определить границы применения метода аналогий при прогнозе и рекомендовать наиболее благоприятные участки поиска скрытого оруденения в масштабах месторождение – рудный столб на основе установленных структурно-кинематических критериев. Установление взаимосвязи ориентировки осей и наибольших сжимающих напряжений в дайковый и рудный этапы и склонения рудно-магматической системы положено в основу перспективной оценки флангов и глубоких горизонтов месторождений, выбора оптимальной конфигурации разведочной сети.

1. Гузман Б.В., Старостин В.И. Структурные и петрофизические особенности жильных рудных полей, приуроченных к одной из палеовулканических построек Северо-Востока СССР. – Вестн. Моск. ун-та. Геология. – 1984. – № 5. – С. 31-41.
2. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкция полей напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка.– 1977. – № 12. – С. 103-115.
3. Старостин В.И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. – М.: Недра, 1979. – 341 с.
4. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 242 с.
5. Актирей Г.Д. Структурная геология. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1966. – 249 с.
6. Девдариани А.С. Сигналы из глубин Земли и ее геологического прошлого. – М.: Недра, 1974. – 212 с.
7. Лукин Л.И. О применении микроструктурного анализа при изучении рудных месторождений // Тр. Ин-та геол. наук. – 1955. – Вып. 162. – С. 121-123.

УДК 551.24.035

Е.А.Рогожин

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта АН СССР, Москва

КОЛИЧЕСТВЕННОЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ МОРФОЛОГИИ СКЛАДОК ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ МОДЕЛЕЙ И ПРИРОДНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

На основании массовых замеров углов между крыльями мелких складок отдельно для крупных антиклиналей и синклиналей на сечениях экспериментальных моделей адвективного типа и субдукционного типа, с одной стороны, и на структурно-геологических разрезах, составленных через Тфанский антиклинорий Большого Кавказа и Зеравшано-Туркестанский антиклинорий Южного Тянь-Шаня – с другой, с последующей статистической обработкой этих замеров удается сделать вывод о значительном сходстве природных складчатых зон с моделями первого типа и существенном различии с моделями второго типа. Делается вывод о большей обоснованности применения механизма адвекции для объяснения складкообразования в изученных антиклинориях.

Изучение соотношения формы мелких и крупных складок природных складчатых зон (Тфанского антиклинория Большого Кавказа, Зеравшано-Туркестанского антиклинория Южного Тянь-Шаня [1, 2] позволило выявить две главные закономерности. Во-первых, мелкие складки в пределах крупных антиклиналей по большей части обладают более узкой, сжатой формой, чем в крупных синклиналях (эта закономерность особенно ярко проявляется в близких к периклиналям частях антиклинориев). Во-вторых, форма крупных складок (I и II порядков) в сечении почти всегда более простая и открытая, чем форма осложняющих их мелких складок (III и IV порядков). Обе эти закономерности хорошо видны на структурно-геологических разрезах изученных складчатых зон (рис. 1).

Чтобы составить представление о механизме формирования сложной геосинклинальной складчатости, можно сопоставить структурные особенности природных складчатых зон и имеющихся экспериментальных моделей, выполненных в эквивалентных материалах. Рассмотрим два типа моделей, имитирующих складчатые системы и имеющих визуальное сходство с изученными антиклинориями. Один получен В.Н.Ларионым [3] значительным горизонтальным сокращением разрезов жесткого основания, подстилающего толщу, сложенную тонкими слоями разноцветного пластилина в условиях прогрева. В результате отрыва пластилинового "чехла" и сгружывания слоистой толщи в обстановке дефицита пространства образовалась складчатая структура, по определению В.Н.Ларина, Кавказского типа (рис. 2,а). Второй тип моделей разработан М.А.Гончаровым и Ю.М.Гореловым [4]. Склад-

© Е.А.Рогожин, 1991

ISBN 5-12-001738-Х. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

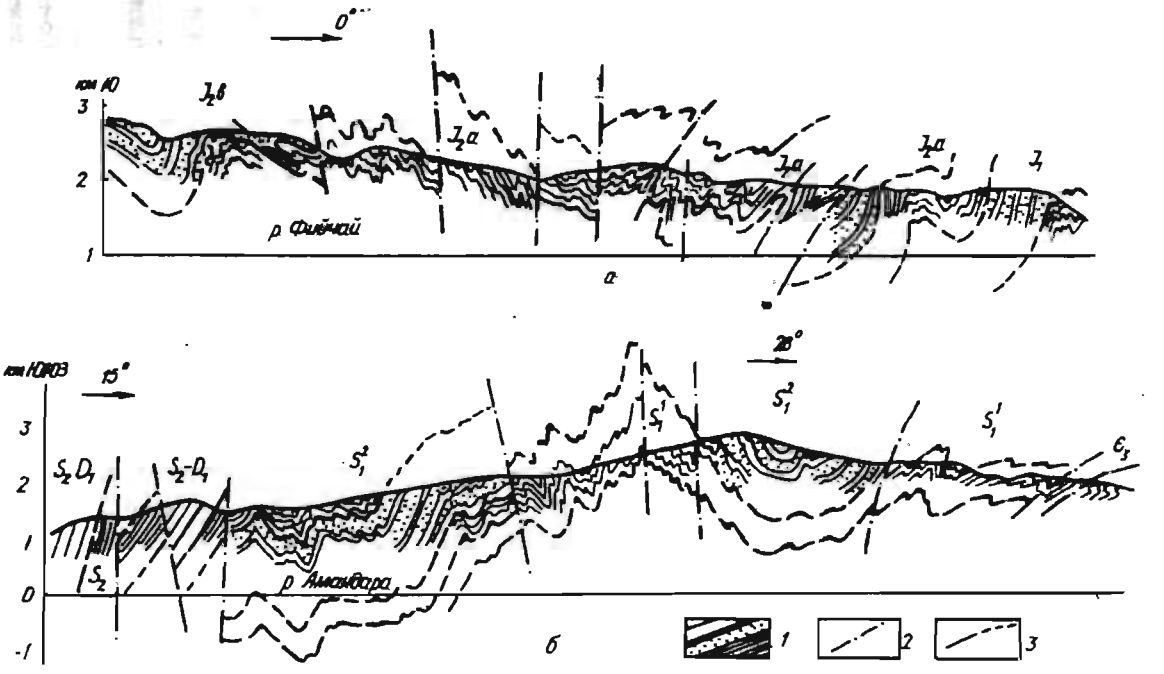
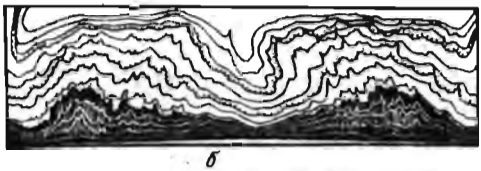


Рис. 1. Структурно-геологические разрезы через Тфанский антиклинорий Большого Кавказа (а) и Зеравшано-Туркестанский антиклинорий Южного Тянь-Шаня (б):
1 - слои пород; 2 - разрывные нарушения; 3 - границы мощных толщ

а



б

Рис. 2. Экспериментальные модели сложной складчатости; В.Н.Ларина (а), М.А.Гончарова, Ю.М.Горелова (б)

чатая структура (рис. 2,б) образовалась в слоистой толще канифоли при подогреве снизу в результате адвективного всплывания более прогретого, легкого и пластичного материала нижних слоев и внедрения его в более холодные, вязкие и более тяжелые вышележащие слои. Роль катализатора процесса адвекции в моделях второго типа играют оставшиеся в слоях канифоли микроскопические пузырьки воздуха. В основу описанных двух типов моделей экспериментаторы заложили равный механизм формирования складчатости. Модели первого типа основываются на действии внешних горизонтальных сил подобно тому, как это предоставляется при объяснении складкообразования в зонах скучивания, модели второго типа – на внутренней активности сминающихся толщ, возникающей под действием потока тепла и силы тяжести.

Для выяснения степени сходства по морфологическим особенностям складчатости, наблюдаемой в сечениях указанных моделей и на структурно-геологических разрезах изученных складчатых зон, были проведены массовые замеры углов в замках мелких складок отдельно для крупных антиклиналей и синклиналей. Статистическая обработка результатов замеров показала, что крупные антиклинали в четырех исследованных моделях В.Н.Ларина характеризуются диапазоном углов в замках мелких складок от 5 до 160° с некоторым преобладанием значений от 15 до 140° (рис. 3,а). Анализ данных 12 структурно-геологических разрезов для крупных природных антиклиналей позволяет установить, что углы в замках мелких складок изменяются также от 5 до 160°, но максимум, причем очень ярко выраженный, приходится на другие значения – от 40 до 90° (90 % всех замеров).

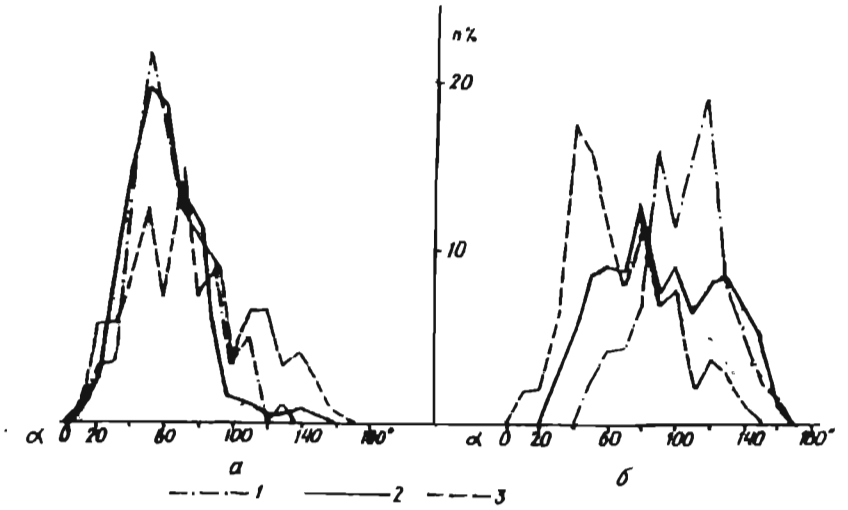


Рис. 3. Гистограммы сопоставления значений углов в замках мелких складок, осложняющих крупные антиклинали (а) и синклинали (б): 1 – на разрезах экспериментальных моделей складчатых систем по М.А.Гончарову и Ю.М.Горелову; 2 – на структурно-геологических разрезах через Тфанский антиклинорий; 3 – на разрезах экспериментальных моделей по В.Н.Ларину. По горизонтальной оси отложены значения углов в замках мелких складов, по вертикальной – количество замеров, соответствующих данному значению в процентах к общему количеству замеров

Примерно в этих же границах устанавливаются значения этой величины и для трех моделей М.А.Гончарова и Ю.М.Горелова – 15-140°, максимум от 40 до 100°.

В крупных синклиналях углы между крыльями у мелких складок на моделях первого типа составляют от 5 до 140° с некоторым преобладанием значений от 40 до 100° (рис. 3,б). В природных складчатых зонах они изменяются от 25 до 160° с максимумом от 50 до 140°. Модели второго типа характеризуются углами в замках мелких складок в диапазоне от 45 до 165° с явным преобладанием значений от 70 до 140°.

Крупные складки в моделях первого типа в сечении по форме не отличаются от осложняющих их мелких. В центральной части каждой из моделей они очень узко окаты, часто изоклинальны, а по краям – более открытые и широкие, часто коробчатые, но также похожи на осложняющие их мелкие деформации. Углы в замках крупных складок в сечении моделей второго типа составляют в основном 80-150°, т.е.

они в значительной мере более открытые, менее сжатые, чем осложняющие их мелкие складки.

Таким образом, сопоставление формы мелких и крупных складок в моделях и на разрезах природных складчатых зон показало значительное сходство последних с моделями М.А.Гончарова и Ю.М.Горелова и существенное различие с моделями В.Н.Ларина. Эти данные можно считать аргументами в пользу более обоснованного объяснения складкообразования в указанных зонах с точки зрения механизма адвекции, чем с позиций механизма окучивания.

1. Рогожин Е.А., Яковлев Ф.Л. Опыт количественной оценки морфологии складчатости Тфанской зоны Большого Кавказа // Геотектоника. - 1983. - № 3. - С. 87-98.
2. Рогожин Е.А. Палеозойская тектоника западной части Туркестанского хребта. - М.: Наука, 1977. - 97 с.
3. Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. - М.: Недра, 1980. - 216 с.
4. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. - М.: Недра, 1979. - 246 с.

УДК 551.24.001.57(575)

М.К.Турапов, Ш.Пулатов, Е.К.Паршибаев

Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Ташкент

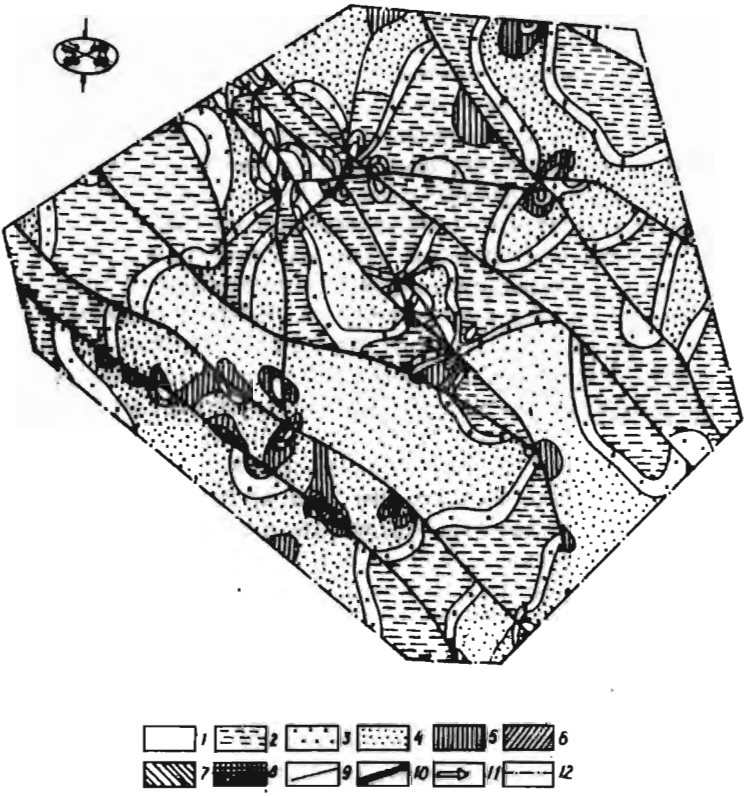
МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУР ОДНОГО ИЗ ОБЪЕКТОВ ВОСТОЧНОЙ КУРАМЫ

Изложены результаты моделирования полей тектонических напряжений в структурах одного из рудных объектов Восточной Курамы. Показано, что структурная особенность каждого блока объекта определяется ее тектонофизическим состоянием. Освещен вопрос взаимоотношений полей напряжений с процессом минералообразования. Проведенные исследования позволили выделить тектонофизические позиции, благоприятные на обнаружение эндогенного оруденения.

Моделирование тектонических полей напряжений является одним из важных разделов экспериментальной тектоники и тектонофизики /8/. Знание тектонической обстановки того или иного участка земной коры в далеком прошлом позволяет решить ряд теоретических и практических задач геологии. Одним из наиболее широко разработанных методов исследований тектонических напряжений является поляризационно-оптический. Этот метод разработан М.В.Гзовским и И.В.Лучицким. Применения его для решения различных вопросов тектоники отражены в работах М.В.Гзовского /3, 4/, И.В.Лучицкого /5/, Д.Н.Осокиной /6,7/, П.М.Бондаренко /1,2/, В.А.Королева, Ш.Д.Фатхуллаева /8,9/ и др.

© М.К.Турапов, Ш.Пулатов, Е.К.Паршибаев, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и почвенная тектонофизика. Киев,1991.



Распределение полей тектонических напряжений в модели структур рудного поля. Вариант 1. Величины максимальных касательных напряжений (в порядке увеличения значений К – 1/2/3/4/5/6/7/8); 1 – отсутствуют: 2,3 – слабые; 4-6 – умеренные; 7,8 – сильные; 9 – линия контакта; 10 – линии разрывных нарушений; 11 – направление активных сжимающих усилий; 12 – краевой эффект (предел вероятных искажений распределения напряжений на границах модели)

В настоящей статье делается попытка охарактеризовать результаты моделирования тектонических напряжений в структурах одного из рудных полей Средней Азии. Задачей экспериментального моделирования явилось изучение тектонофизических условий формирования структур рудного поля и их роли в размещении эндогенного оруденения.

Главной особенностью строения рудного поля является его бло-

ковое строение - выделено 13 блоков. Их границами служат разрывные структуры северо-восточного, северо-западного, субширотного и реже субмеридионального направлений. Тектонические блоки в геологическом строении имеют сходство и свои особенности (проявление рудной минерализации, насыщенность разрывных структур и т. д.)

На основе анализа геологического развития и расшифровки плана тектонической деформации рудного поля в период формирования оруденения, модель его структур была подвергнута испытанию - горизонтальному сжатию в субмеридиональном направлении.

Результаты моделирования представляют следующее (рисунок).

Блок I. Находится на южном фланге рудного поля и представляет собой площадь, расположенную между оперяющими структурами крупного разлома. Границами блока служат ветви крупного разлома. Блок характеризуется примерно одинаковыми значениями умеренных (45 % площади) и слабых (50 %) тектонических напряжений и только 5 % площади приходится на поля сильных напряжений. Распределение напряжений в блоке неравномерное. В северо-западном и юго-восточном участках формировались поля слабых (3,2 г/см^2), а в центральной части господствуют поля умеренных тектонических напряжений. Но здесь отмечается ряд небольших участков, приуроченных непосредственно к ветвям крупного разлома, где тектоническое напряжение ослабевает (см. рисунок).

Максимальные величины тектонических напряжений отмечены только в одном случае - вдоль юго-западной ветви разлома, в участке его изгиба, которая при тектоническом сжатии оказалась нагруженной.

Блок II. Расположен севернее блока I. Соотношение полей слабых и умеренных тектонических напряжений примерно равные. Слабые тектонические напряжения развиты только в северо-западном участке и незначительно (около 5 %) между разломами. В природе этой зоне соответствует серия субпараллельных крупному разлому, мелких разрывных структур с кварц-карбонатными жилами. Юго-восточная площадь блока характеризуется формированием умеренных тектонических напряжений. Разрывная структура здесь выражена слабо. Отмечаются единичные структуры в основном северо-западного направления и кварц-карбонатные жилы. Максимальные проявления тектонического напряжения в блоке не наблюдаются. Образование полей слабых напряжений между разломами связано с локальным растяжением этого участка в результате внедрения клина на север по ограничивающим разломам.

Блок III. Блок находится в тектоническом нагруженном состоянии с преобладанием умеренных напряжений 70 % площади блока. Они ох-

ватывают восточную и центральную части блока. Слабые поля развиты в западной части блока и в виде небольшой полосы вдоль ограничивающей северной структуры. В природе в этих зонах встречаются единичные разрывные структуры северо-западного (оперяющие) и субширотного направления и выраженность структур средняя. Такая картина развития структур характерна и для зон развития умеренных напряжений.

Блок IV. Блок находится в разгруженном состоянии, о чем свидетельствует преобладание полей слабых тектонических напряжений – более 70 % площади блока, а остальная площадь характеризуется умеренными величинами тектонических напряжений. Распределение тектонических напряжений неравномерное. Умеренные тектонические напряжения возникают в клиновидных участках блока, образованных сопряжением граничных структур и структур оперения. Участки слабых напряжений совпадают с зонами широкого развития структур различной ориентации, с преобладанием северо-западных.

Блок V. Занимает центральную часть модели. На юге он граничит с блоком III, на западе – с блоком IV, на севере и северо-западе – с блоками VIII и IX. Характерная черта блока – контрастность распределения напряжений, 65 % площади занимают поля слабых и только 5 % – поля сильных тектонических напряжений. Возникновение сильных напряжений связано с участком сопряжений разломов и с мозаичным строением данного участка сериями северо-западных и меридиональных структур.

Умеренные напряжения распределены в лежачем боку смещающего разлома. В природе полей умеренных напряжений им соответствуют участки со средней выраженностью разрывных структур. Как и в других, в этом блоке в участках со слабыми тектоническими напряжениями отмечается повышенное проявление структур северо-западного и северо-восточного направлений. По мощности проявления они внутриблоковые (развиты только в пределах одного блока).

Блок VI. По площади это небольшой блок между двумя разломами. Поверхность разломов характеризуется изменением контрастности тектонических напряжений – от слабых до умеренных. Повышенные напряжения в блоке формируются вдоль изгиба смещающего разлома, доходя до 10 г/см^2. Из схем тектонического строения рудного поля выявлено, что блок VI приурочен к выпуклой части смещающего разлома, которая и предопределила усиление тектонических напряжений в данном участке блока.

Блок VII. По характеру строения близок к блоку VI. Его границей является на юго-востоке разлом, а на западе оперяющая структура крупного разлома. Тектонофизическая характеристика блока сво-

дится к равномерному распределению слабых и умеренных тектонических напряжений. Выраженность структур в целом по блоку средняя - это в основном разрывные структуры северо-восточного и северо-западного направлений.

Блок VIII. Клиновидная структура, образованная сопряжениями разломов и пересечения их небольшим разломом северо-восточного простирания. Блок находится в разгруженном состоянии (поля слабых напряжений 100 %).

Блок IX. Анализ развития тектонических полей напряжений в блоке указывает на его разгруженность и характеризуется развитием зон слабых (около 60 %) и умеренных (40 %) касательных напряжений. Зоны умеренных тектонических напряжений формируются в местах пересечений разломов и их изгибов. В этих участках выраженность структур высокая - в основном это оперяющие структуры северо-восточного и северо-западного простираний.

Блок X. Находится в северной части рудного поля. Характеризуется развитием слабых напряжений (90 % площади). Зона умеренных напряжений образовалась вдоль западного разлома, ее величина доходит до 8,3 г/см^2.

Блок XI. Главная особенность этого блока - многочисленные разрывные структуры оперения крупных разломов, ограничивающих блок. Это в основном северо-западные структуры, осложненные северо-восточными и широтными разломами, разбивающими блок на мелкие блоки. Преобладает развитие слабых напряжений (зоны слабых касательных напряжений 80 %). Сопряжение граничных разломов обусловило концентрацию высоких значений тектонических напряжений (до 17,6 г/см^2 в зоне их влияния и характеризующиеся мелкоблоково-мозаичным строением, обусловленным северо-западными и пересекающими их меридиональными и широтными структурами. С удалением от зоны сопряжения разломов тектоническое напряжение понижается сначала до умеренных - 10,3 г/см^2, а далее до слабых - 3,2 г/см^2.

Блок XII. Клиновидная структура, образованная пересечениями двух крупных разломов. Анализ результатов моделирования показывает чередование с северо-востока на юго-запад слабых и умеренных тектонических напряжений, образовавшихся в виде полос. Преобладают участки со слабыми тектоническими напряжениями (60 %), возникшие на площадях, испытывающих локальное растяжение. Наблюдается слабое проявление разрывных структур (от 1 до 3) северо-западного направления. Зонам с умеренным тектоническим напряжением соответствует высокая выраженность структур северо-восточного и широтного простираний.

Блок XIII. Характеризуется одинаковым развитием зон слабых

(3,2 г/см^2) и умеренных (8,3 г/см^2) тектонических напряжений, охватывающих 90 % площади блока. Наиболее высокая концентрация тектонических напряжений характерна для участка изгиба южного разлома.

Результаты моделирования тектонических напряжений в структурах рудного поля указывают на преобладание полей слабых касательных напряжений. Концентрация высоких напряжений обусловливается структурно-морфологической особенностью блоков и граничных его разломов. Если рассмотреть распределение тектонических напряжений в пределах месторождений и рудопроявлений рудного поля, можно заметить, что для большинства объектов характерно слабое тектоническое напряжение, т.е. они находятся в разгруженном состоянии. Исключение составляют два объекта с преобладанием в них умеренных величин тектонических напряжений соответственно на 80 и 60 %.

Преобладание слабых тектонических напряжений (разгруженное состояние) на площади рудного поля при тектоническом сжатии, наблюдавшееся в процессе рудообразования, объясняется следующим образом: направление сжимающих усилий (субмеридиональное) приходится под углом 30–45^0 к северо-западному простиранию основных рудоконтролирующих структур рудного поля. Вследствие чего произошли сбросо-сдвиговые перемещения по этим структурам. Только незначительная энергия силы сжатия распределялась по блокам, ограниченным этими структурами, так как основная сила сжатия была израсходована на сдвиговый процесс по разломам. В связи с этим площадь рудного поля при тектоническом сжатии в субмеридиональном направлении оставалась в разгруженном состоянии, что обусловило образование рудовмещающих структур с последующим внедрением в них рудной минерализации.

Если модель подвергнуть горизонтальному сжатию в другом направлении (как это сделано во втором варианте эксперимента в юго-западном), то в этом случае характер распределения тектонических напряжений резко изменится – с преобладанием полей умеренных и сильных тектонических напряжений, т.е. вся площадь рудного поля будет находиться в нагруженном состоянии. Это связано с тем, что по рудоконтролирующим разрывным структурам, по-видимому, не происходили сдвиговые процессы. Плоскости их были максимально прикрыты и сжимающие усилия, свободно проходя через них, проникали в глубь модели. Отсутствие смещений по граничным структурам, поглощающих огромное количество энергии сжатия (как в первом варианте), обусловило проникновение тектонических напряжений в блоки.

Проведенный корреляционный анализ величин тектонических напряжений с процессом рудной минерализации позволяет утверждать, что

оруденение тяготеет к зонам слабых касательных напряжений. Исключение составляет VI месторождение, где рудная минерализация тяготеет одинаково как к зонам слабых, так и умеренных касательных напряжений. Но это не влияет на использование выявленной закономерности связи оруденения с зонами слабых касательных напряжений в качестве критерия при прогнозировании скрытого оруденения в рудном поле /9/. Проведенные исследования позволили выделить тектонофизические позиции, благоприятные на обнаружение эндогенного оруденения.

Позиция 1. Она находится в юго-восточной части блока I и приурочена к зоне крупного разлома. Позиция характеризуется низкими (слабые) значениями тектонических напряжений. Структурная позиция идентична позиции рудопроявления VII и определяется крупным разломом. Выраженность разрывных структур в данном участке средняя.

Позиция 2. Выделена в блоке XI, в его юго-восточной части, ограниченной с севера и с юга ветвью крупного разлома. Напряженность позиции определяется наличием зон слабых касательных напряжений. В структурном отношении она характеризуется присутствием рудоконтролирующего разлома, а также других мелких оперяющих его структур, которые на месторождении VI являются рудовмещающими. Другим признаком благоприятности этой позиции на рудную минерализацию является наличие кварц-карбонатных жил.

Позиция 3. Она выделена в пределах блока XIII, в его северной части, приуроченной к лежачему боку разлома. Позиция характеризуется слабым тектоническим напряжением. Структурная позиция его определяется лежачим боком разлома и аналогична позиции месторождения VI, что дает основание для отнесения позиции 3 в разряд перспективных. Здесь уместно заметить, что эта площадь Ю.А.Авериным в 1962 г. была выдвинута как перспективная. Наши данные также указывают на перспективность этой площади. В связи с чем необходимо доизучить эту позицию и провести поисково-оценочные работы.

1. Бондаренко П.М. Некоторые особенности распределения полей напряжения в складках, различных по механизму образования // VI сессия Науч.совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1969. - С. 135-136.
2. Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. - Новосибирск: Наука, 1976. - 118 с.
3. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 212 с.
4. Гзовский М.В. Развитие новых направлений в тектонофизике // Вестн. АН СССР, Физика Земли. - 1970. - № 5. - С. 51-84.
5. Лучицкий И.В. О значении эксперимента в геологии // Проблемы теоретической и региональной тектоники. - М.: Наука, 1971. - С. 269-280.

6. Осокина Д.И. Пластичные и упругие низкомодульные оптически-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 196 с.
7. Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационно-оптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М.: Наука, 1985. - С. 62-63.
8. Фатхуллаев Ш.Д., Королев В.А. и др. Опыт моделирования рудоносных структур при детальном и крупномасштабном прогнозировании// Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. - Новосибирск: Наука, 1976. - С. 166-174.
9. Фатхуллаев Ш.Д. Тектонофизические условия формирования структур рудных полей эндогенных месторождений Средней Азии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. - Ташкент, 1981. - 42 с.

УДК 552.1.001.57 (575.1)

Т.Тулегенов

Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Ташкент

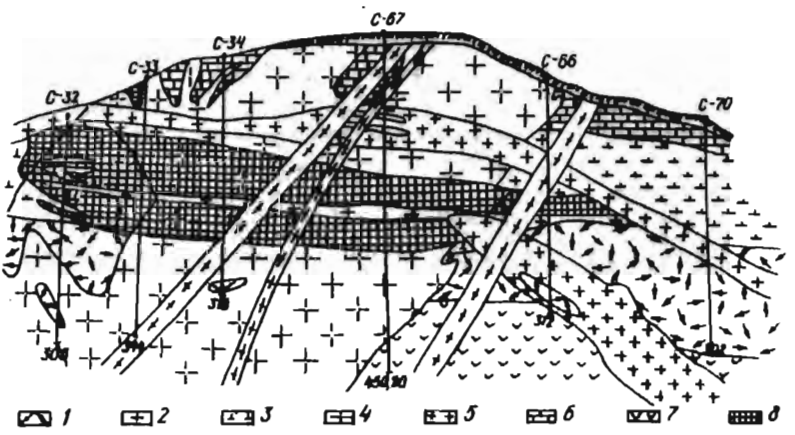
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ СТРУКТУР САУКБУЛАКСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Излагаются результаты экспериментального изучения особенностей деформирования разных петрогенетических типов пород Саукбулакского рудного поля в условиях неравномерного сжатия, соответствующего глубинам 7-10 км, где в основном происходит образование рудовмещающих структур и локализация в них эндогенного оруденения. Установлено, что собственно рудовмещающиеся породы деформируются путем хрупкого и массового дробления, тогда как вмещающие их породы претерпевают главным образом пластическую деформацию без существенного нарушения их сплошности.

Саукбулакское рудное поле входит в Алмалыкский рудный район. В его геологическом строении принимают участие аляскиты (O-S), андезитовые порфириты ($Д_1^1$), кварцевые порфиры ($Д_2^1$), андезито-дацитовые порфиры ($Д_3^1$), известняки и доломиты ($Д_2$-$Д_3$). В рудном поле расположены месторождения медно-молибденовых руд Сарычеку и ряд рудопроявлений. На месторождении Сарычеку промышленное оруденение размещается в кварцевых порфирах и апикальной части интрузивного массива гранодиорит-порфиров (рисунок). Избирательная локализация оруденения контролируется рядом факторов, одним из которых были деформационные свойства рудовмещающих пород. Важное значение физико-механических свойств пород в образовании рудовмещающих структур и локализации в них оруденения приводится в работах [1-5]. Отдельные вопросы физико-механического контроля оруденения нами рассматривались в работах [2,6-9].

© Т.Тулегенов, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.



Структурно-петрографический контроль медно-порфирового оруденения эффузивными кварцевыми порфирами и интрузивным массивом "розовых" гранодиорит-порфиров: 1 - андезитовый порфирит; 2 - граносиенит-порфир; 3 - кварцевый порфир; 4 - гранодиорит-порфир "розовый" (интрузивный массив); 5 - гранодиорит-порфир гушсайского типа; 6 - известняк; 7 - аляскит; 8 - минерализованная зона медно-порфирового оруденения

В настоящее время исследования физико-механических и деформационных свойств пород при высоких термодинамических условиях проводят на различных установках. Наши опыты по деформации образцов пород в обстановке высоких давлений были выполнены в камере Адамса, примененной в СССР Ю.А.Розановым [4]. Прибор предоставляет собой цилиндрическую стальную катушку с утолщениями на обоих концах. Мы использовали камеру толщиной стенки 2,0 мм, создающей всестороннее сжатие, равное 210 МПа. Такое давление соответствует глубинам 7-10 км.

Деформированию подвергались образцы основных петрогенетических типов пород рудного поля, кроме "розовых" гранодиорит-порфиров, которые не были изучены по техническим причинам. Все деформированные образцы получили боченкообразную форму; затем их разрезали на две половинки и из них изготовляли шлифы. Для сравнительного анализа характера произошедшей деформации изучаемые образцы подвергались близким по величине осевым нагрузкам (450 и 650 МПа). Разные по составу породы при этом испытывают различные изменения.

Кислые кварцевые порфиры, состоящие преимущественно из калиевых шпатов, кварца и небольшого количества биотита, в принятых условиях всестороннего сжатия (210 МПа) и осевого давления (600-

650 МПа) деформируются значительно труднее (18 % по внешнему диаметру образцов), чем средние по составу андезитовые порфириты, которые в тех же условиях дают деформацию 36 %. В кварцевых порфирах пластическую деформацию в виде удлинения, изгиба вокруг прочных минералов испытывает только биотит, составляющий 5 % от объема породы, тогда как кварц либо мало реагирует на нагрузку, либо разбивается трещинами, а что касается калишпата, то он очень легко катаклазируется. Вкрапленники плагиоклаза в основном сохраняют прочность, лишь частично подвергаясь хрупкому разрушению.

Наиболее глубокие структурные преобразования проявились в кварцевых порфирах в зоне центрального пояса деформаций образца, где зерна кварца и полевого шпата диагональной зоны скалывания, возникающей при перекосе поршней, превращаются в полосу катаклазированной массы.

Андезитовые порфириты, подстилающие рудовмещающие кварцевые порфиры превращаются по существу в различные минеральные фации пропилитов. Основные породообразующие минералы представлены серицитом, биотитом, хлоритом, альбитом, эпидотом, кварцем. Такой набор (в основном) пластинчатых слюдистых минералов обеспечил достаточно высокую прочность и повышенную пластичность породы в условиях высокого объемного сжатия. При сравнительно меньших ориентированных давлениях (400–450 МПа) цветные минералы, в том числе и обычный прочный кварц, начинают приобретать предпочтительную ориентировку в направлении, перпендикулярном сжимающей силе. При максимальных осевых нагрузках (около 650 МПа), при которых поперечная деформация достигла 36 %, пространственная переориентировка минералов усиливается настолько интенсивно, что существенно изменяется структурный рисунок породы. При этом слюдистые минералы удлиняются, изгибаются вокруг кварца, как правило, без нарушения сплошности, т.е. порода в зоне центрального пояса испытывает пластическую деформацию путем межзернового движения, а также, по-видимому, и катакластического течения.

Доломитизированные известняки, перекрывающие рудовмещающие кварцевые порфиры и гранодиорит-порфиры, под действием нарастающей осевой нагрузки в обстановке всестороннего давления 210 МПа ведут себя подобно андезитовым порфиритам (пропилитам). Под действием осевого давления 618 МПа деформация составила около 28 % и сопровождалась ориентировкой зерен кальцита и образованием сланцеватости в зоне центрального пояса. Деформация носила ясно выраженный пластический характер и завершилась при достижении предела прочности породы хрупким катаклазированием в узких сколовых зонах.

Определенный интерес представляла деформация слоистых структур. Слоистые цилиндры, составленные из пластин (по 3,5 мм каждая) рудовмещающих пород, можно рассматривать как миниатюрную модель естественного геологического разреза рудного поля. Цилиндрические образцы деформировались при осевых нагрузках 800 и 1020 МПа деформация их составила соответственно 23 и 28 %.

Особенности деформации многослойного разреза в основном сводятся к следующему.

1. Под действием осевой нагрузки каждый слой деформируется в условиях механического воздействия соседних слоев.

2. Как и в предыдущих опытах, разные по составу породы четко дифференцируются по характеру деформации: кварцевые порфиры и аляскиты, которые состоят из кварц-полевошпатовой минеральной массы, подвергаются хрупкому дроблению, образуя различные по величине обломки. Характерно, что крупные монолитные блоки, имеющие, как правило, острые и выпуклые края, вдавливаются в пространство соседних слоев, вытесняя их вещество в сторону.

3. Слои пропилитов и андезито-дацитовых порфиров, состоящих преимущественно из вторичных цветных минералов, испытывают в основном пластическое удлинение; в местах интенсивного дробления слоя кварцевого порфира они сохраняют стабильные недеформированные участки (будины) преимущественно остроугольной формы.

Таким образом, при одних и тех же величинах нагрузок темноцветные и более основного состава породы деформируются пластически, а в кислых породах получают преимущественное развитие хрупкие разрушения.

Деформационно-структурные условия локализации оруденения.

Концентрация медно-порфирового оруденения в виде согласной пластообразной пологой залежи развивается только в кварцевых порфирах, переходя на тех же стратиграфических уровнях в прилегающей части массива гранодиорит-порфиров (см. рисунок), тогда как в подстилающих и перекрывающих породах оруденение представлено бедной вкрапленностью и редкими прожилками сульфидов. Кварцевые порфиры и гранодиорит-порфиры вмещают руды с промышленным содержанием там, где они контактируют друг с другом и где они максимально трещиноваты. В то же время выше и ниже уровня кварцевых порфиров, где вмещающими породами для гранодиорит-порфирового штока служат андезитовые порфириты и андезит-дацитовые порфиры, трещиноватость и оруденение проявлены слабо. Учитывая механико-деформационные свойства пород, можно считать, что массовое хрупкое разрушение кварцевых порфиров при складкообразовании привело к интенсивной деформации той части гранодиорит-порфирового штока,

которая с ними соприкасалась, а верхние и нижние горизонты его, где вмещающими породами являлись прочные и пластичные темноцветные силикатные породы, подверглись трещинообразованию в значительно меньшей степени.

Контактовая поверхность интрузивного массива при воздействии тектонических сил была местом концентрации напряжений, разрядка которых привела к образованию трещинных зон в кварцевых порфирах, в том числе и в порфировом штоке. В то же время подстилающие и перекрывающие породы ввиду их повышенной пластичности сминались в складки без существенного нарушения монолитности, при этом сохраняли свою целостность и соответствующие им уровни гранодиорит-порфирового массива. Не будь этого структурного массива, отсутствовало бы, возможно, и само месторождение Сарычеку. Одной из причин того, что на соседних рудопроявлениях оруденение не достигает промышленной концентрации, является, вероятно, отсутствие в их разрезе порфировой интрузии.

Сравнительное изучение особенностей деформирования разных петрогенетических типов пород в условиях высокого всестороннего давления позволяет отметить, что отношение горных пород рудного поля к размещению оруденения находится в соответствии с их физико-механическими свойствами, и поэтому локализация промышленных руд имеет ясно выраженный избирательный характер: штокверковое прожилково-вкрапленное оруденение размещается в трещиноватой зоне кварцевых порфиров и гранодиорит-порфиров, где последние подверглись массовому хрупкому дроблению при тектонических деформациях. Оруденение достаточной интенсивности не распространяется на прочные и пластичные породы с низкой трещиноватостью.

1. Залесский Б.В. Пористость как одно из важнейших свойств горных пород / Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ. – М.: Госгеолиздат, 1960. – С. 171–172.
2. Королев А.В., Тулегенов Т. Пористость горных пород как фактор рудоотложения // Геология рудных месторождений. – 1960. – № 6. – С. 73–79.
3. Королев А.В., Шехтман П.А. Структурные условия размещения послемагматических руд. – М.: Недра, 1965. – 506 с.
4. Розанов Ю.А. Экспериментальные исследования деформации горных пород при высоких давлениях и температуре до 200° // Тр. ИГЕМ АН СССР. – 1962. – Вып. 66. – 82 с.
5. Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. – М.: Наука, 1973. – 234 с.
6. Тулегенов Т., Елькина Н.Т. Экспериментальное исследование ультра- и микропористости первичных и гидротермально измененных пород Саукбулакского рудного поля // Узб. геол.журн. – 1961. – № 1. – С. 19–26.
7. Тулегенов Т. Роль структурных факторов и физико-механических свойств пород в размещении оруденения в Саукбулакском рудном поле (Алмалык, Средняя Азия): Автореф. дис. канд.геол.-мин. наук. – Свердловск – Ташкент, 1964. – 24 с.

8. Тулегенов Т. О влиянии пористости и трещиноватости рудовмещающих пород Саукбулакского рудного поля на размещение в нем медных руд // Тр. Ин-та геологии УФАН СССР. - 1965. - С. 221-237.
9. Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. - М.: Наука, 1958. - 333 с.

УДК 551.24.03/05 (575.1)

Ш.Д.Фатхуллаев, А.Д.Швецов, В.А.Хорват

Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья Мингео УзССР, Ташкент

ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

На основе изучения тектонофизических условий формирования территории Западного Узбекистана в периоды рудогенеза и моделирования структуры района поляризационно-оптическим методом проведены прогнозно-металлогенические исследования. Показана металлогеническая роль Основного сквозного разлома - в заметном повышении интенсивности золотого оруденения в зоне его влияния и узловом характере размещения наиболее значительных рудоносных объектов.

На территории Западного Узбекистана поиски эндогенных месторождений постепенно смещаются за пределы выходов пород домезозойского фундамента на перекрытие площади с мощностью чехла до 300 м. Прогнозирование приходится выполнять по ограниченному количеству косвенных признаков, достоверность которых не всегда отвечает уровню исследований. Одним из способов повышения качества прогнозных построений является моделирование и изучение тектонических условий формирования территории в период рудогенеза [1, 2, 5, 6].

Рассматриваемая территория представляет собой хемигеосинклинальную область, характеризующуюся распространением мощных углеродсодержащих вулканогенно-терригенных комплексов. В структурном плане территория имеет вид сложной блоковой постройки, ведущими элементами которой являются: границы структурно-формационных зон и подзон субширотного простирания; сквозные рудоконцентрирующие разломы северо-западного направления; северо-восточные зоны повышенной трещиноватости, ограничивающие дайковые пояса, блоки с широким проявлением гранитоидного и габброидного магматизма и различным рисунком разломов и складчатых деформаций; продольные и кососекущие зоны смятия и динамометаморфизма пород.

© Ш.Д.Фатхуллаев, А.Д.Швецов, В.А.Хорват, 1991

ISBN 5-12-001738-Х. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

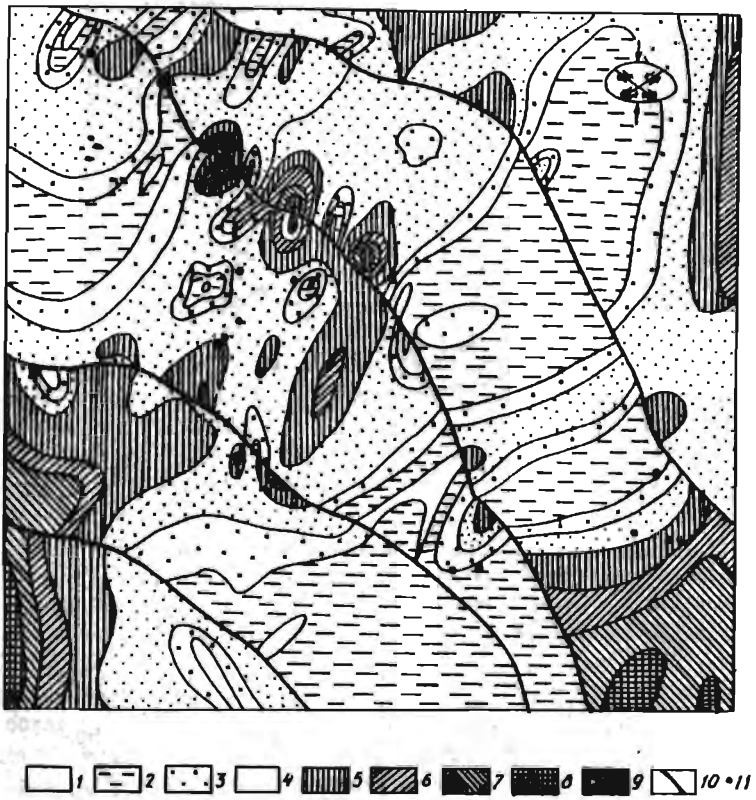


Рис. 1. Распределение максимальных касательных напряжений τ_{max} в модели Центральной части Западного Узбекистана (фрагмент). Поля максимальных касательных напряжений (в порядке увеличения значений τ_{max} $1 < 2 < 3 < 4 < 5 < 6 < 7 < 8 < 9$): 1–3 – слабые; 4–6 – умеренные; 7–9 – сильные; 10 – блокоформирующие и рудоконтролирующие разломы; 11 – эталонные рудные объекты

На перекрытых площадях главные разломы устанавливались по данным глубинного геологического картирования масштаба 1:50000, грави- и магниторазведки, а в последующем уточнялись дешифрированием космоснимков, морфоструктурных построений и с помощью трансформаций геологических признаков обнаженных домезозойских образований.

Разрывные нарушения, определившие позиции рудных полей и месторождений, наиболее интенсивно формировались в пред- и орогенную стадии развития региона в период между внедрением гранитоид-

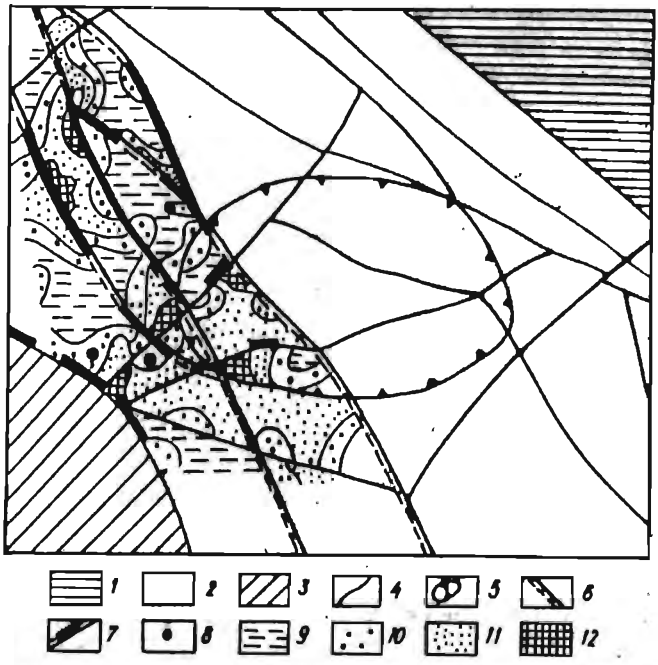


Рис. 2. Распределение касательных напряжений в зоне Основного сквозного разлома геосинклинально-складчатой области Южного Тянь-Шаня (фрагмент): 1 - Срединный Тянь-Шань; 2 - Южный Тянь-Шань; 3 - Юго-Западный Тянь-Шань; 4 - разломы, ограничивающие структурно-формационные подзоны; 5 - области развития гранитогнейсовых куполов и термокупольных структур; 6 - шовные зоны Основного сквозного разлома; 7 - благоприятные участки разломов; 8 - эталонные рудные объекты. Поля касательных напряжений: 9 - слабые; 10 - умеренные; 11 - умеренно-сильные; 12 - сильные

ных интрузивов и дайками второго этапа. Функциональные взаимосвязи рудоконтролирующих разломов рассматривались с позиций тектонофизических условий, в которых происходило рудоотложение. Исследование этих условий на отдельных рудных полях, проведенное построением круговых диаграмм распределения оруденения (содержание, мощность) в поле элементов залегания рудовмещающих разломов (простирание, падение) показало, что рудный процесс повсеместно протекал в условиях регионального сжатия по оси 7-10° на западе и 20-30° - на востоке региона.

Общим связующим звеном рудогенических процессов территории в первом приближении рассматриваются глубинные ра: ломы северо-за-

падного простирания, которые на отдельных отрезках являются рудовыводящими и рудоконцентрирующими структурами.

Тектонические напряжения и деформации вмещающих пород Западного Узбекистана изучались в масштабе 1:500000 с помощью поляризационно-оптического метода (рис. 1). Моделирование сопровождалось изучением физико-механических свойств горных пород, детализацией морфоструктурных особенностей геологических тел и разрывных нарушений, выяснением направлений относительных перемещений по разломам, ограничивающим изучаемую структуру, определением регионального и частного планов тектонических деформаций времени проявления процесса эндогенной минерализации и глубоким структурным анализом с конкретной геометризацией структурных поверхностей и их элементов. Проведено 28 экспериментов. Количество экспериментов подбиралось опытным путем. Моделирование структур района проведено в сочетании вертикальных и горизонтальных сечений. С этой целью лабораторией САПУМС сконструирована установка, позволяющая экспериментировать как на вертикальных, так и на горизонтальных моделях большого размера (130x130 см).

Методом моделирования /4-6/ удалось установить, что под влиянием морфологических элементов поверхностей главных рудоконтролирующих разломов в отдельных участках территории создавались локальные участки сжатия и растяжения. Большинство месторождений приурочено к зонам слабых и весьма умеренных касательных напряжений и тяготеет к зонам разломов с контрастными напряжениями в их боках (рис. 2), например, зона Основного разлома. При характеристике Основного разлома использовались следующие критерии: тесная связь сквозных разломов со структурами начальных стадий формирования территории, сопряженность их с интенсивным магматизмом, проявления в смежных боках зон различных тектонических деформаций и складчатости и др.

Структура Основного разлома, по нашим представлениям, - это сложная многоосевая зона северо-западного простирания шириной до 50 км, которая под острым углом пересекает металлогенические и структурно-формационные зоны Южного Тянь-Шаня (см.рис. 1). О ее глубинной природе свидетельствуют приуроченность к отдельным швам гипербазитовых тел, ориентировка и морфология интрузивных массивов, флексурообразные изгибы (в плане) осадочно-метаморфических пород, формирование субпараллельных брахиантиклинальных складок, изменение конфигурации и интенсивности проявления полей геохимических аномалий, полей тектонических напряжений (деформаций) и другие признаки.

Металлогеническая роль Основного сквозного разлома заключается в заметном повышении интенсивности золотого оруденения в зоне его влияния и узловом характере размещения наиболее значительных объектов. Последние представлены единым генетическим рядом рудных формаций и сформировались в основном виде за внедрением после батолитовых даек. Рудный процесс на золоторудных проявлениях протекал в условиях сжатия (по оси 10–30°) при затухающих и малоамплитудных подвижках по рудовмещающим разломам.

Рудные поля представляют собой клиновидные тектонические блоки и сложные мозаичные постройки в пересечении мобильных разломов, приурочены чаще всего к осевым и приосевым частям открытых антиклинальных складок /3/. В центральной части модели вдоль линии Основного разлома отчетливо возникают зоны контрастных напряжений свидетельствующих о том, что вдоль северо-западной части на участках с большими азимутами простирания происходит некоторое уменьшение напряжений и они могут рассматриваться как зоны разгруженные. На участках с меньшими азимутами простирания напряжения увеличиваются и они могут квалифицироваться как прикрытые, нагруженные. Сопоставление позиций рудных полей и крупных месторождений и других проявлений минерализации с полученной картиной распределения напряжений показывает, что вдоль зоны Основного разлома они приурочиваются к приоткрытым участкам.

Прогнозно-металлогеническая оценка закрытой части региона была выполнена по 15 группам косвенных признаков на ЭВМ с использованием дивизимной кластер-процедуры. В результате установлены новые потенциальные рудные поля, из них около 70 % оказались в благоприятных позициях по данным распределения максимальных касательных напряжений. Они рекомендованы для первоочередной постановки поисковых работ.

Таким образом, моделирование с применением оптически-активных материалов позволяет весьма оперативно анализировать связь оруденения с особенностями внутреннего строения рудовмещающих структур и получать основу для прогнозирования, в которой учитывается главнейший тектонический фактор, обеспечивающий поступление минерализующих растворов в ту или иную точку геологического пространства.

1. Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. – М.: Недра, 1964. – 119 с.
2. Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационно-оптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С. 62-93.

3. Королев В.А., Фатхуллаев Ш.Д. Рудные поля в клиновидных тектонических блоках (самостоятельный структурный тип) // Методика составления металлогенических и прогнозных карт рудных полей и месторождений. – М.: Недра, 1973. – С. 101–108.
4. Королев В.А., Фатхуллаев Ш.Д. Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений // Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1976. – С. 9–22.
5. Фатхуллаев Ш.Д. Тектонофизические условия формирования структур рудных полей эндогенных месторождений Средней Азии. – Ташкент, 1981. – 44 с.
6. Фатхуллаев Ш.Д. Принципы тектонофизического изучения структур рудных полей Средней Азии // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. – М.: Наука, 1985. – С.147–150.

УДК 551.243.8:550.814 (477)

А.Г.Ткаченко

Институт геохимии и физики минералов АН УССР, Киев

АНАЛИЗ ЗОН РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ПО КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ НА КОГЕРЕНТНО-ОПТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Приводится методика анализа зон региональных разломов по космическим снимкам на когерентно-оптических системах, позволяющая в автоматическом режиме выявлять характер азимутального распределения линейных элементов фотоизображения, соответствующих геоструктурному плану исследуемого участка поверхности земли. Методика может быть использована при мелкомасштабных работах для геоструктурного районирования территорий, а также при тектонофизических реконструкциях строения и кинематики развития крупных тектонических зон.

В формировании земной коры принимают участие процессы различной природы, по-разному влияя на ход ее эволюции. Они находят отображение в геолого-тектонических структурах, орогидрографии, ландшафтах и соответственно в различной степени проявляются на земной поверхности. Доминируют в этом ряду результаты геологической деятельности, которые обусловливают развитие процессов более высоких порядков. Таким образом, облик земной поверхности несет в себе суммарный результат различных взаимодействий и отражает историю развития Земли, а его изучение позволяет понять закономерности строения, этапы развития и структурные взаимоотношения геологических образований.

В последнее десятилетие в геологическую практику прочно вошло применение аэрокосмической информации, позволяющее получать обзорную и объективную картину геологического строения обширных площадей. Эти исследования включают в себя два аспекта – качествен-

© А.Г.Ткаченко, 1991
ISBN 5-12-001738-X. Эксперим. тектоника и полевая тектонофизика. Киев. 1991.

ный и количественный анализ аэрокосмических снимков. Сущность качественного анализа заключается в визуальном выделении фотоаномалий, составлении линеаментных схем, их интерпретации совместно с геолого-геофизическими материалами на базе имеющихся теоретических концепций с последующими обобщениями и практическими выводами. Однако очевидно, что такой анализ страдает некоторой субъективностью.

Количественный анализ аэрокосмической информации до последнего времени распространялся только на обработку результатов, снятых со снимка дешифровщиком (статистический анализ схем дешифрования, построение роз-диаграмм и др.), неся, таким образом, в себе тот же субъективный фактор, роль и влияние которого на получаемые результаты трудноценимы.

Поэтому на современном этапе для повышения объективности получаемой с помощью аэрокосмических снимков информации усилия исследователей направлены на создание и использование установок и методик, позволяющих в автоматическом режиме снимать количественную и даже качественную информацию непосредственно с фотоснимков в приемлемой для геологов форме. Большой опыт в этом направлении накоплен в результате применения ЭВМ для автоматизированного распознавания, преобразования и предварительного анализа дистанционных изображений Земли. Но с использованием цифровых систем связаны большие потери полезной нагрузки при операциях ввода и вывода, при переводе фотографического изображения в цифровое и обратно, недостаточного разрешения как латерального, так и углового в считывающих устройствах.

В 80-е годы в результате совместных работ ФМИ АН УССР и ЛАЭМ разработаны и внедрены в практику геологического дешифрирования аэрокосмических снимков принципиально новые когерентно-оптические установки "РОЗА" и "КОГЕРЕНТ". Методика фильтрации и количественного анализа аэрокосмических снимков, линеаментных схем и других материалов дистанционных съемок на этих установках основана на известном свойстве сферических линз формировать в задней фокальной плоскости двумерный Фурье-образ функции амплитудного пропускания транспаранта, например, негатива аэрокосмосъемки, помещенного в переднюю фокальную плоскость и освещенного параллельным монохроматическим пучком света [1, 2] согласно выражению

$$U(x,y) = \iint_{-\infty}^{\infty} t_0(x_0, y_0) \exp\left[-i\frac{2\pi}{\lambda f}(x_0 x + y_0 y)\right] dx_0 dy_0 \quad , \qquad (1)$$

где $t_0(x_0, y_0)$ – функция пропускания транспаранта по амплитуде;
λ – длина волны используемого света;

f – фокальное расстояние сферической линзы; x_0, y_0 – координаты во входной плоскости; x, y – координаты в выходной плоскости.

Анализ выражения (1) показывает, что двухмерному Фурье-образу, или Фурье-спектру присущи следующие свойства: центральная симметрия, обратно пропорциональная зависимость между размерами деталей изображения и соответствующих им компонент Фурье-спектра; независимое расположение компонент Фурье-спектра от пространственной локализации соответствующих деталей изображения.

Перечисленные свойства Фурье-спектра обеспечивают весьма простое получение диаграмм количественного углового распределения протяженных деталей изображения последовательной регистрацией значений яркости светового поля [3].

Использование когерентно-оптических установок идет по трем направлениям: 1) количественный анализ линеаментных схем, составленных в штриховом виде; 2) фильтрация исходных фотоизображений с целью усиления полезных компонентов; 3) количественный анализ аэрофотоснимков с целью автоматического опознавания и классификации разрывных нарушений по характеру азимутального распределения интенсивности двухмерного спектра пространственных частот изображения, позволяющий получать азимутальное распределение трещиноватости и разломов на площади, т.е. производить тектоническое районирование территории по данному критерию [4].

В основу настоящего исследования положены тезисы о разнопорядковости отражаемых на разномасштабных фотоснимках Земли геологических структур и о возможности автоматизированного количественного геолого-структурного анализа космофотоснимков. Правомочность принятия первого тезиса основывается на результатах работ многих исследователей, проводимых по различным регионам страны, в том числе и Украины [5, 6]; второго – на опыте автоматизированного дешифрирования аэрофотоснимков на когерентно-оптической установке [4].

В качестве полигона была выбрана северо-западная часть Украинского щита, которая характеризуется наличием в ее пределах контрастных, различных по своему геолого-тектоническому строению и истории развития областей, разделенных крупной тектонической зоной [5, 6], а также минимальной сельскохозяйственной освоенностью с сохранившимися исходными ландшафтными природно-территориальными комплексами, индуцирующими структурно-геологический план докембрийского фундамента. С другой стороны, докембрийский фундамент Украинского щита перекрыт чехлом рыхлых образований и поэтому наиболее информативными снимками для его изучения являются космические снимки масштаба мельче 1:200 000, основу фотоизображения ко-

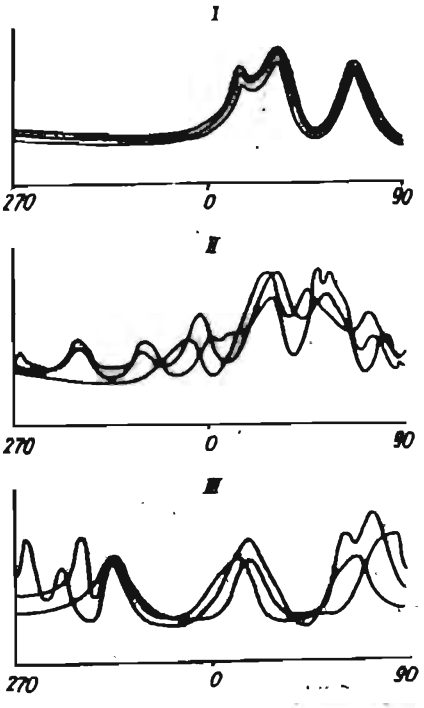


Схема тектонического районирования. Гистограммы азимутального распределения линейных элементов космического изображения северо-западной части Украинского щита: I–III – профили замеров и соответствующие им гистограммы азимутального распределения линейных элементов космического изображения

торых составляют региональные структурные элементы.

Для автоматизированного анализа по негативу космоснимка масштаба 1:1000 000 были заложены три профиля (рисунок). Профиль I расположен в пределах Осницкой космогеоструктурной области, профиль III – в пределах Волынской, которые разделены между собой Кременецко-Перганской линеаментно-тектонической зоной – профиль II. По намеченным профилям на установке "КОГЕРЕНТ" круглым окном, площадью 400 км^2 на местности, были сняты характеристики азимутального распределения линейных элементов фотоизображения. В результате по профилю I наблюдаются три общих максимума с азимутами СВ 15–16°, 30–35°, 63–68°; по профилю III – максимум СЗ 312–318°; а по профилю II четких совпадений максимумов нет (см. рисунок).

По современным представлениям Волынский геоструктурный блок сложен глубоко метаморфизованными породами тетеревской серии и кировоградско-житомирского комплекса, сильно диолоцированными в антиклинорные и синклинорные структуры северо-западного простирания (профиль III). Для Осницкого блока, сложенного породами клесовской серии и осницкого комплекса, характерно северо-восточное простирание структур (профиль I). Отсутствие в гистограммах профиля I максимумов северо-западного простирания и "абсолютная" идентичность гистограмм отражает площадную выдержанность геоструктурного плана этого блока и более молодой возраст северо-восточных структур, срезающих северо-западные структуры Волынского бло-

ка. Низкая сопоставимость гистограмм профиля II указывает на наличие здесь Кременецко-Пержанской линеаментно-тектонической зоны и сложное сопряжение в ее пределах разновозрастных структурных элементов.

Таким образом, выявленный характер азимутального распределения линейных элементов космического снимка северо-западной части Украинского щита в целом соответствует установленному генеральному геоструктурному плану региона как по геологическим данным, так и по результатам, полученным при анализе геомагнитного поля О.Б.Гинтовым [7]. Описанная методика может быть применена при мелкомасштабных работах для геоструктурной разблокировки больших территорий, а также при тектонофизических реконструкциях строения и кинематики развития крупных тектонических зон.

1. Дж.Гудмен. Введение в Фурье-оптику. - М.: Мир, 1970. - 364 с.
2. Ф.Т. С. Юу. Введение в теорию дифракции, обработку информации и голографию. - М.: Сов. радио, 1979. 304 с.
3. Потапов О.А. Оптико-электронная обработка геолого-геофизической информации. - М.: Недра, 1984. - 304 с.
4. Методика и технические средства геоиндикационного дешифрирования. - Свердловск, 1986. - С. 53-56.
5. Белевцев Я.Н., Быстревская С.С. Космотектоническая карта Украинского щита / Исследование Земли из космоса. - 1982. - № 4.- С. 4-10.
6. Применение материалов аэрокосмических съемок для изучения структуры и металлогении Украинского щита / С.С.Быстревская и др. - Киев, 1981. - 50 с.
7. Гинтов О.Б. Структуры континентальной земной коры на ранних этапах ее развития. - Киев: Наук. думка, 1978. - 241 с.

УДК 551.242

Н.Н.Новик

Институт геофизики им. С.И.Субботина АН УССР, Киев

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ВЕРТИКАЛЬНЫХ НОВЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА БАЗЕ ЭРОЗИОННОЙ МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

На основании анализа развития флювиальных систем Крыма выявлены общие закономерности развития эрозионной сети и построена эрозионная модель развития рельефа, отражающая связь тектонических движений и флювиальных процессов в условиях конкретных водосборов, приуроченных к определенным морфоструктурам:

$$i_s = i_r e^{\beta d} S^{\alpha},$$

© Н.Н.Новик, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

где i_g – уклон продольного профиля водотока при площади водосбора S, км^2; i_T – исходный (относительно эрозионного) тектонический уклон местности; α и β – эмпирические коэффициенты. Применяя статистический анализ зависимости уклонов продольного профиля водотоков от площади водосбора, по приведенному уравнению рассчитываются тектонические уклоны, соответствующие деформациям исходных поверхностей выравнивания. Используя отметки исходной поверхности выравнивания или кровли коррелятных отложений в опорных точках, по предварительно рассчитанным тектоническим уклонам представляется возможным составление структурных карт с количественной оценкой суммарных деформаций поверхностей, являющихся исходными по отношению к современной эрозионной сети.

При составлении карт новейшей тектоники оценка амплитуд вертикальных тектонических движений традиционно основана на анализе гипсометрического положения опорных поверхностей выравнивания [3]. При этом возникают трудности как в установлении современного положения этих поверхностей, так и в реконструкции их исходного положения. В первом случае (при составлении детальных карт) это связано с их плохой сохранностью в современном рельефе горных стран или с большим объемом буровых работ, когда они погребены, во втором случае – прежде всего с отсутствием надежных методик проведения подобных реконструкций. Поэтому в настоящее время при оценке новейших тектонических движений для решения ряда практических задач вполне обоснованным может быть использование структурно-тектонических карт, отражающих современное гипсометрическое положение опорных поверхностей выравнивания. При этом в качестве амплитуд вертикальных неотектонических движений в первом приближении могут использоваться абсолютные отметки опорных геоморфологических уровней без учета возможных изменений уровня моря в предположении, что современные тектонические уклоны этих поверхностей по крайней мере по порядку соизмеримы с их изменением за время формирования современной морфоструктуры.

На основании анализа фловиальных систем Крыма выявлены общие закономерности развития эрозионной сети региона и построена эрозионная модель развития рельефа, отражающая связь тектонических движений и фловиальных процессов. Эта связь описывается уравнением

$$i_g = i_T e^{\beta \alpha_S \alpha}, \qquad (1)$$

где i_g – уклон продольного профиля водотока при площади водосбора S, км^2; i_T – исходный (относительно эрозионного) тектонический уклон местности; α и β – эмпирические коэффициенты; α определяет нелинейность продольного профиля, являясь мерой его кривизны, и зависит от локальных условий проявления фловиальных процессов в пределах водосбора. При $\alpha > 0$ продольный профиль выпуклый, при $\alpha < 0$ – вогнутый, а при $\alpha = 0$ продольный профиль линейный и укло-

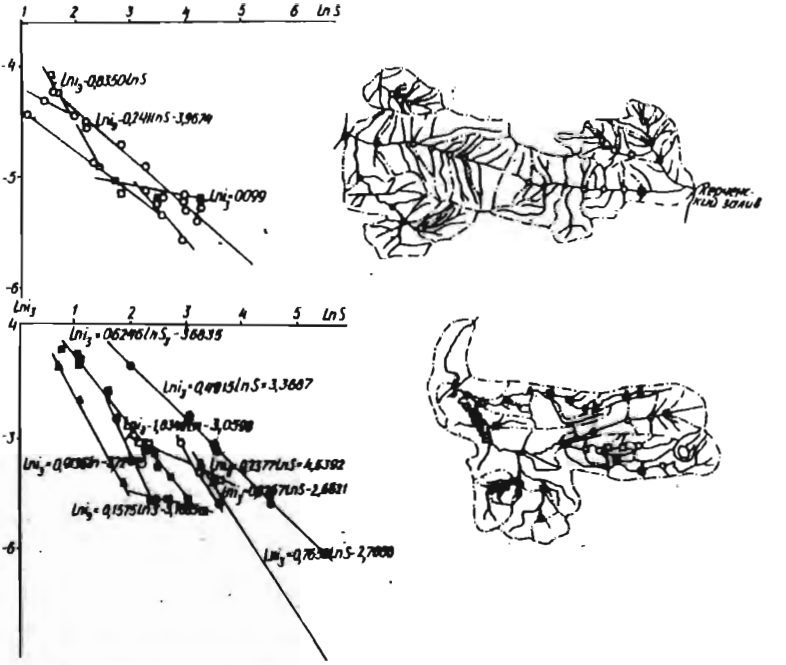


Рис. 1. Зависимость уклонов продольного профиля водотоков Керченского полуострова от площади водосбора:
1 – русла водотоков; 2 – границы водосборов; 3 – границы площадей водосбора, использованных при расчетах; 4 – точки парных замеров уклонов продольного профиля и площади водосбора водотока, отнесенных к одной двумерной совокупности

ны его не зависят от площади водосбора. Поскольку эрозионный процесс направляется существующими тектоническими уклонами [1], без которых невозможно зарождение эрозионной сети, при $\alpha = 0$ совершенно естественным является равенство $i_y = i_T$; β определяется региональными условиями проявления флювиальных процессов и характеризует зависимость эрозионных уклонов при определенной площади водосбора от тектонических. Вычисленные значения параметра β при $S = 1$ км^2 для эрозионной сети Горного, Равнинного Крыма и Керченского полуострова соответственно равны: – 3,67; -4,12 и -2,39.

Установленная зависимость (1) по уклонам эрозионной сети, отвечающим конкретной площади водосбора, позволяет проводить реконструкцию тектонических уклонов местности, отражающих суммарные деформации исходной поверхности выравнивания за время формирования современного эрозионного рельефа, включая и некоторый исходный тектонический уклон. Измерения площадей водосборов и

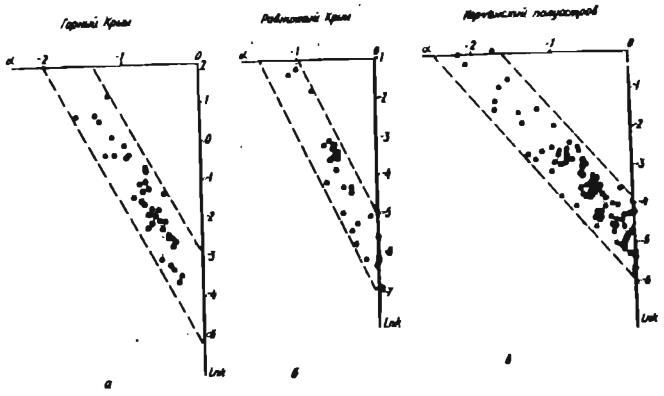


Рис. 2. Зависимость уклонов продольного профиля водотоков при единичной площади водосбора (S = 1 км^2) от его кривизны в различных геолого-структурных условиях: а – $\ln k = 3{,}6677\,\alpha + \ln i_T$; б – $\ln k = 4{,}1201\,\alpha + \ln i_T$; в – $\ln k = 2{,}3891\,\alpha + \ln i_T$ ($\ln k = \ln i_T$ при $\alpha = 0$)

соответствующих им уклонов продольного профиля выполняются в камеральных условиях по топографическим картам масштаба 1 : 100 000–1 : 25 000. Измерения углов в точке с площадью водосбора S выполняется по соседним горизонталям, как отношение превышения к расстоянию (рис. 1). Зависимость эрозионных уклонов от площади водосбора в пределах водосбора или его части с выдержанным продольным профилем основного русла может быть предоставлена также в виде

$$i_\partial = k_i S^{\alpha_i}, \qquad (2)$$

или в логарифмических координатах

$$\ln i_\partial = \ln k_i + \alpha_i \ln S, \qquad (3)$$

где k_i – уклон продольного профиля водотока при единичной площади водосбора. Параметры k_i и α_i, однозначно описывающие характер продольного профиля водотока или его участка, определяются на основании регрессионного анализа парных замеров измерения площадей водосбора и эрозионных уклонов речной и овражно-балочной сети от верховья к устью (см. рис. 1). Для вычисления тектонических уклонов, являющихся исходными по отношению к эрозионным, анализируется зависимость $\ln k = f(\alpha)$. На примере флювиальных систем Крыма вид-

но, что эта зависимость линейна в различных геолого-структурных условиях и отличается угловым коэффициентом (рис. 2). Принимая во внимание, что при $\alpha = 0$ $i_g = i_T$, из рис. 2 видно, что в конкретных геолого-структурных условиях облако рассеяния точек, соответствующих парным значениям $\ln k_i$ и α_i может быть описано семейством уравнений:

$$\ln k_i = \ln i_{Ti} + \beta\alpha_i \qquad (4)$$

или в экспоненциальной форме

$$k_i = i_{Ti} e^{\beta\alpha i}, \qquad (5)$$

где уклон продольного профиля водотока k_i при единичной площади водосбора рассмотрен как функция тектонического уклона i_{Ti} и кривизны продольного профиля α_i. Однозначное определение тектонического уклона из выражений (4),(5) возможно при фиксированных значениях параметра β, который для достаточно представительных выборок парных значений k_i и α_i легко определяется графоаналитическим путем. На графике $\ln k = f(\alpha)$ облако точек, соответствующих парным значениям $\ln k_i$ и α_i, по направлению максимальной вытянутости параллельными линиями разбивается на классовые интервалы и по каждому классовому интервалу для соответствующей подсовокупности парных значений $\ln k_i$ и α_i способом наименьших квадратов рассчитываются значения β_i (углового коэффициента). Окончательно значение β для всей совокупности парных значений $\ln k_i$ и α_i определяется как среднезавершенное по множеству классовых интервалов с весами, пропорциональными количеству пар в каждом классовом интервале. Вычисления тектонических уклонов в дальнейшем выполняются по формуле

$$i_{Ti} = \frac{k_i}{e^{\beta\alpha i}}. \qquad (6)$$

Для построения структурных карт поверхностей выравнивания, являющихся исходными по отношению к современному эрозионному рельефу, используются вычисленные тектонические уклоны и абсолютные отметки этих поверхностей в опорных точках, полученные прямыми наблюдениями или по данным бурения. На основании ретроспективного анализа развития территории, исходной по отношению к современной эрозионной сети в Горном Крыму, является позднемиоценовая - раннеплиоценовая поверхность выравнивания (нижнее плато яйл) [2], выработанная первоначально сарматским морем с сохранением выравненного рельефа включая понтическое время. В Равнинном Крыму естественным репером смены морских и континентальных условий, озна-

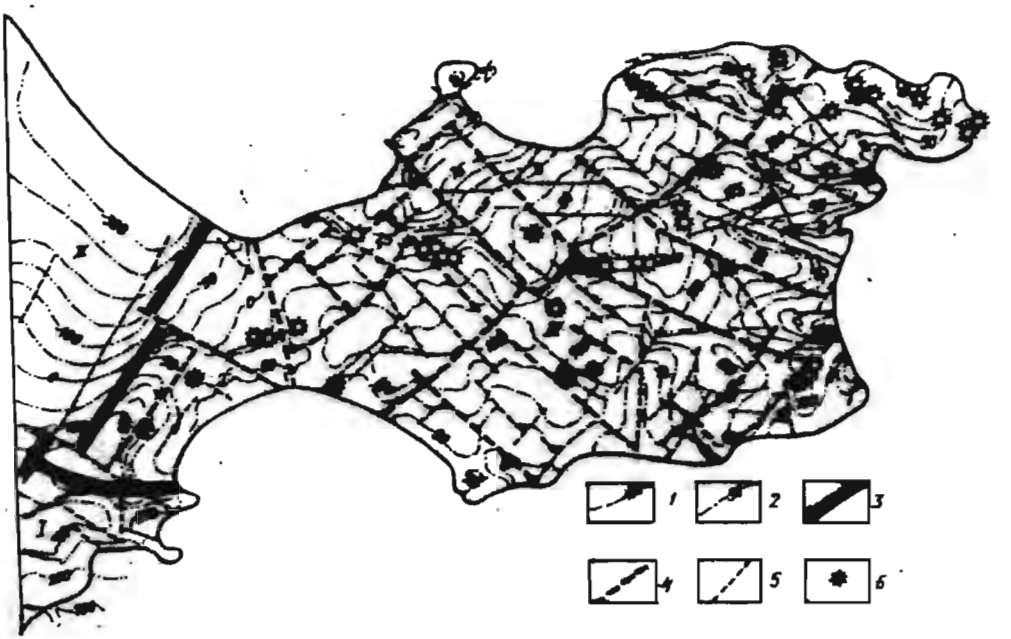


Рис. 3. Суммарные деформации исходной поверхности выравнивания, полученные на базе эрозионной модели развития рельефа:
1 – изобазы позднемиоценовой – раннеплиоценовой поверхности выравнивания; 2 – изобазы куяльницкой поверхности выравнивания. Активизированные зоны разломов: 3 – глубинные разломы, разграничивающие морфоструктуры с различным режимом новейших тектонических движений (I – эпиплатформенный ороген Горного Крыма; II – Индольский предгорный прогиб; III – эпигеосинклинальное сводово-блоковое поднятие Керченского полуострова); 4 – главные разрывные нарушения определяющие блоковое строение морфоструктур; 5 – локальные разрывные нарушения; 6 – проявление грязевого вулканизма

меновавшей начало формирования современного рельефа, является кровля понтических отложений. На Керченском полуострове исходная поверхность выравнивания имеет куяльницкий возраст, а эрозионная сеть - плейстоценовый. Приведенная зависимость эрозионных и тектонических уклонов (1) справедлива как в условиях эрозионного, так и аккумулятивного рельефа, что позволяет применять предлагаемую методику построения структурных неотектонических карт, когда исходные поверхности интенсивно эродируются, так и в условиях, когда они погребены. Структурные карты исходных поверхностей выравнивания строятся в изолиниях с принятым сечением в зависимости от масштаба и детальности построений. По предлагаемой методике возможно составление не только мелкомасштабных, но и крупномасштабных неотектонических карт. Достоверность поверхности, отображаемой в изолиниях, проверяется сопоставлением с реально существующими отметками денудационных останцов исходной поверхности выравнивания или кровли коррелятных отложений.

Выделение активизированных разломных зон выполняется на построенной структурной карте исходной поверхности выравнивания в изолиниях. За основу принимаются линейно вытянутые зоны с аномальными градиентами тектонических уклонов, проявляющихся в изгибах и сгущениях изолиний. Во внимание принимаются и другие геоморфологические признаки: коленообразные изгибы речных долин, спрямленные участки русел и др. Для подтверждения разломных зон, выделенных таким образом, следует привлекать результаты прямых геологических наблюдений, данные геофизики, результаты дешифрования аэро- и космоснимков.

На рис. 3 в качестве примера приводится карта суммарных деформаций куяльницкой поверхности выравнивания Керченского полуострова, построенная по предлагаемой методике. Анализ деформаций куяльницкой поверхности выравнивания Керченского полуострова свидетельствует о преобладающих в плейстоцене сводово-блоковых тектонических движениях, наложенных на позднеальпийское складчатое основание. Основной особенностью новейших тектонических движений на Керченском полуострове является проявление большинства продольных и поперечных разрывных нарушений, выделяемых по геолого-геофизическим данным, в деформациях куяльницкой поверхности выравнивания, что представляет практический интерес для прогнозирования сейсмической опасности.

1. Вирский А.А. Ход развития эрозионного рельефа равнин // Геоморфология и палеогеография. - М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1952. - С. 25-35.
2. Муратов М.В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крыл-

ского полуострова // Бюл. МОИП, отд. геол. - 1954. - 39, вып. 1. - С. 3-20.
3. Николаев Н.И., Шульц С.И. Обзорная карта новейшей тектоники и принципы ее составления // Неотектоника СССР. - Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1961. - С. 47-54.

УДК 550.343

В.П.Рудаков

Московский геолого-разведочный институт

ОПЫТ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДИНАМИКИ ПОЛЯ ПОДПОЧВЕННОГО РАДОНА НА ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ПОЛИГОНАХ

Излагаются результаты более чем десятилетних экспериментальных исследований динамики поля подпочвенного радона на прогностических полигонах страны. Методологическую основу исследований составляют: поиск "живых" тектонических нарушений, реагирующих на приливные деформации земной коры и проведение в чехле их рыхлого покрова пассивных квазинепрерывных измерений вариаций поля подпочвенного радона.

Излагается точка зрения на природу вариаций - предвестников землетрясения с позиции реакции эманационного поля на характер изменения напряженно-деформированного состояния земной коры.

Начиная с середины 70-х годов на прогностических полигонах Средней Азии, Закавказья, Камчатки и в других регионах нами изучается связь вариаций эманационного поля подпочвенного радона с геодинамическими процессами земной коры с целью выявления предвестников землетрясения.

Методологической основой исследований, которые в настоящее время проводятся не только в сейсмоактивных регионах, но и в районах сейсмически стабильных платформ, является реакция тектонических нарушений на приливные деформации земной коры. Она определяется по появлению в вариациях поля подпочвенного радона составляющих, характерных для "приливного спектра". Наличие в спектре составляющих (прежде всего полусуточной гармоники) в определенной мере гарантирует правильность определения места организации режимных измерений [1].

"Живые" тектонические нарушения, перекрытые чехлом рыхлых отложений, поле радона которых несет в себе информацию о приливных деформациях земной коры, как правило, достаточно уверенно выделяются с помощью профильной эманационной съемки по двух - трехкратному (над среднефоновым уровнем) включению концентрации радона на профиле.

© В.П.Рудаков, 1991

ISBN 5-12-001738-5. Эксперим. тектоника и полигоны тектонофизики. Киев, 1991.

Для проведения режимных наблюдений за вариациями поля подпочвенного радона нами разработан ряд детектирующих устройств (одно из которых рассмотрено в работе /1/), позволяющих пассивно (без пробоотбора) измерять изменение концентрации эманации в подпочвенном газе по продуктам ее распада. Более чем десятилетний опыт опробования устройств в различных условиях подтверждает их высокие технико-эксплуатационные характеристики. Устройства обеспечивают практически непрерывный оптимально-дискретный вывод информации на серийно выпускаемые цифровые (типа ПСО-2-4 с блоком БЗ-15), аналоговые (типа КСП-4) или аналогово-цифровые (типа К-484-2) регистраторы.

Выполнение двух основных условий: 1)обнаружение тектонических структур, поле радона рыхлых отложений которых "откликается" на приливные деформации и 2) проведение в них пассивных непрерывных (или оптимально-дискретных) измерений позволило установить ряд особенностей изменения эманационного поля радона во времени, в частности в период подготовки сейсмических событий, которые являются отражением процессов, связанных с изменением напряженно-деформированного состояния земной коры исследуемого региона.

Обращает на себя внимание связь вариаций эманационного поля радона с процессами глобального масштаба. Эта связь, во-первых, находит свое отражение в "отклике" поля на приливные деформации земной коры, а, во-вторых, - в наличии в поле волны сезонной периодичности, которая, как показано в работе /2/, наблюдается практически во всех деформационных и сейсмологических параметрах. Проведенное нами исследование корреляционных связей между различными параметрами (температурой и давлением приземного слоя атмосферы, наклонами земной поверхности, ее деформациями и т.д.) указывает на то, что волна сезонной периодичности в поле подпочвенного радона является прежде всего производной деформационного процесса.

С другой стороны, о непосредственной связи динамической составляющей поля подпочвенного радона с деформационным режимом земной коры свидетельствуют сопоставленные с данными деформографических измерений результаты непрерывных наблюдений за изменением поля подпочвенного радона, полученные на Подмосковном геодинамическом полигоне /3/.

На рис. 1 приведен фрагмент кривой измерения поля подпочвенного радона на одной из станций прогностического полигона ИФЗАН СССР в сопоставлении с результатами светодальномерных измерений, полученными на километровом отрезке восьмикилометрового профиля, пересекающего тектонический разлом и находящегося в 30 км от

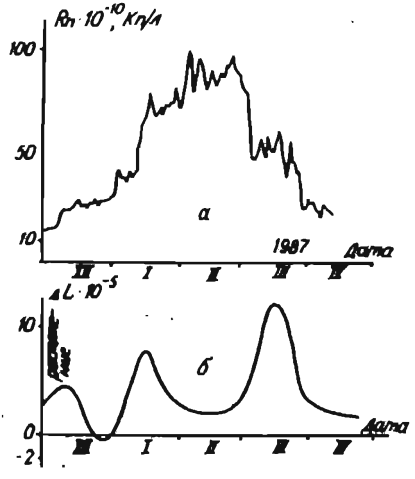


Рис. 1. Характер изменения концентрации подпочвенного радона (а) и расстояния между реперами светодальнометрического профиля в зимне-весенний период 1987 г. на Фрунзенском прогностическом полигоне (б)

станции режимных наблюдений. Как видно на рисунке, отмечается определенная корреляция между динамикой поля радона и деформацией земной поверхности.

Данные, полученные нами на Среднеазиатском полигоне ИФЗ АН СССР (рис. 2) показывают, что поле подпочвенного радона в период осени и зимы 1980/81 г. отражало не только изменение напряженного состояния горного массива региона, но и содержало в себе информацию о направлении и скорости прохождения деформационных фронтов. На рисунке виден характер изменения эманационного поля в период Назарбекских землетрясений на двух меридионально расположенных станциях, отстоящих друг от друга на расстоянии 55 километров и, как нам предоставляется, отражены процессы прохождения фронтов деформационных волн, перемещающихся с юга на север со скоростью 7 км/сут.

Разложение на составляющие временных рядов, полученных нами на станциях Среднеазиатского полигона, показывает, что наиболее информативной с точки зрения реакции на изменение деформационного режима является часть спектра, относящаяся к области полусуточных гармоник, причем амплитуды этих гармоник меняются пропорционально изменению напряженного состояния пород горного массива [4].

Появление во временных рядах вариаций – предвестников землетрясения также является ни чем иным, как отражением характера изменения напряженно-деформационного состояния пород горного массива, которое в поле подпочвенного радона находит выражение в возникновении главным образом среднесрочных и краткосрочных (скорее оперативных) предвестников.

Одним из типичных примеров среднесрочного предвестника, выявленного нами [5], – реакция поля подпочвенного радона на подготовку Газлийского землетрясения 19.03.84 г. Количественные и качественные изменения в структуре эманационного поля Сырдарьинского

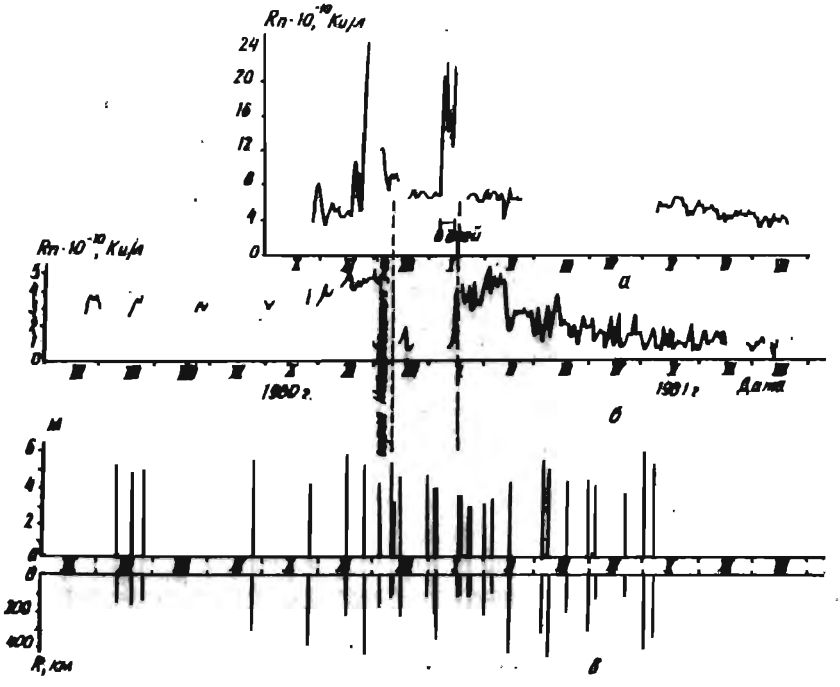


Рис. 2. Характер изменения концентрации подпочвенного радона на двух станциях Среднеазиатского прогностического полигона (а), (б) и сейсмической активности в регионе в 1980/81 г. (в)

регионального глубинного разлома (600 км от эпицентра землетрясения) стали наблюдаться уже за месяц до сейсмического события и выражались, с одной стороны, в изменении градиентов концентрации, с другой - в характерной дисперсии поля радона.

Краткосрочные (оперативные) предвестники появляются за день-два, реже за три-четыре дня перед землетрясением, причем в одних случаях происходит резкое падение (практически до нулевого уровня) концентрации подпочвенного радона (как перед Назарбекскими землетрясениями), в других (как это наблюдалось на Камчатке /6/) - за сутки до землетрясения происходит резкий выброс концентрации радона, накладывающийся на приливные вариации и на порядки превосходящий среднефоновый уровень, регистрируемый в предшествующие и последующие дни; в третьих, существенно возрастает дисперсия суточного хода поля радона.

Кажущаяся, на первый взгляд, неоднозначность появления тех или иных аномалий-предвестников объясняется характером изменения напряженного состояния пород горного массива и в конкретных геологических и гидрогеологических условиях места проведения режимных наблюдений. Так, появление оперативных предвестников объясняется гипотезой лавинонеустойчивого трещинообразования [4], согласно которой образование магистрального разрыва приводит к относительному падению напряжений в горном массиве, что находит соответствующее отражение в поле подпочвенного радона в виде существенного падения уровня концентрации эманации. Однако в природе существуют условия (например, на Паратунском гидротермальном месторождении [6]), в которых падение напряжений приводит к резкому увеличению концентрации подпочвенного радона в зоне аэрации вследствие его эвазии в зоне насыщения из перенасыщенной водной фазы.

Что касается длиннопериодных изменений в эманационном поле подпочвенного радона, то они, как отмечалось выше, связаны с характером изменения деформационного режима, которое приводит к соответствующему увеличению или уменьшению скорости переноса эманации в зоне аэрации. Следовательно, при проведении региональных наблюдений вариации эманационного поля вполне однозначно могут использоваться для описания характера изменения напряженно-деформированного состояния пород горного массива.

Результаты проведенных нами в различных сейсмоактивных регионах страны экспериментальных исследований динамики поля подпочвенного радона позволяют представить процесс реакции эманационного поля на деформации земной коры в виде определенной физико-геологической модели. В основу этой модели положено представление о тектоническом нарушении как об открытой гидродинамической системе, выполняющей функцию преобразователя объемной деформации горного массива в соответствующие вариации эманационного поля. Роль генератора динамической составляющей эманационного поля в тектонических нарушениях выполняют главным образом приливные деформации земной коры, на которые накладываются медленно меняющиеся деформационные процессы, приводящие к своеобразной модуляции внутрисуточного колебательного процесса.

Таким образом, динамика поля подпочвенного радона сейсмоактивных регионов и геодинамических зон стабильных платформ отражает процессы изменения напряженно-деформированного состояния земной коры в региональном и глобальном масштабах, а следовательно, и целесообразность использования эманационного метода при изучении современных геодинамических процессов, развивающихся в сейсмоактивных регионах.

1. Рудаков В.П. К вопросу о мониторинге подпочвенного радона на прогностических полигонах // Геология и разведка. - 1985. - № 1. - С. 63-67.
2. Сезонные вариации ряда сейсмологических и деформационных параметров на Гармском полигоне / И.Л.Нерсесов, Б.Г.Рулев, Л.И.Боканенко и др. // Докл. АН СССР. - 1985. - 282, № 5. - С. 1086-1089.
3. Бондаренко В.М., Христич В.А. Непрерывные двухлетние вариации подпочвенного радона и их интерпретация // Пятое Всесоюз. совещ. по активационному анализу и другим радиоаналитическим методам. - Ташкент, 1987. - С. 14-16.
4. Рудаков В.П., Соболев Г.А. К вопросу об использовании эманационного метода для прогноза землетрясений. - М.: Наука, 1985.- С. 163-169.
5. Абдувалиев А.К., Войтов Г.И., Рудаков В.П. Радоновый предвестник некоторых сильных землетрясений Средней Азии // Докл. АН СССР. - 291, № 4. - 1986. - С. 924-927.
6. Рудаков В.П. О вариациях концентрации подпочвенного радона в рыхлых отложениях сейсмоактивных разломов. - Изв. вузов. Геология и разведка. - 1979. - № 6. - С. 65-67.

УДК 551.24.02

К.И.Соколовский, В.К.Соколовская

Научно-исследовательский горнорудный институт, Кривой Рог

О КОСМОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ФАКТОРОВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАССЛОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Развивается точка зрения, что ротационный режим Земли и других небесных тел определяется их гравитационным взаимодействием с массой Метагалактики. Одним из следствий этого взаимодействия является существование механизма замедления, отличного от приливного. Второе следствие - существование радиального градиента скоростей в теле Земли, приводящего к тектоническому расслоению геосфер. Частные проявления градиента - западный дрейф магнитного поля и суперротация атмосферы. Взаимодействие с массой Метагалактики трактуется как проявление гравитационной индукции, сущность которой заключается в обмене энергией между произвольными космологическими или астрофизическими объектами.

Одним из крупных достижений современной геологической науки является развитие концепции тектонического расслоения литосферы [1]. Известны горизонтальные перемещения слоев земной коры на десятки и сотни километров. Убедительные доказательства существования тектонического расслоения и горизонтальных подвижек получены при бурении Кольской сверхглубокой скважины. Однозначные данные получены также при выполнении глубинного сейсмозондирования (В.Б.Соллогуб, А.В.Чекунов и др.). Автором подобное расслоение на глубинах 5,10,25 км предполагается в пределах Большого Кривого Рога.

© К.И.Соколовский, В.К.Соколовская, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.

Но какова природа сил, обусловливающих тектоническое расслоение и горизонтальные перемещения? Ответ на этот вопрос имеет не только научное, но и узкоприкладное значение, поскольку указанными силами определяется напряженное состояние земной коры, в частности условия подземной отработки полезных ископаемых. Это относится и к проблемам глобальной тектоники. Иордан и Р.Дике высказали идею, что первопричиной глобальных тектонических движений является расширение Земли в соответствии с космологической гипотезой Дирака /2/. Числовые расчеты, выполненные Р.Дике, привели к геологически недостоверным результатам. Кроме того, в ряде работ показано, что расширения Земли недостаточно для объяснения всех аспектов глобальной тектоники, в частности дрейфа материков /3, с. 28, 223–226, 243/.

В данной статье обосновывается необходимость возврата к концепции расширения, однако в более общем толковании. Авторы пришли к ней на основе рассмотрения гравитационного поля как некоторого стохастического, турбулентного процесса. В результате получен вывод, что в присутствии гравитационных масс происходит расширение и вращение пространства, названное авторами космологическим и протекающее по закону:

$$R = R_0 e^{H_1 T + i H_2 T} . \qquad (1)$$

Естественным явилось предположение о соответствии множителя $R_0 e^{H_1 T}$ открытому Хабблом закону расширения Вселенной и справедливости этого закона для любого гравитирующего объекта (т.е. не только для систем галактик). Эта точка зрения послужила основанием для попыток определения постоянной Хаббла через параметры микрочастиц. Полученное расчетное значение H_1 оказалось близким к экспериментальным, найденным из астрофизических наблюдений. Постоянная космологического вращения H_2 определялась двумя независимыми путями: теоретически – из условия центробежного равновесия Вселенной, и экспериментально – из измерений параметров спиральной структуры некоторых галактик. Последующее применение найденных значений H_1, H_2 к расчету скорости расширения и космологического вращения оболочек Земли приводит к значениям 1,82 и 0,93 см/год соответственно, что близко к экспериментальным данным скорости спрединга и движения по трансформным разломам.

Расчетные значения ряда других геологических и астрофизических показателей удивительно точно совпадают с имеющимися эмпирическими данными. Например, расширение поверхности Земли с конца палеозоя (T = 250 млн лет): расчетное – $\Delta S/S$ = 28 %, экспери-

ментальное (по Кэри) – 28,5 %; одвиг по трансформному разлому Мендосино (нижний мел, Т = 140 млн лет): расчетный – 1260 км, экспериментальный – 1160 км и т.д.

Концепция космологического расширения и вращения позволяет предполагать в теле Земли элементы спиральной структуры ее оболочек. Последовательное развитие подобной точки зрения может привести к необходимости пересмотра эволюции Земли на основе космологической ("взрывной") гипотезы В.А.Амбарцумяна.

Авторами показано также, что с космологическим расширением связан рост массы или энергии материальных систем, что может быть источником внутренней энергии Земли и планет. Расчеты мощности излучения астрофизических объектов привели к удовлетворительным совпадениям с экспериментом.

Необходимое выражение для постоянной H_1 (космологического расширения) получено из уравнения ОТО для субатомных частиц [4]:

$$H_1 = \gamma m / c r^2, \qquad (2)$$

m, r – масса и эффективный радиус "частицы". Непосредственная проверка показала, что соотношение (2) справедливо для всех метастабильных состояний материи из ряда: нуклон – планета – звезда – скопление звезд – галактика – скопление галактик – Метагалактика. Для нуклонов соотношение (2) непосредственно следует также из известного эвристического соотношения Дирака

$$(\hbar H_1 / \gamma_c)^{1/3} = \gamma_0 ,$$

γ_0 – масса мезона. Для Метагалактики оно вытекает из соотношений $H_1 = c/R$, $\gamma U/c^2 R \simeq 1$ (космологическое условие Маха [5, 6]; M, R – масса и радиус Метагалактики.

Выражение для H_2 – скорости космологического вращения – получено на основе трактовки соотношения А.Эйнштейна $\varepsilon = m \cdot c^2$ как энергии гравитационного взаимодействия локальной массы и массы Вселенной

$$\varepsilon = mc^2 = \gamma U m / R . \qquad (3)$$

Соотношение (3) следует из условия Маха. Его можно представить в виде

$$mc^2/R = \gamma U m / R^2 \qquad (4)$$

и трактовать как условие динамического равновесия вращающейся Вселенной. С учетом Лоренцовского сокращения [5] для скорости углового вращения из (4) получено

$$H_2 = \varkappa H_1 . \qquad (5)$$

В предположении, что спиральная структура галактик обусловлена хаббловским расширением и космологическим вращением соотношение (5) получено также из определения угла закручивания галактики М51.

Соотношение (5) удобно представить в виде

$$H_2 = \frac{\pi}{c}\,\gamma U/R^2 . \qquad (6)$$

Выражение (6) легко обобщается на локальные объекты. Достаточно в (5) вместо H_1 подставить его значение (2):

$$\omega_1 = \frac{\pi}{c}\,\gamma m/r^2 . \qquad (7)$$

Соотношение (5) позволяет еще одно обобщение на (7) локальные объекты. Приводим окончательный вид

$$\omega_2 = \pi c/\sqrt{\gamma m}/cH_1 .$$

Можно показать, что скорости ω_1, ω_2 являются предельными: вторая соответствует начальному, "звездному" состоянию вращающейся системы, первая – некой конечной, "синхронизированной" скорости. Реальные скорости вращения планет удовлетворяют условию $\omega_1 < \omega < \omega_2$. Более того, их можно представить в виде

$$\omega = (\omega_2 - \omega_1)e^{-4\pi T} + \omega_1, \quad \omega_2 = \pi c/\sqrt{\gamma m_0/cH_1}, \qquad (8)$$

где m_0 – масса планеты в начальном состоянии; T – возраст.

Из (7) и (8) вытекает, что внутри небесных тел имеет место радиальный градиент скоростей $\Delta\omega/\Delta r = \frac{4}{3}\pi^2\gamma\bar{\rho}/c$ ($\bar{\rho}$ – средняя плотность), который может привести к дифференциальному вращению оболочек тела по зонам пониженного сцепления типа астеносферы Земли. При этом скорость вращения некоторой внутренней сферы радиуса r_1 относительно внешней поверхности определяется соотношением

$$\Delta\omega = \frac{4}{3}\frac{\pi^2\gamma}{c}(\bar{\rho}_1 r_1 - \bar{\rho} r),$$

где ρ – средняя плотность тела; $\bar{\rho}$ – средняя плотность внутри сферы r_1. Для ядра Земли при $\bar{\rho}$ = 5,517 г/см^3 [7] H_1 = 6371 км, $\bar{\rho}_1$ = 10,06 г/см^3 ($\bar{\rho}$ – получено осреднением данных для ядра в модели РЕМ [9]); $\Delta\omega = \frac{(3,14)^2 \cdot 6,67\cdot10^{-8}}{3\cdot10^{10}}(5,517\cdot6,371\cdot10^8 - 10^8\cdot06\cdot3,4857\cdot10^8 = -2,45\cdot10^{-10}$ с$^{-1}$, что по порядку величины совпадает со скоростью западного дрейфа недипольного геомагнитного поля ($\Delta\omega$ = 0,2 о/год $1,09\cdot10^{-10}$ с$^{-1}$ ([7, с. 153]; [8, с.104-105]; [9]). Дифференциальное вращение оболочек Земли проявляется в развитии тектонической расслоенности литосферы. При этом на

вращение, обусловленное локальными массами, накладывается космологическое вращение, линейная скорость которого для литосферы равна $V = \varkappa H_1 R_7$; R – радиус Земли. При $H_1 = 100$ км/МПа,с, $V = 0{,}2$ см/год; этого достаточно, например, для объяснения размеров океанических разломов. Так, горизонтальное смещение по отдельным разломам системы Мендосино–Муррей–Пайонир составляет 154–265 км. Для их развития достаточно $265 \cdot 10^5 / 0{,}2 = 130 \cdot 10^6$ лет, что совпадает с геологическим определением возраста указанных разломов.

В силу соотношения (7) вращательное движение должно быть присуще также достаточно крупным локальным скоплениям или дефектам масс в теле Земли, в том числе в литосфере, что может быть причиной развития вихревых геологических структур. На связь последних с гравитационным полем указывает О.Н.Сленэак [10]. Известна циркуляция воды и атмосферы, связанная с гравитационными аномалиями Черного моря. Можно показать также, что существование космологического вращения и обусловленного им градиента скоростей позволяет естественным образом объяснить суперротационный режим атмосферы Земли и планет.

1. Пейве А.В., Трифонов В.Г. Мобилизм и тектоническая расслоенность литосферы // Природа. – 1981. – № 8. – С. 3.
2. Дикке Р. Гравитация и относительность. – М.: Мир, 1965. – 225 с.
3. Дрейф континентов. – М.: Мир. 1966. – 241 с.
4. Ферми Э. Лекции по атомной физике: элементарные частицы. – М.: ИЛ, 1952. – 460 с.
5. Вебер Дж. Общая теория относительности и гравитационные волны. – М.: ИЛ, 1962. – 14 с.
6. Сиама Д. Физические принципы общей теории относительности. – М.: Мир. 1971. – С. 93–100.
7. Джеффрис Г. Земля. – М.: ИЛ, 1960. – С. 296–308.
8. Стейси Ф. Физика Земли. – М.: Мир, 1972. – 461 с.
9. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. – 212 с.
10. Сленэак О.И. Вихревые системы литосферы и структуры докембрия. – Киев: Наук. думка. – С. 75–76.

УДК 551.24.03/05 (575.2)

Р.М.Ишмуратов

Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Ташкент

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИИ ОДНОГО ИЗ РУДНЫХ ПОЛЕЙ СЕВЕРНОЙ КИРГИЗИИ

Изложены результаты крупномасштабного оптического моделирования палеонапряжений и условий их формирования. Выяснен характер распределения тектонических напряжений, определены величины касательных напряжений, соответствующие площадям развития оруденения в структурах рудного района и связь рудолокализующих структур с участками минимальных величин касательных напряжений. Исходные данные позволяют рассматривать целесообразность применения поляризационно-оптического моделирования при прогнозировании скрытого оруденения.

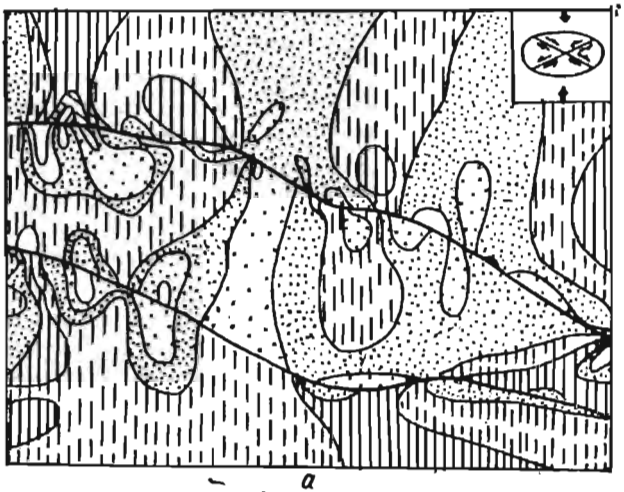
Основное значение в формировании благоприятных тектонофизических позиций при проявлении эндогенных процессов играют тектонические факторы различного характера, масштаб, сочетание разнородных геологических тел и поверхностей, их тектоническое состояние (сжатие, растяжение, сдвиг). Для решения данного вопроса сделана попытка восстановить палеотектоническую обстановку, обусловившую размещение рудной минерализации, и проследить влияние тектонофизической среды на эндогенные процессы, а также ее развитие в пределах рудораспределяющих структур.

По схеме тектонического районирования Средней Азии [1, 2] рудный район входит в состав Северо-Тяньшаньской геосинклинали Казахстано-Алайской зоны каледонид и охватывает части эв- и миогеосинклинальной структурно-формационных зон. Характеризуемое рудное поле приурочено к пристыковой части упомянутых выше зон, разделенных разломом первого порядка, и представлено на 50–60 % продуктами краевой фации крупного гранитоидного батолита, в которых развит линейный штокверк с ответвлениями столбо- и линзообразных кварцеворудных тел и систем пучков, жил и прожилков.

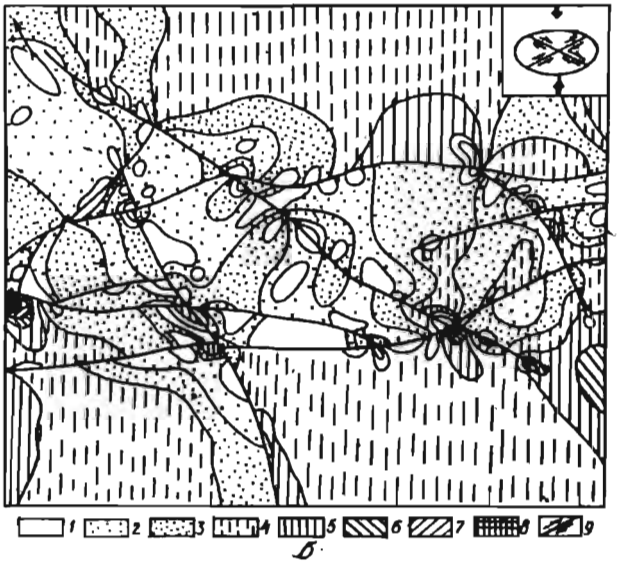
Для выяснения характера распределения тектонических напряжений в структурах рудного района и, следовательно, определения тектонофизической позиции рудного поля проведены несколько вариантов эксперимента с последующим осложнением моделей разрывных структур с элементами тектоники более низких порядков, так как практический интерес представляло определить величины касательных напряжений, соответствующие площади рудного поля, и выявить аналогичные поля для прогноза.

© Р.М.Ишмуратов, 1991

ISBN 5-12-001738-X. Эксперим.тектоника и полевая тектонофизика. Киев, 1991.



а



б

Распределения тектонических напряжений в модели структур рудного района:
1–8 – величины максимальных касательных напряжений (в порядке увеличения τ_{max} 1<2<3<4<5<6<7<8): 1 – отсутствие касательных напряжений; 2,3 – слабые; 4,5 – умеренные; 6,7 – сильные; 8 – очень сильные; 9 – тектонические нарушения (а – первого порядка; б – более низких порядков)

Основы метода оптического моделирования применительно к изучению тектонических структур разработаны В.М.Гзовским, И.В.Лучицким и В.В.Белоусовым, развивались В.А.Королевым и Ш.Д.Фатхуллаевым, П.М.Бондаренко, применительно к прогнозным построениям В.А.Королевым, Ш.Д.Фатхуллаевым, Д.Н.Осокиной, Г.В.Тохтуевым, в последующем Л.А.Черкашиным, М.К.Тураповым, Н.П.Гречишниковым и др.

Эксперименты проводились на поляризационно-оптической установке с использованием оптически активного материала, приготовленного по рецептуре Д.Н.Осокиной /5/, близкого по физико-механическим свойствам к породам изучаемого объекта. При моделировании учитывались две разрывные структуры, ограничивающие интрузивный блок рудного района с юга (разлом первого порядка) и севера (субпараллельный ему разлом).

В модели сжимающие усилия прилагались в субмеридиональном направлении (рисунок; вариант а) по азимуту 330°, а также (рис.1; вариант *б*), что соответствует региональному плану деформации региона, где сохранялось последовательное приближение элементов модели к полному подобию структур рудного района. Для изучаемого блока в модели (вариант а) характерно преобладание почти по всей площади слабых величин касательных напряжений, вытянутых в виде полосы в субмеридиональном направлении.

В плане рудное поле размещается в клиновидной структуре острием, направленным на запад. Как самостоятельный тип и его перспективность рассматривается в работах /3, 4/. При горизонтальном сжатии структура испытывает выжимание на восток.

Нейтрализация площади рудного поля или однородность его тектонофизических позиций, т.е. отсутствие или слабое распределение тектонических напряжений в различных вариантах экспериментов моделирования структур рудного района с изменением направлений горизонтально сжимающих усилий объясняется, по всей вероятности, структурной особенностью изучаемой территории. Появление контрастности в распределении тектонических напряжений от нейтральных до максимальной (вариант *б*) зависит от формы тектонических блоков, морфологии ограничивающих его разломов и направления последних по отношению к сжимающим усилиям, которые в совокупности определяют общий план деформации рудного поля.

Сопоставление результатов моделирования с геологическими и статистическими данными показывает, что на формирование наиболее сложных по очертаниям ослабленных участков зоны, проявившихся позже как рудные тела, кроме общей деформации изгиба основной разрывной структуры влияли также сопутствующие факторы - местные

напряжения вдоль крупных меридиональных разрывов, неодинаковая упругость пород, их физические свойства и т.д.

Таким образом, между тектонофизическим состоянием и процессом размещения эндогенного оруденения существует прямая корреляционная связь, выраженная в приуроченности рудного поля и его участков к полям минимальных касательных напряжений, являющимися благоприятными позициями на обнаружение рудной минерализации. Выделение в модели полей слабых и умеренных касательных напряжений дополняет представления о геодинамических условиях формирования структурной позиции рудного поля.

Использование результатов моделирования в комплексе с геолого-структурными, геофизическими данными оказали большую практическую помощь при прогнозировании скрытого оруденения в рудном поле.

1. Ахмеджанов М.А., Борисов О.М. Тектоника домезозойских образований Срединного и Южного Тянь-Шаня. - Ташкент: Фан, 1977. - 190 с.
2. Киселев В.В., Королев В.Г. Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. - Фрунзе: Илим, 1972. - 79 с.
3. Королев В.А., Фатхуллаев Ш.Д. Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений // Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. - Новосибирск: Наука, 1976. - С. 9-22.
4. Королев В.А., Фатхуллаев Ш.Д. Рудные поля в клиновидных тектонических блоках - самостоятельный структурный тип. - М.: Недра, 1973. - 201 с.
5. Ооокина Д.Н. Пластичные и упругие низкомодульные оптически активные материалы. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - 196 с.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

ШЕРМАН С.И. Современные проблемы экспериментальной тектоники 3
ГУТЕРМАН В.Г., МИХАЙЛОВА А.В. Физическое моделирование тектонических процессов и структур 12
БЕЛОУСОВ В.В., ГОНЧАРОВ И.А. Автоматическое выполнение условий подобия в простейших случаях тектонического моделирования 16
ГРИГОРЬЕВ А.С. О математическом моделировании в тектонофизике 21
МЯСНИКОВ В.П., СВАЛОВА В.Б. Вопросы математического и механического моделирования в решении задач теоретической геологии 29
БОНДАРЕНКО П.М., ОСОКИНА Д.Н. Развитие исследований по моделированию тектонических полей напряжений 35
БОНДАРЕНКО П.М. Задачи моделирования механизмов центрально-симметричного структурообразования в литосфере 46
ГОНЧАРОВ М.А. Компенсационная организация тектонического течения в земной коре 52
МЯСНИКОВ В.П., ШИЛОВ А.А. Кинематические режимы в вязком поверхностном погранслое в конвективной модели Земли 57
ТРУСКОВ В.А. Сейсмоакустический режим моделей трансформного разлома и рифтовой зоны 62
ПЛОТНИКОВ Л.М., МАКЕДОН И.Д., Васильев В.М. Математическое моделирование пересечений пликативных структур простого сдвига 67
ОСОКИНА Д.Н. Количественный анализ взаимосвязей смещений по разрывам с полями напряжений и вторичное разрывообразование 72
ГРИГОРЬЕВ А.С., РЕБЕЦКИЙ Ю.Л., ВОЛОВИЧ И.М. Напряженное состояние и кинематика поверхности осадочного чехла вблизи активного разлома фундамента и некоторые вопросы интерпретации современных движений 84
ЧЕРКАШИН Л.А. Типовое и конкретное моделирование при изучении тектонических условий рудообразования в докембрии 89
БОРНЯКОВ С.А. Динамика структурообразования в условиях растяжения 94
ГРЕЧИШНИКОВ Н.Б., ЧЕРКАШИН Л.А., ШЕВЧЕНКО Т.П. Закономерности размещения щелочных метасоматитов докембрия по данным геолого-структурных, геофизических и экспериментальных исследований 99
КОБЫЛЯНСКИЙ В.Б. Влияние граничных условий на сколообразование в моделях простого сдвига и сжатия 103
ВОЛОВИЧ И.М. Напряженное состояние слоистого массива, обусловленное движениями блоков фундамента или односторонним боковым сжатием 107
БОКУН А.Н. Некоторые закономерности образования разрывных зон в осадочном чехле при погружении блоков фундамента (по результатам физического моделирования) 112
ОЛЕЙНИК Б.Н., ИЛЬИН В.А. Методика экспериментального исследования воздействия эффективного давления на пласт в условиях открытых систем 121

ЛУКЬЯНОВ А.В. Стрейн-анализ – метод количественного изучения тектонических деформаций 126
ГИНТОВ О.Б. Методы полевой тектонофизики. Задачи и возможности 132
ВИХЕРТ А.В. Поля тектонических деформаций (решения и перспективы) 136
КАЗАКОВ А.Н. Количественная оценка напряженного состояния пород посредством микроструктурного анализа 140
ЛОБАЦКАЯ Р.М. Количественная оценка внутренней структурной организации разломов 145
ДОБРЖИНЕЦКАЯ Л.Ф., СОНОШКИН В.Е., КАЩУРА И.К. Оценка параметров деформации в зонах глубинного надвигообразования 149
МИЛЕЕВ В.С. Условия изменения ориентировки включений большей вязкости в горных породах при деформации 154
ИСАЙ В.М. Закономерности разломообразования в консолидированной коре 158
ЛУКЬЯНОВ А.В., ЗАЙГУБНЫЙ Д.Г., ЛОШМАНОВ Е.В. Структуры тектонического сшивания в земной коре и на моделях 165
ЗАВОЙСКИЙ В.Н., ЕНТИН В.А., ИВАШЕНКО И.Н. Исследование деформации базит-ультрабазитов Среднего Побужья магнитометрическими методами 172
ЗАНКЕВИЧ Б.А. Латеральные закономерности размещения структур месторождений и рудопроявлений железистых кварцитов Белоцерковско-Одесской зоны Украинского щита 176
ЯКОВЛЕВ Ю.Л. Исследование кинематических характеристик линейной складчатости на примере Большого Кавказа 181
КУЗЬМИН Д.В., ПРОКОПЕНКО А.И., ШЕНЦОВ С.А. Анализ деформированности угленосных отложений в пределах шахтных полей юго-западной части Донбасса 186
ТРИФОНОВ П.Г., ХОХЛОВ М.Т., ХАРИТОНОВ О.М. Влияние напряженно-деформированного состояния массивов осадочных пород на систематические волновые поля 191
ГЛУХМАНЧУК Е.Д. Структурно-деформационный анализ как новый способ детальных тектонических исследований в нефтегазоносных областях 195
СЕРДЮК С.С. Структура полей дизъюнктивов северо-восточного Таймыра 199
РАСЦВЕТАЕВ Л.М., ТВЕРИТИНОВА Т.Ю. О выявлении некоторых параметров тектонической деформации по результатам статистического геолого-кинематического исследования "малых" дизъюнктивов 204
РАСЦВЕТАЕВ Л.М., БЮРМАН А.С., ТВЕРИТИНОВА Т.Ю. Некоторые особенности распределения дизъюнктивной деформации в разных зонах Большого Кавказа 211
ЧИКОВ Б.М. Предпосылки моделирования структурообразования в линеаментных зонах стресс-метаморфизма 217
ТАЦИ С.М. Механизм формирования ряда морфоструктур центрального типа 222
ВИТИНСКИЙ В.А., ГРОМИН В.И., РОГОЗА О.И., ЧАЙКИН В.П. Опыт применения тектонофациального анализа для изучения структуры осадочного чехла северо-западного шельфа Черного моря (по материалам сейсморазведки и тектонических экспериментов) 228
СОКОЛОВА Ю.Ф. Реологические критерии деления земной коры на структурно-метаморфические уровни 234
КОРЧЕМАГИН В.А., ЕМЕЦ В.С., ПИЛИПЕНКО В.В. О влиянии тектонических напряжений на распределение выбросов около разрывов 239
СЕМИНСКИЙ К.Ж. Миграция зоны опережающих разрывов при формировании крупных сдвигов 244
ЛЕОНОВ М.Г. Тектонические структуры Южного Тянь-Шаня и механизм их формирования 253

КРАМАР О.А. Количественная характеристика катакластических деформаций в зоне рудоконтролирующего разлома и его эволюция 257
КОЗЫРЕВ А.А., ПАВЛОВСКИЙ Б.И., РУБИНРАУТ С.И. Исследование современных и палеонапряжений по данным измерений в подземных выработках Хибинского массива 261
ВОЛКОВ В.Б., НИКОЛАЕНКО В.И. Дифференциальная пластичность гетерогенно-слоистых сред и их рудоносность 268
ПУСТОВИТЕНКО Б.Г., ПАНТЕЛЕЕВА Т.А. Изучение напряжений и деформаций в Крымском сейсмоактивном регионе 273
ГИНТОВ О.Б., Исай В.М., ИСАЙ Л.В. Динамика земной коры в докембрии по материалам полевой тектонофизики (на примере Голованевской зоны Украинского щита) 279
ФАТХУЛЛАЕВ Ш.Д. Тектонофизический анализ структур Бабайтагской кальдеры 284
ГИОРГОБИАНИ Т.В. Количественная оценка деформации и механизм формирования некоторых морфологических типов складчатости Северо-Западного Кавказа 291
ТАЛИЦКИЙ В.Г. Структурные уровни деформации в земной коре 297
ГУЗМАН Б.В. Крупномасштабный прогноз жильного оруденения на основе тектонофизического анализа (Камчатка) 301
РОГОЗИН Е.А. Количественное сопоставление морфологии складок экспериментальных моделей и природных складчатых зон 306
ТУРАПОВ М.К., Цулатов Ш.К., ПАРПИБАЕВ Е.К. Моделирование структур одного из объектов Восточной Курамы 310
ТУЛЕГЕНОВ Т. Экспериментальное моделирование механизма образования рудовмещающих структур Саукбулакского рудного поля 317
ФАТХУЛЛАЕВ Ш.Д., ШНЕЦОВ А.Д., ХОРВАТ В.А. Прогнозно-металлогенические исследования с использованием моделирования тектонических полей напряжений (Западный Узбекистан) 322
ТКАЧЕНКО А.Г. Анализ зон региональных разломов по космическим снимкам на когерентно-оптических системах 327
НОВИК Н.Н. Количественная оценка вертикальных новейших тектонических движений на базе эрозионной модели развития рельефа 331
РУДАКОВ В.П. Опыт экспериментальных исследований динамики поля подпочвенного радона на прогностических полигонах 338
СОКОЛОВСКИЙ К.И., СОКОЛОВСКАЯ В.К. О космологической природе факторов тектонического расслоения литосферы 343
ИШМУРАТОВ Р.М. Тектонофизические условия формирования структурной позиции одного из рудных полей северной Киргизии 348

Научное издание

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА
И ПОЛЕВАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА

Сборник научных трудов

Художественный редактор Л.А.Комяхова
Технический редактор Н.И.Кудрик
Оператор Н.В.Загородняя
Корректоры С.И.Колесник, М.Е.Ролинская

ИБ № 11029

Сдано в набор 15.09.90. Подп. в печ. 11.02.91. Формат 60x84/16. Бум. офс. № 1. Офс. печ. Усл. печ. л. 20,69. Усл.кр.-отт. 21,04. Уч.-изд.л. 23,54. Тираж 500 экз. Заказ 1-151. Цена 6 р.

Оригинал-макет подготовлен в издательстве "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКОВА ДУМКА"
В 1991 Г. ВЫПУСТИТ В СВЕТ КНИГУ:

ТЕКТОНИКА И СТРАТИГРАФИЯ : Респ. межвед. сб. науч. тр.- Вып. 32.- 1991. - 10 л. - 2 р.

В сборнике рассматриваются вопросы новой методики поисков нефтяных и газовых месторождений в кристаллическом фундаменте Днепровско-Донецкой впадины на основе их связи с зонами глубинных разломов, аспекты изучения тектоники платформенных геоструктур методами среднемасштабной дистанционной съемки, тектонические системы докембрийского фундамента юго-западной части Восточно-Европейской платформы тектоно-петрографические критерии выделения интрузий гранитов в пределах Волыно-Подольского геоблока. Предоставлены новые данные о стратиграфии девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. Освещаются проблема пограничных девоно-каменноугольных пород Днепровско-Донецкой впадины,палеогеографические условия позднемеловых морских отложений и другие вопросы региональной тектоники и стратиграфии Украины.

Предварительные заказы на эту книгу принимают магазины книготоргов, "Книга-почтой" и "Академкнига".

Просим пользоваться услугами магазинов - опорных пунктов издательства: Дома книги - магазина № 200 (340048 Донецк 48,ул.Артема, 147 а), магазина "Книжковий світ" (310003 Харьков 3,пл.Советской Украины, 2/2), магазина научно-технической книги № 19, (290006 Львов 6,пл. Рынок, 10), магазина "Техническая книга" (270001 Одесса 1, ул. Ленина, 17) и магазина издательства "Наукова думка" (252001 Киев 1, ул. Карова, 4).
Магазины в Киеве и Львове высылают книги иногородним заказчикам наложенным платежом.

6 р.

НАУКОВА ДУМКА