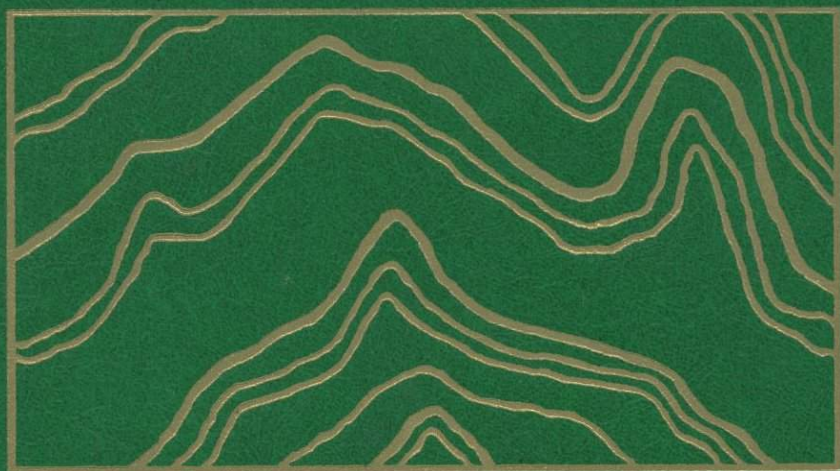
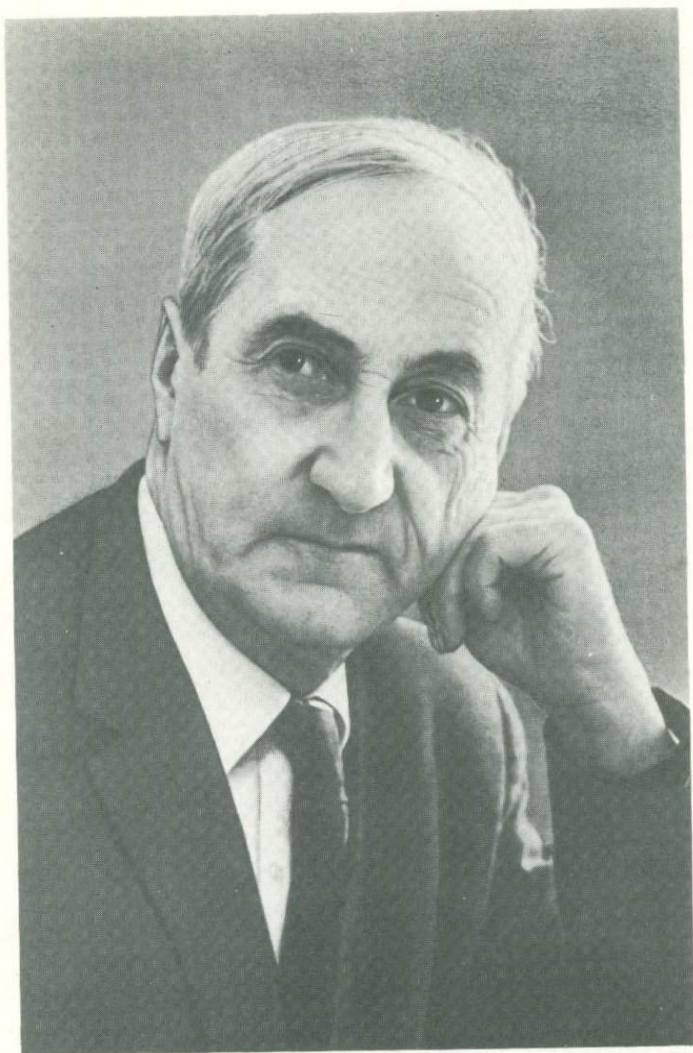


ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ  
ТЕКТОНИКА  
В ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ  
И ПРИКЛАДНОЙ  
ГЕОЛОГИИ

---



·НАУКА·



ИГОРЬ ВЛАДИМИРОВИЧ ЛУЧИЦКИЙ  
(1912–1983)

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

# ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА В ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ И ПРИКЛАДНОЙ ГЕОЛОГИИ

Ответственные редакторы

член-корреспондент АН СССР И.В. ЛУЧИЦКИЙ,  
кандидат геолого-минералогических наук П.М. БОНДАРЕНКО

4532



МОСКВА "НАУКА"  
1985



Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. — М.: Наука, 1985. — 304 с.

В книге освещены общие вопросы и методология тектонического эксперимента, а также его значение в геологии. Приведены результаты экспериментального, аналогового и математического моделирования геологических структур и процессов. Рассмотрены прикладные задачи тектонического эксперимента на примерах расшифровки механизма образования конкретных геологических структур различных регионов страны и дана оценка возможности прогнозирования месторождений полезных ископаемых.

Рецензенты:

*А.М. Боровиков, Б.М. Чиков*

Редакционная коллегия:

*член-корреспондент АН СССР И.В. Лучицкий,  
П.М. Бондаренко, В.И. Громин, В.Г. Гутерман, А.В. Лукьянов,  
Д.Н. Осокина, Е.И. Паталаха, С.И. Шерман*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Всесоюзный симпозиум "Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии" был организован по инициативе члена-корреспондента АН СССР И.В. Лучицкого в г. Новосибирске в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Он явился значительным событием в исследовании механизма образования геологических структур, своевременной реализацией давно назревшей необходимости подведения итогов работ за большой период, истекший со времени проведения первых двух совещаний по данной проблеме.

Идея И.В. Лучицкого о созыве регулярных симпозиумов по экспериментальной тектонике с привлечением широкого круга исследователей-экспериментаторов и координации их усилий в масштабе страны осуществляется в настоящее время силами организованной им при МеждудеPARTMENTальном тектоническом комитете АН СССР секции "Экспериментальная тектоника и структурная геология".

Настоящий же сборник, составленный и отредактированный под руководством И.В. Лучицкого и содержащий его статьи, посвящается светлой его памяти.

И.В. Лучицкий широко известен в нашей стране и за рубежом фундаментальными трудами в области изучения динамики вулканических процессов, морфологии вулканогенных структур, связи вулканизма и тектоники, создавшими основу нового научного направления — палеовулканологии. Его первая в мировой литературе монография "Основы палеовулканологии" удостоена в 1976 г. премии им. А.П. Карпинского.

Много энергии и творческих сил отдано И.В. Лучицким и другому направлению — тектоническому моделированию. Постоянное стремление И.В. Лучицкого к выяснению природы глубинных геологических процессов, их механизма и структурного выражения в верхних горизонтах земной коры, глубокая эрудиция в области геотектоники привели его к созданию в Новосибирске в 1962 г. лаборатории экспериментальной тектоники.

Еще с первых работ по изучению деформаций горных пород в условиях высоких давлений (1940–1950 гг.) И.В. Лучицкий решающее значение придавал развитию тектонического эксперимента на основе испытаний горных пород и моделирования на эквивалентных материалах. Это прогрессивное единение методов успешно осуществлялось в лаборатории под руководством И.В. Лучицкого в течение 20 лет до его переезда в Москву.

Результаты экспериментальных работ лаборатории приобрели широкую известность и способствовали созданию принципиально новых геотектонических реконструкций. Были впервые получены характеристики прочностных свойств горных пород и структурных преобразований в них при высоких термодинамических параметрах, отвечающих условиям деформации пород на границе земной коры и верхней мантии.

Наряду с традиционными методами в лаборатории успешно развивались новые направления тектонического моделирования (с применением электромагнитного поля,

моделирование конседиментационных дислокаций и др.). Существенно расширился круг задач, решаемых с применением поляризационно-оптического метода исследования напряжений в геологических структурах. Полученные результаты изучения полей напряжения в моделях рифтовых зон, сводовых поднятий, кольцевых структур, складчато-надвиговых дислокаций и других геологических образований имеют важное значение как в теоретической, так и в практической геологии.

Опираясь на диалектический метод познания природы, И.В. Лучицкий дал блестящее обоснование методологических позиций тектонического эксперимента в общей системе геологических построений, в том числе на основе метода актуализма, а также в ряду экспериментальных исследований в естествознании. Критикуя предубеждения и пессимизм в трактовке значения геологического эксперимента и предостерегая от преувеличения доказательной его роли, И.В. Лучицкий в своих работах наиболее близко подошел к оценке реальных возможностей экспериментальных методов в геотектонике. Его статья, открывающая данный сборник, завершается словами: "Экспериментальный метод исследования геологических объектов так же, как и метод актуализма, является частным, но важнейшим звеном индуктивного анализа, составляющего лишь один из элементов общего материалистического познания диалектической природы геологических явлений".

В обращении к Всесоюзному симпозиуму по экспериментальной тектонике И.В. Лучицкий подчеркивал, что из методов, которыми располагает в настоящее время экспериментальная тектоника в исследовании механизмов образования геологических структур, наиболее важными являются:

1. Экспериментальное изучение деформационных свойств горных пород при высоких термодинамических параметрах, отвечающих условиям больших глубин. Это дает основу как для познания современного состояния глубоких недр земной коры, так и для палеореологических реконструкций по остаточным деформациям горных пород в виде малых структурных форм.

2. Физическое моделирование геологических структур и процессов на эквивалентных и в первую очередь на оптически активных материалах. Это дает точные бесспорные представления о распределении напряжений в моделях при сложных видах нагружения, не предусмотренных схемами или численными решениями прикладной механики.

3. Особые виды моделирования, подобные конседиментационному, при которых, с одной стороны, выявляются реальные условия деформации слоистых толщ, сходных по физическим свойствам с морскими и океаническими осадками, и которые, с другой стороны, могут рассматриваться как аналоговые модели любых геологических структур, значительно приближенные по условиям вещественного и динамического подобия к природным объектам.

Огромный научный авторитет И.В. Лучицкого, его многосторонние знания, непрерывное рабочее состояние и обостренное чувство новизны в науке обеспечивали высокую результативность исследований и безошибочный выбор правильного пути решения поставленных задач. Это сочеталось с глубоким уважением к мнению и выводам экспериментаторов, чуткостью и дружеской их поддержкой, бережным, терпеливым и заботливым отношением к научному становлению сотрудников лаборатории и многочисленных учеников, работающих главным образом в Сибири, геологическому изучению которой И.В. Лучицкий посвятил всю свою жизнь.

Педагогический талант И.В. Лучицкого во многом способствовал пропаганде и распространению геологических знаний среди учащейся молодежи. Много лет он руководил кафедрой общей геологии и геологии СССР Новосибирского университета, читал курсы геотектоники, структурной геологии, разработанный им курс палеовулканологии, а также обеспечивал преподавание спецкурсов, систематизирующих данные о реологических свойствах и деформациях горных пород, методах и результатах тектонического моделирования.

Несмотря на большую занятость, И.В. Лучицкий был инициатором и постоянным организатором геологических школьных олимпиад, ставших ныне важным звеном в профориентации молодежи и подготовке геологических кадров Сибири.

В числе разнообразных проявлений научной, организационной и редакторской деятельности И.В. Лучицкого, которые способствуют дальнейшему развитию геологической науки и тектонического эксперимента в ней, должное место будет занимать и настоящий сборник. По намеченной И.В. Лучицким композиции он включает три раздела.

В первом из них помещены материалы, посвященные общим вопросам проблемы и методологическим основам тектонического эксперимента (теории подобия, соотношению структурной геологии и экспериментальной тектоники, сочетанию теоретических и экспериментальных методов в исследовании деформационных структур).

Одним из труднейших в экспериментальной тектонике до сих пор остается вопрос перехода от модели к ее природному прототипу. В связи с этим значительное внимание уделено методологии работ, что представляется важным как для широкого круга геологов, так и для специалистов-экспериментаторов. По мнению многих исследователей, решение этого вопроса может быть достигнуто путем совершенствования теории подобия и более строгого выполнения ее требований. Недостаточная разработанность теории подобия несколько сужает рамки применимости результатов экспериментальных исследований в других разделах геологии. Тем не менее вклад экспериментальной тектоники в решение многих геологических задач (особенно в области структурной геологии) весьма существен, что, в частности, определяется значительным разнообразием методов тектонического эксперимента.

В материалах, помещенных во втором разделе, рассматриваются результаты экспериментального, аналогового и математического моделирования геологических структур и механизма деформационных процессов. Во многих из этих работ отчетливо выражены новые направления моделирования или новые подходы к решению традиционных вопросов экспериментальной тектоники: экспериментальная оценка размеров зон влияния крупных разломов, моделирование послойного течения, анализ напряженного состояния и микродеформаций в горных породах, исследование полей напряжения в окрестностях разрывов и зон сдвига, моделирование автоколебательных систем, математические модели распределения напряжений в деформационных структурах. Дальнейшее развитие получил классический метод, основанный на использовании в качестве модельных материалов непрозрачных сред (обычно песчано-глинистых). Все большую популярность приобретает поляризационно-оптический метод, позволяющий с высокой точностью выявлять распределение напряжений в моделях геологических структур. Отдельные исследователи применяют центрифугу, обеспечивающую возможность изменения множителя подобия ускорения силы тяжести модели.

Особое место занимают тектонические эксперименты на естественных горных породах, которые деформируются при повышенных давлениях и температурах, соответствующих термодинамической обстановке в недрах Земли. Такие эксперименты дают новую информацию о свойствах горных пород (деформационных, прочностных, структурных и др.) и в этом отношении аналогичны обычным физическим экспериментам.

Результаты выполненных работ имеют значение для понимания механизма образования разломов, трещин, складок, будин и других структурных форм. Современные методы экспериментальной тектоники позволяют проследить изменения полей напряжения в процессе образования этих форм и выявить количественными методами зависимости между различными структурными параметрами и условиями деформации. В большей части статей эти вопросы рассмотрены в общем виде. Ряд авторов осуществили моделирование процессов тектонического развития конкретных регионов.

Материалы, входящие в третий раздел сборника, освещают проблемы структурной геологии, связанные с тектоническим экспериментом. К ним относятся исследования эффектов неоднородной деформации, различные методы реконструкций тектонических

полей напряжения, в том числе и по физическим свойствам горных пород, рассмотрение природных структур в качестве аналоговых моделей и т.п.

В этом же разделе излагаются прикладные задачи тектонического эксперимента. Решаются вопросы механизма образования конкретных геологических структур и их сочетаний в различных регионах страны на основе применения результатов экспериментальных работ, оцениваются возможности прогнозирования месторождений полезных ископаемых по петротектоническим, петрофизическим характеристикам пород и по выявленным экспериментально закономерностям размещения тектонических напряжений и дислокаций.

Хотя на современном этапе трудно наметить четкие границы, выделяющие экспериментально-тектоническое направление среди других эмпирических исследований, к нему определенно можно отнести все работы по физическому и математическому моделированию, результаты которых прямо или косвенно приложимы к объяснению механизма тектонических процессов, ведущих к образованию геологических структур. Так, петрофизические физико-химические эксперименты, направленные на выяснение глубинного состояния вещества литосферы и астеносферы, структурно-минералогических превращений, определяющих уплотнение пород и вызывающих гравитационные неоднородности и взаимоперемещение блоков, являются в настоящее время одними из главных работ в области геодинамики и экспериментальной тектоники, поскольку их результаты могут быть прямо применимы к решению ключевых вопросов современных глобальных тектонических построений.

По мнению некоторых исследователей, прикладное значение экспериментальной тектоники (речь идет главным образом о прогнозировании месторождений полезных ископаемых и лишь частично о проблемах сейсмологии и инженерной геологии) пока не так велико, как этого хотелось бы геологам. Действительно, лишь в отдельных статьях обсуждены конкретные вопросы использования результатов экспериментальной тектоники для поисков и разведки месторождений. Однако следует учесть, что экспериментальная тектоника играет существенную роль в решении задач структурной геологии, которые, в свою очередь, важны для прогноза и поисков полезных ископаемых. Кроме того, дальнейшее совершенствование теории подобия и более строгое ее применение позволят усилить практическое значение тектонических экспериментов.

Данная книга, являющаяся первой обобщающей работой по экспериментальной тектонике в нашей стране за длительный период времени, представит интерес для широкого круга геологов и будет способствовать дальнейшему развитию исследований в области тектонического эксперимента.

*Редколлегия*

# ОБЩИЕ ВОПРОСЫ И МЕТОДОЛОГИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

УДК 551.24 +550.8

*И.В. Лучицкий*

## ЭКСПЕРИМЕНТ В ГЕОЛОГИИ

Около 20 лет назад значение эксперимента было рассмотрено Ф. Кюененом [Kuennen, 1965]. Его высказывания по этому вопросу кажутся симптоматичными. Дело в том, что, несмотря на более чем полуторавековую историю, геологический эксперимент и сейчас оценивают далеко не так, как он того заслуживает. Известно, что эксперимент проник в самые различные области геологических знаний и составляет их неотъемлемую часть. Он получил широкое распространение в наше время и в непрерывно возрастающих размерах приносит человечеству полезные практические результаты. Между тем многие исследователи относятся к эксперименту в геологии скептически. Нарастает противоречие между действительным значением геологического эксперимента и его оценкой в трудах современников. В такой обстановке обсуждение и выяснение действительной роли эксперимента в развитии современной геологической науки следует считать не только своевременным, но и необходимым.

## ТЕРМИНОЛОГИЯ

Предпринимая попытку разобраться в создавшейся ситуации, следует прежде всего определить рамки обсуждаемой проблемы. Это возможно лишь в том случае, если будет установлено, какие представления вызывают у нас слова "эксперимент" и "геология". Иначе обсуждение и возможный спор окажутся беспредметными. Естественно, что в этом вопросе нет единогласия. По-разному, в узком или широком смысле, понимают рамки геологической науки и так же, более широко или узко, толкуют эксперимент.

В самом деле, можно, конечно, следовать весьма общим представлениям и соответственно считать всю окружающую нас природу огромной лабораторией. Но в таком случае придется относить к экспериментам любую совокупность наблюдений, проводимых исследователем в процессе изучения природных явлений. В геологических науках это означает включить в представление об эксперименте все полевые и так называемые камеральные наблюдения. Естественно, при таком широком толковании эксперимента мы переходим границу, отделяющую его от наблюдения. Но совершенно очевидно, что эксперимент рассматривают обычно в более узких рамках. Если бы считали возможным приравнивать эксперимент к наблюдению, то не возник бы скепсис в отношении геологического эксперимента, и его значение считалось бы столь же несомненным и важным, как и значение полевых и камеральных работ.

Такие более узкие рамки установлены для эксперимента в определении, приведенном в БСЭ [1957, т. 48, с. 410], где написано, что он представляет "научно поставленный опыт, наблюдение исследуемого явления в точно учитываемых условиях, позволяющих следить за ходом явления и воссоздавать его каждый раз при повторении этих условий". Это определение несколько отличается от предложенного Ф. Кюененом, ссылавшимся на Наттальский стандартный словарь 1890 г., в котором эксперименты рассматриваются как действия или операции, способствующие открытию некоторых ранее неизвестных положений, принципов или явлений или облегчающие их открытие

и приводящие к получению одинаковых результатов при повторении таких действий или операций. Главным отличием определения Ф. Кюнена следует считать вводимое в него представление о том, что эксперимент должен приводить или облегчать путь к открытию ранее неизвестных положений, принципов или явлений. Таким определением уже заранее устанавливается важное значение эксперимента, тогда как в соответствии с поставленной задачей нам предстоит еще оценить его роль. Поэтому предпочтительно остановиться на определении, принятом БСЭ, и не стремиться к дальнейшему его сужению.

Таким образом, если для целей обсуждаемой проблемы можно достаточно четко представить ограничения понятия "эксперимент", то остается пока неясным, как в связи с этим следует понимать термин "геология".

Широкий взгляд на геологию как науку, изучающую разные стороны жизни нашей планеты, разделяют многие исследователи, в частности Ю.А. Косыгин [1963], подчеркнувший, что геофизика, как и геохимия, может быть отнесена к методическим подразделениям геологии. Подобные "подразделения", или "филиалы", в понимании Ю.А. Косыгина, получают из недр фундаментальных наук методiku, которой они оснащают геологию. Такое представление о геологии является в известной мере развитием взглядов Э. Ога [Naug, 1907; и др.], включавшего в геологию не только петрографию, но и геофизику.

Придерживаясь более узкой точки зрения на определение геологии, можно, конечно, защищать самостоятельность каждой отрасли геологических знаний, опираясь на утверждение о том, что в них применяются разные методы. Однако необходимо при этом считаться со следующими моментами. Во-первых, предмет исследования во всех этих отраслях знания один и тот же — земной шар. Во-вторых, независимо от того, будем ли мы разделять взгляд на самостоятельность различных отраслей геологической науки или предпочтем считать геологическую науку объединяющей наряду с собственно геологическими исследованиями также геофизические и геохимические, при оценке значения эксперимента в геологии придется рассматривать его роль в различных звеньях этой науки. Именно поэтому, независимо от принимаемого взгляда на геологию, необходимо обсудить значение эксперимента в достаточно широком круге проблем, касающихся различных сторон изучения нашей планеты. Что касается содержания, вкладываемого в понятие о геологическом эксперименте, то в самом общем виде можно сказать, согласно изложенным выше соображениям, что к этой категории следует относить любой эксперимент, проведенный в рамках геологического исследования (в широком смысле слова) и направленный на решение задач, связанных с изучением земного шара.

#### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ

Эксперимент был привлечен к научным исследованиям значительно раньше, чем сформировалась геология как наука, в виде, более или менее близком к современному. Первоначально значение эксперимента не выходило за пределы обычных иллюстраций к результатам проведенных научных исследований.

Первые эксперименты в геологии были осуществлены Дж. Холлом на рубеже XVIII и XIX столетий, т.е. тогда, когда в физике они уже широко применялись в качестве одного из важнейших методов научного исследования. Эти эксперименты были проведены в разгар жестких столкновений между двумя соперничавшими тогда воззрениями и позволили решить возникшие споры на подлинно научной основе. Конечно, опыты были не единственным критерием оценки научного смысла взглядов нептунистов, исключавших роль "огненных сил" и глубинных огненно-жидких расплавов, и плутонистов, не мысливших существование Земли без этих "сил" и расплавов. Тем не менее эксперименты были едва ли не решающими при выяснении роли огненно-жидких расплавов в формировании земной коры.

Дж. Холл блестяще подтвердил плутоническую концепцию своего учителя Дж. Хет-

тона [Hutton, 1795], поставил опыты по плавлению и кристаллизации базальтов, а также по преобразованию известковистых масс в мрамор при высоких температурах. Опыты Дж. Холла наметили путь дальнейших экспериментов в трех главных направлениях. Во-первых, они позволили создать основу для последующего развертывания исследований в области создания искусственных минералов и кристаллов. Во-вторых, они способствовали развитию впоследствии петрографического эксперимента, обобщающего современные представления о магме. Однако опыты Дж. Холла включали, кроме того, работы, направленные на выяснение природы складчатых структур, и в этом плане явились родоначальными для тектонических экспериментов и исследований деформаций горных пород.

Во второй половине XIX столетия, т.е. почти 100 лет спустя, огромная работа в области геологического эксперимента была проведена А. Добре [Daubree, 1879]. Он подвел итоги проделанным прежде опытам, осуществил серию экспериментов лично и опубликовал огромное двухтомное сочинение, в котором к трем направлениям Дж. Холла присоединил еще четвертое — исследование процессов разрушения (измельчения) и транспортировки материала горных пород. Второй том своего труда А. Добре посвятил космическому эксперименту, который рассматривал как одно из звеньев геологического экспериментального исследования. Космические эксперименты А. Добре проводил, изучая, в частности, метеориты (второй том носит название "Приложение экспериментальных исследований к изучению космических явлений"). Все геологические эксперименты А. Добре разделил на две большие группы, связанные соответственно с физико-химическими и механическими явлениями. Эксперименты первой группы касались изучения "истории отложения металлов" (т.е. условий образования "металлических" рудных, минералов, метаморфических и изверженных пород). Опыты второй группы были направлены на изучение "истории" измельчения и транспортировки материала, исследование деформаций, в частности разрывов, сланцеватости, и были связаны с анализом процессов выделения теплоты, образующейся вследствие этих деформаций. В более позднее время изучение тепла, возникающего при деформациях горных пород, экспериментальными методами не осуществлялось. Таким образом, А. Добре не только обобщил предшествующий опыт и лично провел огромное число различных геологических экспериментов, но и очертил круг стоящих перед эксперименталистами задач, которые частично и до настоящего времени остались не решенными, хотя их важное значение невозможно оспаривать. Я имею в виду, в частности, опыты по превращению механической энергии в тепловую в процессе деформации горных пород.

XX век ознаменовался двумя наиболее существенными общими изменениями в развитии геологического эксперимента. Одно из них связано с открывшимися широкими перспективами использования высоких и сверхвысоких давлений и температур в эксперименте. Благодаря этому в лабораторных условиях была создана обстановка, реально отвечающая термодинамическим условиям всего диапазона давлений и температур, существующих в недрах Земли. Впрочем, в этом отношении далеко не все еще сделано, вследствие чего, например, исследование деформации горных пород приходится и сейчас вести в условиях давлений не более 20 кбар, в то время как температуры повышаются до 500–600°С [Лучицкий и др., 1968].

Другое изменение определяется привлечением математических методов к интерпретации результатов экспериментального исследования. Это изменение выразилось прежде всего в создании современной теории моделирования геологических процессов, разработанной трудами Г. Кёнигсбергера и О. Мората [Koenigsberger, Morath, 1913], М. Хабберта [Hubbert, 1937], Е.Н. Люстиха [1949], М.В. Гзовского [1954, 1963] и других исследователей. Вместе с тем начали проводиться разнообразные исследования с целью разработки теории фазовых превращений и преобразований минералов в зависимости от термодинамических условий. Эти новые направления в исследовании сейчас развиваются достаточно интенсивно, хотя далеко не все возможности современной техники используются в области геологического эксперимента с необходимой полнотой.

## ПРИМЕНЕНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА В РАЗЛИЧНЫХ ОБЛАСТЯХ ГЕОЛОГИИ

Следуя широкому взгляду на геологию, рассмотрим несколько наиболее типичных примеров применения эксперимента в различных ее отраслях.

Прежде всего следует указать, что имеются области геологии, в которых эксперимент практически не применяется как метод исследования и где в процессе изучения геологических объектов опираются только на актуалистические методы, внося в них те или иные поправки. В этих поправках обычно учитывают несоответствие между различными данными, получаемыми в результате последовательного применения актуалистических построений. Так, если устанавливается, что некоторые живые организмы в настоящее время могут существовать только в определенной обстановке, а в ископаемом виде они встречаются среди отложений, ныне свойственных совсем другим условиям, то из этого может быть сделано два вывода. Либо в прошлом условия образования данного типа отложений были иными, либо изучаемые организмы обладали раньше большими адаптивными возможностями и могли сохранять жизнеспособность в различных условиях, а в дальнейшем утратили эту способность и ограничили ареалы обитания. Экспериментальными методами решить, какой из этих двух выводов правилен, по-видимому, невозможно. Длительность преобразования живых организмов в процессе эволюции измеряется такими интервалами времени, которые не могут быть воспроизведены в эксперименте, а никакие явления не могут заменить фактор времени, когда оно измеряется десятками, сотнями миллионов и даже миллиардами лет.

Иначе выглядит проблема применения эксперимента в литологии, где опыты по воссозданию условий образования осадков и, следовательно, по выяснению обстановок, в которых формируются различные отложения, широко признаны. В качестве примера, иллюстрирующего принципиальное значение подобных экспериментов, можно привести хотя бы те данные, которые указаны Ф. Кюененом в его упомянутой выше статье [Kuennen, 1965] в отношении так называемых трещин усыхания. Опытами Ф. Кюенена было установлено образование подобных трещин в подводных условиях. Таким образом, экспериментальным путем было показано, что обычное представление о возникновении таких трещин в субаэральной обстановке при усыхании совершенно недостаточно для полного знания. В данном случае опыт способствовал появлению новой информации, о которой раньше трудно было даже подозревать, опираясь на актуалистические построения.

Более эффективны в практическом отношении минералогические и петрографические эксперименты; вместе с тем они имеют и исключительно большое теоретическое значение. Минералогические эксперименты обладают определенным преимуществом перед другими видами опытов потому, что они направлены на создание таких кристаллов и минералов, которые во многих случаях непосредственно применяются в важнейших отраслях народного хозяйства.

Несколько иной практический смысл имеют петрографические эксперименты. Их применение в промышленности связано с использованием техники каменного литья. Теоретическое же значение этих экспериментов исключительно велико и очевидно. Теория кристаллизационной дифференциации потому и стала ведущей теорией в петрографии, что она целиком опирается на экспериментальные исследования, связанные с плавлением и кристаллизацией изверженных горных пород в лабораторных условиях. К прежним исследованиям в этой области, начатым наиболее успешно Н.Л. Боуэном [1934], в последнее время добавились принципиально новые эксперименты, использующие технику высоких давлений. Исследования Л.Ф. Верещагина [1956], Ю.Н. Рябинина и др. [1963] позволяют теперь изучать поведение силикатных расплавов в условиях, отвечающих большим глубинам. Проведенные в этом плане опыты, тесно связанные с исследованием фазовых превращений минералов, привели к открытию новых, ранее неизвестных модификаций кварца [Стишов, 1963], что вызвало необходимость принципиального пересмотра наших представлений о природе и строении земных недр. Таким образом, эксперименты в области минералогии и петрографии

настолько выразительны по своей теоретической и практической направленности, что, пожалуй, могут служить образцом не только для других областей геологии, но и для экспериментальных исследований вообще. Эта особенность минералого-петрографических экспериментов и их успех объясняются в значительной мере тем, что они представляют собой систему опытов с объектами, которые изучаются в условиях, не требующих моделирования, сопровождаемого изменением параметров времени образования объекта или его размеров. Благодаря этому создаются условия, наиболее приближенные к наблюдаемым в природе.

Эксперименты иного типа, направленные не на созидание, а на разрушение, деформацию вещества, не столь наглядны, хотя практическое значение, например, экспериментального определения прочности материалов тоже очевидно. В экспериментах по деформации возможны два варианта. Во-первых, можно проводить моделирование наблюдаемых в природе геологических структур, возникающих в результате деформации земной коры или отдельных ее блоков. Во-вторых, могут быть поставлены опыты по деформации материалов, образующих горные сооружения, т.е. по деформации горных пород. Первая группа исследований имеет дело с такими объектами, которые по размерам и времени образования в огромное число раз (на многие порядки) превышают доступные в эксперименте соответствующие параметры модели. Здесь количество перерастает в качество, так как возможности изучения длительных процессов в течение короткого времени оказываются ограниченными. Резкое изменение длительности процесса приводит к коренным качественным изменениям самой природы явлений. Совсем необычные эффекты получаются, например, при использовании импульсной техники, когда трудно и даже невозможно получить такие же результаты, как при обычном длительно протекающем процессе деформации материалов. Данным об изменении состояния материалов под влиянием длительно протекающих процессов посвящена современная теория ползучести, позволяющая утверждать, что с изменением скорости деформации качественно изменяются особенности процесса преобразования деформируемого вещества.

При моделировании складчатых и других тектонических структур приходится считаться с различными факторами. В эксперименте трудно не только воспроизвести длительное течение процесса, но и найти подходящие для моделирования материалы. Оценивая свойства материалов, подвергаемых деформации, в теории подобия сейчас приходится оперировать такими недостаточно строгими понятиями, как, например, вязкость твердого тела, вязкость горных пород. В итоге в расчетах, опирающихся на данные о вязкости горных пород, получаются результаты, в соответствии с которыми для моделирования крупных геологических структур следует применять материалы с вычисленной по условиям подобия вязкостью в пределах  $10^6 - 10^8$  П [Гзовский, 1963, с. 147]. Эти пределы отвечают веществам, обладающим той же вязкостью, что, например, и вода, т.е. распространяются на область жидкостей, принадлежащих к качественно иной группе объектов, чем материалы, слагающие геологические структуры. Особенности внутреннего строения этих материалов вообще не учитываются в современной теории подобия, требующей и в этом плане дальнейшего совершенствования. Следовательно, возникают разные затруднения при моделировании крупных геологических структур, формирующихся в течение многих десятков и сотен миллионов лет.

Для изучения малых структурных форм и деформаций горных пород возможен более строгий анализ, опирающийся на оценку поведения реальных материалов в обстановке, строго отвечающей термодинамическим и другим условиям, наблюдающимся в природе. Эксперименты такого рода достаточно точны в том случае, если относятся к процессам сравнительно ограниченной длительности. Для тех огромных интервалов времени, в течение которых протекают геологические процессы, даже в случае исследования деформаций горных пород, трудно и даже невозможно повторить все те явления, которые реально осуществляются в недрах Земли. Примером могут служить данные о пове-

дени кварца, который не удается пластически деформировать таким образом, как это наблюдается в метаморфических породах. По-видимому, в какой-то мере фактор времени может быть подменен в таких экспериментах нагревом, но теплота и время, конечно, не взаимосвязаны.

В настоящее время приходится считаться с ограниченными возможностями опытов по деформации горных пород и относить их к существенно узкому интервалу времени. Тем не менее среди тектонических и вообще геологических экспериментов опыты по деформации горных пород относятся к наиболее точным и стоят на уровне минералогических и петрографических экспериментов. Недостаток этих опытов — невозможность созидать. Однако этот недостаток компенсируется необходимостью изучения прочностных свойств горных пород, которая диктуется развитием современной техники бурения и аппаратуры, проникающей в недра Земли.

Важное место эксперимент занимает в геофизике, что вполне естественно, так как эта область геологических знаний более, чем какая-либо иная, близка к физике, где эксперимент с давних пор по праву приобрел принципиальное значение. В геофизике с ее различными ветвями (сейсмометрия, гравиметрия, магнитометрия и т.д.) эксперимент необходим. Серьезным его отличием от рассмотренных выше следует считать то, что в геофизике главным является наблюдение над природными процессами, протекающими в настоящее время, и над явлениями, которые не отличаются от обычных, изучаемых физиками. Таким образом, в геофизике эксперимент относится к обязательным элементам общего научного исследования, и его теоретическое значение несомненно.

В целом имеются разнообразные возможности для применения эксперимента в геологии, хотя они далеко неравнозначны в различных ее областях. Затруднения возникают прежде всего в том случае, если выясняется невозможность воспроизвести эксперимент в тот же интервал времени, в который изучаемый процесс протекает в природе. Наиболее наглядны такие затруднения в палеонтологии, но они свойственны и другим областям геологических знаний. В частности, невозможно точно воспроизвести в лабораторных условиях такие процессы, которые приводят к образованию горных сооружений, к пластическому течению кварца при низких температурах и т.д. Хотя в некоторых случаях может помочь теория подобия, но она требует дальнейшей разработки и прежде всего увязки с современной теорией ползучести. Перспективы разработки теории подобия для моделирования длительных преобразований живой материи пока еще очень далеки от нас, если они окажутся вообще возможными в дальнейшем.

Однако есть еще другое, вероятно, главное принципиальное затруднение с использованием эксперимента в геологии, затруднение совсем иного рода. Дело в том, что в геологии приходится сталкиваться с объектами, представляющими собой результат некогда протекавших процессов. Эти процессы сейчас уже недоступны прямому наблюдению и в каждом конкретном случае могут, во-первых, предполагаться, во-вторых, восстанавливаться по аналогии с современными, доступными наблюдению, которые приводят к образованию продуктов, сходных с изучаемыми геологическими объектами. Таким образом, в геологии эксперимент вовлекается в систему построений, опирающихся на аналогии и предположения. Следовательно, трудности применения эксперимента в геологии не ограничиваются тем, что приходится иметь дело с огромными, с трудом моделируемыми объектами и длительными процессами, приводящими к их образованию. Трудности определяются еще и тем, что сами процессы, о которых обычно идет речь в геологических построениях, являются предполагаемыми, а не непосредственно наблюдаемыми.

#### МЕСТО ЭКСПЕРИМЕНТА В СИСТЕМЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПОСТРОЕНИЙ

Определяя место эксперимента в общей системе геологических построений, необходимо, как показывает предшествующий обзор, учитывать, что при геологических исследованиях изучаются объекты, возникшие в результате процессов, протекавших в далеком прошлом, многие десятки, сотни миллионов или миллиарды лет назад. Наблюдать эти

процессы сейчас уже невозможно. Вследствие этого при геологических исследованиях обычно определяются свойства этих объектов: их морфология, взаимоотношения, возраст, условия залегания, закономерности размещения и т.д. В ходе исследований выясняются также возможные аналоги изучаемых объектов с теми, которые в настоящее время формируются на земной поверхности вследствие различных более или менее хорошо известных процессов. Изучение этих процессов может рассматриваться как вспомогательное средство для познания природы древних геологических объектов, разъясняющее способ их образования, происхождение или историю развития. Исключение составляют только геофизика и динамическая геология, включая неотектонику, которые могут исследовать непосредственно наблюдаемые современные процессы. Остальные области геологических знаний, такие как палеонтология, стратиграфия, тектоника, минералогия, литология, петрография и другие, имеют дело с объектами, возникшими в далекие геологические периоды в результате тех процессов, которые, оставив свой следы, безвозвратно утрачены для прямого наблюдения.

Вследствие таких особенностей геологии в системе проводимых ею исследований постоянно возникает задача реконструкции процессов, вызвавших образование изучаемого объекта, что возможно только на основе аналогии с современными условиями, где подобные (а не те именно, которые были) процессы могут непосредственно наблюдаться и изучаться.

В итоге, в основе любых построений, связанных с выяснением происхождения и способа образования геологического объекта или процессов, приведших к его появлению, лежат аналогии. Прием построения такого рода аналогий с современными явлениями широко известен в геологии как метод актуализма. В том случае, когда соответствующие реконструкции представляют собой систему построений, расчлененных по возрастным подразделениям, возникает общее представление о смене во времени тех или иных явлений и создается основа для разработки общей теории эволюции геологических процессов или по крайней мере для разработки историко-геологических концепций. Так или иначе, современная геологическая теория покоится на системе методов, опирающихся на аналогии.

В этом случае эксперимент приобретает серьезнейшее познавательное значение, так как позволяет проводить сравнение с процессами, наблюдаемыми в искусственной лабораторной обстановке. Эти процессы могут быть разными: физическими, физико-химическими, химическими или иными. Важно, что они доступны наблюдению, так же как и их результаты, которые могут сравниваться с теми геологическими объектами, природу которых мы стремимся выяснить. Следовательно, значение исследования таких процессов не отличается от того, которое придается изучению современных явлений. В том и другом случаях изучаются объекты, доступные прямому наблюдению, и с ними сопоставляются предполагаемые объекты и явления, происходившие в давно минувшие геологические эпохи. Таким образом, значение эксперимента как инструмента, помогающего расшифровать на основе аналогий природу изучаемого геологического процесса, уравнивается со значением метода актуализма. Существенны, следовательно, не частные оценки значения эксперимента в геологии; важно, что экспериментальный метод имеет то же познавательное значение, что и метод актуализма.

Этот вывод следует дополнить некоторыми пояснениями. Отличительной особенностью геологии является широкое использование метода аналогий, вовлекающего в исследование различного рода теоретические модели — гипотезы о происхождении объектов. Соответствующие модели часто являются достаточно сложными, вследствие чего с трудом интерпретируются математическими методами. Другая особенность геологии, отличающая ее от других наук, — невозможность наблюдать те процессы, которые создали в далеком прошлом изучаемые объекты. В такой ситуации возникает представление о конвергенции явлений, так как всегда определенной модели может быть противопоставлена другая, отличная от первоначально созданной. Преимущество какой-либо одной из этих моделей бывает трудно доказать, поэтому, естественно, рождается идея, что таких моделей существует несколько и что каждая из них отвечает отдельной группе

объектов. В сущности, представление о конвергенции геологических явлений относится к обычным результатам решения обратной задачи. Поскольку известен конечный результат, может быть предложен ряд приводящих к нему условий. Выяснить, какие случаи принадлежат к явлениям конвергенции, а какие относятся к различным вариантам объяснений одного и того же явления, нелегко, а представление о конвергенции освобождает исследователя от необходимости более глубокого изучения объекта. В решении этой проблемы не может помочь ни сравнение древних явлений с современными, ни эксперимент. Тот и другой методы опираются на аналогии, которые могут содействовать расширению познаний, но не служат обоснованием, доказывающим правомерность тех или иных построений и взглядов.

Во всяком случае, в такой системе построений эксперимент, так же как и метод актуализма, поскольку тот и другой опираются на аналогии, не может дать бесспорного решения задач, хотя обычно именно этого от него и ждут. Не оценивая реальных возможностей метода и действительного его значения, на эксперимент возлагают, таким образом, задачу, ему не соответствующую, и считают, что экспериментальным методом может быть безусловно доказано то или иное теоретическое представление. Однако это так же невозможно, как вообще невозможно доказать какое-либо представление путем аналогий.

Экспериментальные методы в геологии дают лишь эталоны, образцы, сравнивая с которыми, можно утверждать возможность или малую вероятность того или иного толкования природных явлений. В зависимости от конкретных ситуаций эксперимент в одних случаях может оказаться более действенным, чем метод актуализма, в других — менее действенным. В частности, когда исследование затрагивает глубокие недра Земли, метод актуализма становится бессильным в толковании ряда явлений, тогда как экспериментальный метод позволяет создавать модели соответствующих геологических объектов и изучать их в условиях, строго отвечающих глубинным зонам. Экспериментальным методом могут быть, кроме того, ограничены различные построения, основанные на использовании метода актуализма, о чем свидетельствует, в частности, упомянутый выше опыт Ф. Кюнена с "трещинами усыхания". В подобных случаях эксперимент обеспечивает получение новой информации. Таким образом, в отдельных случаях, а также при разработке некоторых проблем, среди которых важнейшее место занимает исследование глубинного строения земных недр, эксперимент становится орудием более мощным, чем актуалистический метод.

Известно, что "заключение по аналогии, т.е. от выясненного частичного сходства между предметами к более глубокому и разностороннему сходству между ними, не может сообщить достоверность, но часто наводит на догадки, правильность или ошибочность которых должна быть выяснена дальнейшим исследованием и проверкой" [БСЭ, 1950, т. 2, с. 352]. Эту оценку метода аналогии следует иметь в виду при рассмотрении значения эксперимента в геологии. Экспериментальный метод исследования геологических объектов, так же как метод актуализма, является частным, но важнейшим звеном индуктивного анализа, составляющего лишь один из элементов общего материалистического познания диалектической природы геологических явлений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород. М.: Горгонефтиздат, 1934. 324 с.  
БСЭ. М.: Сов. энциклопедия, 1-е изд., 1950. Т 2, с. 352; 2-е изд., 1957. Т. 48, с. 410.  
Верещагин Л.Ф. Избранные труды: Твердое тело при высоких давлениях. М.: Наука, 1981. 286 с.  
Гзовский М.В. О задачах и содержании тектонофизики. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 3, с. 244—263.  
Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. 3/4. 344 с.  
Косыгин Ю.А. О положении геологии среди других наук и об основных проблемах современной геологии. — Геология и геофизика, 1963, № 8, с. 3—13.  
Лучицкий И.В., Громин В.И., Ушаков Г.Д., Надолинный В.А. Деформация мрамора в субкрупальной обстановке. — Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 4, с. 951—953.

- Люстих Е.Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов. — Докл. АН СССР, 1949, т. 64, № 5, с. 661—664.
- Рябинин Ю.Н., Петров В.П., Марков В.К. и др. Дальнейшие сведения об условиях образования плотной модификации кремнезема при высоких давлениях и температурах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с. 3—11.
- Шишов С.М. Природа границы Мохоровичича. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 1, с. 1—42.
- Daubree A. Etudes scientifique de geologie experimentale. P., 1879. 828 p.
- Haug E. Traite de geologie. P., 1907. Vol. 1. 538 p.
- Hubbert M.K. Theory of scale models as applied to the geologic structures. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, vol. 48, N 10, p. 1459—1519.
- Hutton J. Theory of the Earth with proofs and illustrations. Edinburgh, 1975.
- Koenigsberger G., Morath O. Theoretische Grundlagen der experimentalen Tectonix. — Ztschr. Dt. geol. Ges., 1913, Bd. 65, S. 65—86.
- Kuening Ph.H. Value of experiments in geology. — Geol. an mijnbouw, 1965, vol. 44, N 1, p. 22—36.

УДК 551.24 + 550.3

Ж.С. Ержанов

## МЕХАНИКА ГЛОБАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Тектонические процессы отражают механическую форму движения материи во времени и пространстве. Однако широко распространенные концепции расширяющейся Земли, фиксизма и тектоники плит сугубо кинематичны, т. е. учитывают только геометрические свойства движения в отвлечении от сил, вызывающих это движение. Они не содержат движущих сил и вызванных ими механизмов образования тектонических структур — движущих механизмов. Приобретает актуальность проблема обоснования единых условий тектогенеза посредством методов и аппарата механики как раздела физики. Настоящая работа выполнена в рамках этой проблемы в постановке выдающегося ученого-энциклопедиста академика А.Л. Яншина, при его постоянной помощи и содействии.

Приводится обзор результатов работ [Ержанов, 1975, 1977, 1981, 1982; Ержанов, Куралбаев, 1975; Ержанов, Калыбаев, 1975, 1976; Ержанов и др., 1978, 1981; Ержанов, Егоров, 1976; 1982, 1983].

### ПРЕДПОСЫЛКИ ИССЛЕДОВАНИЯ. ДВИЖУЩИЕ СИЛЫ

Общекоровые движения отражают литосферные, поэтому рассматриваются деформации литосферы и астеносферы толщиной 80 и 140 км согласно модели Земли по Дзиевонскому [Dziewonski et al., 1975]. Астеносферу отождествляют с мощным сейсмическим волноводом; ее свойства, включая относительную деформативность, В.А. Магницкий объясняет частичным плавлением вещества верхней мантии вблизи температуры солидуса. Петрологическая оценка количества расплава, выполненная Н.Л. Добрецовым, обеспечивает надлежащее "размягчение" астеносферы и гравитационную устойчивость границы ее раздела с литосферой. Данные наблюдений сейсмических волн, собственных колебаний Земли и геоэлектрического зондирования указывают на большую вертикальную и латеральную неоднородность верхней мантии; под континентальными и тихоокеанской платформами выделены области выклинивания астеносферы, где она слабо выражена или отсутствует.

Эволюция Земли периодически нарушалась эпохами кратонизации, когда блоки суши стягивались воедино. При последней герцинской кратонизации суперконтиненты Гондвана и Лавразия в ранней перми слились, по крайней мере в своей африкано-аравийско-европейской части. Относительный тектонический покой закончился 200 млн. лет назад, когда послегерцинские движения привели к разделению Гондваны и Лавразии на континенты. Расхождение этих континентов и раскрытие молодых океанов продолжается и поныне.

Излагаемая механика этих процессов охватывает именно послегерцинский период развития Земли. Движущие силы в ней определены тремя факторами космической и земной природы: а) гравитационным взаимодействием Земли с Луной, Солнцем и большими планетами Солнечной системы; б) длинноволновым локальным возмущением подошвы астеносферы; в) термическим расширением и сплошностью астеносферы.

Два последних фактора отражают эффект подъема и становления астенолитов или формирования конвективных ячеек в мантии и связанного с ними теплового потока от подошвы астеносферы.

Движущие механизмы, вызванные этими силами, конструируются путем постановки и решения модельных и краевых задач разделов механики, представленных небесной механикой, теорией упругости, теорией вязкоупругости и гидродинамикой вязкой жидкости (имеются в виду изотермические ползущие движения Стокса). Начальные и граничные условия задач формулируются в рамках факторов, определяющих движущие силы. При численной реализации использованы спутниковые модели геопотенциала, геофизические и геодезические оценки параметров вещества литосферы и астеносферы в предположении его однородности и изотропности. Получен комплекс движущих механизмов образования современных основных элементов структуры и вращения Земли: 1) вековое движение (или блуждание) полюса; 2) динамическая неуравновешенность Земли; 3) трехосность фигуры Земли; 4) тектоническая расчлененность литосферы на разных глубинных уровнях; 5) широтные разломы и S-образность меридиональных элементов; 6) упорядоченность гравитационных аномалий верхней мантии в южном полушарии; 7) утонение и утолщение литосферы под океанами и материками; 8) области выклинивания астеносферы под платформами; 9) периферийные пояса офиолитовых ассоциаций; 10) широтно-зональное распределение материков и океанов; 11) система рифтовых зон срединно-океанических хребтов; 12) блоково-грядовая расчлененность рифтовых зон.

Механизмы имеют различную природу: космическую — для элементов 1–6, земную — для элементов 7–12.

### ДВИЖУЩИЕ МЕХАНИЗМЫ КОСМИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ

Общепринятая теория вращения Земли, представляющая стандарт для астрономических вычислений, и ее модификация построены в ограниченной постановке задачи трех тел. Они не отражают существенные особенности движения Земли, включая ее динамическую неуравновешенность. Поэтому построена теория вращения Земли в неограниченной постановке задачи многих тел на основе развитых А.Н. Колмогоровым, В.И. Арнольдом и М. Мозером качественных методов анализа и Г.Н. Дубошиным — теории поступательно-вращательного движения небесных тел. Методами небесной механики и динамических систем в метрических пространствах получено структурное решение задачи в специальных переменных как функции времени [Ержанов, Калыбаев, 1976; Ержанов, 1982]. Показано, что вековое движение (блуждание) полюса порождается выходом на предельный режим вращения Земли, когда вектор ее угловой скорости стремится к положению оси инерции, а полюс вращения — к полюсу инерции [Ержанов, Калыбаев, 1975; Ержанов, 1977]. В табл. 1 и 2 указаны параметры такого движения, вычисленные для моделей геопотенциала [Wagner, Lerch, 1977; Lerch et al., 1979], и данные наблюдений Международной службы движения полюсов (МСДП).

Найденный механизм блуждания полюса есть следствие динамической неуравновешенности Земли — углового отклонения ее осей вращения и инерции. Оно порождает гироскопический момент, стремящийся придать этим осям направление вектора кинетического момента вращения Земли даже при ее свободном вращении.

Блуждание полюса связывают и с собственными движениями литосферы по некоторому "смазочному" астеносферному слою. Подобный механизм изучен на гравитирующей модели твердой сфероидальной Земли, содержащей вязкий астеносферный слой.

Таблица 1

## Параметры векового движения Северного полюса

| Модель геопотенциала | Отклонение полюсов, м | Направление западной долготы, град | Среднегодовая скорость, мм |
|----------------------|-----------------------|------------------------------------|----------------------------|
| GEM-7                | 24,46                 | 76,3                               | 93,3                       |
| GEM-8                | 23,97                 | 71,7                               | 82,9                       |
| GEM-9                | 30,86                 | 86,9                               | 107,5                      |
| GEM-10               | 20,03                 | 67,0                               | 98,7                       |

Таблица 2

## Параметры векового движения по данным МСДП [Яцкив и др., 1976]

| Автор                      | Период наблюдений, годы | Направление западной долготы, град | Среднегодовая скорость |       |
|----------------------------|-------------------------|------------------------------------|------------------------|-------|
|                            |                         |                                    | с                      | мм    |
| Е. Провербио и др.         | 1900–1962               | 59,8                               | 0,00283                | 84,9  |
| С. Юми, Ю. Вако            | 1900–1965               | 72,9                               | 0,00296                | 88,8  |
| В. Марковиц                | 1900–1966               | 65,0                               | 0,00350                | 105,0 |
| А. Стойко, Н. Стойко       | 1900–1967               | 69,8                               | 0,00320                | 96,0  |
| Л.Д. Костина, В.И. Сахаров | 1900–1967               | 48,5                               | 0,00320                | 96,0  |
| А.А. Михайлов              | 1901–1968               | 76,0                               | 0,00380                | 114,0 |

Динамическая неуравновешенность модели такова, как если бы в некоторый момент времени литосфере и подастеносферному шару раздельно сообщили вращение относительно общего центра масс с различными по направлению и величине угловыми скоростями. Из решения этой нестационарной задачи следует, что векторы угловой скорости вращения литосферы и подастеносферного шара стремятся к некоторому общему положению, устойчивому в предельном режиме вращения [Ержанов и др., 1978].

По данным реконструкции максимального позднеюрмского оледенения северного полушария и сопутствующего ему снижения уровня Мирового океана [Hughes et al., 1977] исследован массообмен в системе океан—оледенение. Расчет выполнен в сферических функциях для областей оледенения суши и шельфов. Оказалось, что такой массообмен при избытке антарктического льда от 5 до 25% приводит к отклонению полюсов вращения и инерции на 3,54–4,20 км, что на два порядка более современного (см. табл. 2).

Таким образом, перераспределение масс в теле Земли, связанное с древними оледенениями или другими процессами, время от времени усугубляет эффект динамической неуравновешенности Земли — угловое расхождение ее осей вращения и инерции. Однако постоянно действующие механизмы блуждания полюса, связанные с вращением планеты или движениями литосферы, будучи направленными на смыкание осей вращения и инерции, стремятся погасить этот эффект. Отметим, что условия решения задач об этих механизмах не накладывают какие-либо ограничения на величину отклонения полюсов вращения и инерции.

Вопрос о происхождении трехосности фигуры Земли решен также на модели Земли с рассогласованно вращающимися элементами, отличающейся от предшествующей тем, что литосферу представляет деформируемая сферическая оболочка. В квазистатической постановке задачи показана несимметричность деформаций оболочки, приводящая к трехосности центрального эллипсоида инерции модели и, следовательно, фигуры Земли. Найдено положение главных осей инерции для моделей геопотенциала, указанных в табл. 1. Таким образом, трехосность фигуры Земли есть закономерное следствие деформирования литосферы во взаимодействии с вяз-

кой астеносферой в условиях динамической неуравновешенности Земли, возможно, из-за периодических покровных оледенений.

Природа тектонической расслоенности литосферы на разных глубинных уровнях рассмотрена на задаче об упругом равновесии модели Земли, вращающейся в поле притягивающих центров — Луны, Солнца и больших планет Солнечной системы [Ержанов, Егоров, 1982]. Методом А.И. Лурье определено ее напряженно-деформированное состояние, обусловленное силами инерции вращения и ньютонова притяжения. Расчеты, отвечающие различным положениям Луны и Солнца, указывают на сложно изменяющуюся во времени картину циклических знакопеременных деформаций поверхности, меняющих свой знак вдоль меридианов. Она определяется совокупным действием полусуточного, полумесячного и полугодового зеркально меняющихся циклов, причем поле таких деформаций охватывает приповерхностный слой, плавно затухая на глубине 0,1 радиуса Земли. При дополнительных знакопеременных циклических нагрузках, хотя бы небольших по величине, скорость деформирования нагруженного тела возрастает, а его материал накапливает свойства усталостного разрушения. В рассмотренной задаче это способствует облегченности и распространенности латеральных перемещений вещества литосферы.

Примечательные для дна Тихого и Атлантического океанов и экваториальной зоны широтные разломы и S-образность меридиональных элементов в глобальной структуры таковы, как если бы Земля подвергалась юго-восточному скручиванию вокруг ее оси вращения.

Поле гравитационных аномалий верхней мантии в основном мозаично [Lerch et al., 1979]. Однако и здесь выделяется область упорядоченности гравитационных аномалий в южном полушарии, простирающаяся по долготе на  $180^\circ$  и ассоциируемая с представлением о скручивании Земли. Природа этих особенностей изучена на задаче об упругом равновесии вращающейся модели Земли неоднородной плотности, отражающей грушевидность ее фигуры [Ержанов, Егоров, 1983]. Показано, что поле притяжения Луны и Солнца, вызывая асимметрию областей растяжения и сжатия относительно экватора и перемещения точек по долготе, приводит к эффекту юго-восточного скручивания приповерхностного слоя Земли.

#### ДВИЖУЩИЕ МЕХАНИЗМЫ ЗЕМНОЙ ПРИРОДЫ

Толщина литосферы под океанами и материками составляет 60 и 120 км; астеносфера, наоборот, 160 и 100 км, т. е. она под океанами толще, нежели под материками [Dziewonski et al., 1975]. Частью астеносфера выклинивается, т. е. выражена слабо, или отсутствует. Возникновение такой неравномерности распределения толщин показано на примере решения задач гидродинамики в приближении теории мелкой воды о ползущем движении двухслойной и однослойной сферических оболочек, облегающих гравитирующую среду [Ержанов, Куралбаев, 1975; Ержанов и др., 1981]. Предполагается, что основание оболочки подвержено локальным поднятиям и опусканиям смежных участков, закон перемещения которых задан и не зависит от движений самой оболочки. При этом радиальные перемещения граничных поверхностей соизмеримы с толщиной оболочек. Выявлены условия, при которых над участками поднятия подошвы астеносферы литосфера утолщается, а астеносфера утоняется, и, наоборот, над смежными участками опускания подошвы астеносферы литосфера утоняется, а астеносфера утолщается. Таким образом, утонение и утолщение литосферы под океанами и материками, а также формирование областей выклинивания астеносферы под платформами непосредственно связаны с длинноволновыми локальными возмущениями подошвы астеносферы.

Отсюда следует, что литосфера на участке ее утонения (под океанами) подвергается большим перемещениям, направленным к периферии участка. Скорость ее ползущих движений максимальна на свободной границе, представляющей дно океана, и на малых глубинных уровнях. Здесь океаническая кора пориста, причем с возрастанием

глубины поры, деформируясь, становятся сплюснутыми, затем щелевыми, образуя зону ослабления. В такой зоне становится возможным состояние, при котором возникают полосы сосредоточенного сдвига между соседними щелями, способствующие срывам и перемещению пластин толщи пород. Для оценки глубины срывов пластин зона ослабления моделирована двоякопериодической системой коллинеарных щелей, берега которых могут контактировать в зависимости от интенсивности поля сжимающих напряжений [Ержанов, 1975]. По расчетам зона срывов лежит в интервале глубин от 4–5 до 10–12 км. Таким образом, ползущие движения литосферы на малых глубинных уровнях предопределены пористостью среды и сдвиговой неустойчивостью, приводящей к срывам и последующему перемещению пластин. При этом фронтальная часть пластин может обдукцировать, образуя периферийные пояса офиолитовых ассоциаций. Этот механизм соответствует представлениям об офиолитовых комплексах как вынесенных на поверхность суши пластинах океанической коры геологического прошлого.

Северный Ледовитый океан и Антарктида сменяются в более низких широтах материковым и океаническим поясами — Американско-Евразийским и Южным океаном. Меридиональных поясов выделяют от двух до шести. Эти закономерности изучены в задаче о потере устойчивости вязкоупругой литосферной оболочки, подверженной внутреннему гидростатическому давлению [Ержанов, Егоров, 1976]. Получены линеаризованные уравнения и формы потери устойчивости, определяемые локально меняющейся толщиной оболочки. Выявлены соответствующие широтные зональные распределения материков и океанов утонение и утолщение полярных областей оболочки и их смена в более низких широтах широтными кольцевыми поясами ее утолщения и утонения.

Структурные особенности системы рифтовых зон срединно-океанических хребтов учтены при постановке предшествующей задачи [Ержанов, Егоров, 1976]. Поэтому условия возникновения этих зон рассмотрены как процесс накопления рассеянных повреждений, разворачивающийся на фоне вязкоупругих деформаций потерявшей устойчивость оболочки и не влияющий в среднем на эти деформации. Формирование магистральных трещин связывается с неустойчивостью процесса при значительном уровне накопления повреждений. Результаты решения согласуются с расположением рифтовых зон южного полушария — концентрических по отношению к Антарктиде, с четырьмя меридиональными ответвлениями: Индийским, Атлантическим, Восточно-Тихоокеанским и отмершей в палеогене рифтовой зоной Тасманова моря.

Механизм образования блоково-грядовой расчлененности рифтовых зон литосферы рассмотрен в смешанно-краевой задаче гидродинамики о ползущем движении в условиях неустойчивости границы раздела астеносферы и литосферы, связанной с локализацией расплава в астеносфере. Выявленные формы потери устойчивости отличаются прерывистостью и способностью к ветвлению.

## О РЕКОНСТРУКЦИИ ПОСЛЕГЕРЦИНСКОЙ ТЕКТониКИ

При синтезе основных черт послегерцинских движений в качестве ведущих выступают три движущих механизма. Два механизма, ответственные за знакопеременность деформирования и скручивание приповерхностного слоя Земли, в силу их космической природы функционируют постоянно, во всем обозримом прошлом, причем соответствующие внешние силы имеют следящий характер. Это означает, что действие механизмов не прекращается при появлении участков разрушения литосферы, например широтных разломов. Третий механизм, ответственный за ползущие движения литосферы, имеет земную природу, и его действие связано с возникновением и существованием локальных возмущений подошвы астеносферы — участков ее поднятия. Поэтому прежде всего необходимо определить расположение таких участков. Так как послегерцинские движения продолжаются (расхождение континентов и рас-

крытие молодых океанов), то вопрос сводится к определению современных областей выклинивания астеносферы, приуроченных к участкам поднятия ее подошвы. По геофизическим и геотектоническим данным последних лет подобные области расположены под древними, частью молодыми континентальными платформами. К ним отнесена и тихоокеанская платформа, в границах которой отсутствуют позднемиоценовые и кайнозойские полосовые магнитные аномалии и весьма слабо выражены гравитационные аномалии верхней мантии.

Обращает на себя внимание смежность участков утонения и утолщения литосферы, океанической и материковой. Непосредственно над областями выклинивания астеносферы литосфера сильно утолщается. Локальные возмущения подошвы астеносферы (участки ее поднятия) в целом приурочены к областям стягивания (концентрации) вещества литосферы. Отметим некоторые особенности зоны сдвига в южном полушарии, обусловленной скручиванием приповерхностного слоя Земли. Она протянута по долготе вокруг Земли и прерывается лишь в районе стабилизирующего действия тихоокеанской платформы. Сдвиг этой зоны, по-видимому, реализуется на разных глубинных уровнях, частью в верхней мантии, где поле гравитационных аномалий упорядоченно. В целом результат синтеза движущих механизмов, ведущих и вспомогательных, согласуется с общими закономерностями строения, фигуры и вращения Земли. Это свидетельствует о достаточной полноте исходных предпосылок и факторов, определяющих движущие силы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ержанов Ж.С. Модель горного массива с двоякопериодической системой физических щелей. — В кн.: Механика деформируемых тел и конструкций. М.: Машиностроение, 1975, с. 183–188.
- Ержанов Ж.С. Вековое движение полюсов Земли и расчет его параметров по наблюдениям ИСЗ. — In: 3rd Intern. symp. geodesy and phys. of the Earth: Proc. Potsdam, 1977, pt. 1, p. 129–144.
- Ержанов Ж.С. О механизме глобальной тектоники. — В кн.: Пятый Всесоюз. съезд по теоретической и прикладной механике. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 147.
- Ержанов Ж.С. Вековые вариации вращения Земли. — В кн.: Современные проблемы механики и авиации. М.: Машиностроение, 1982, с. 130–137.
- Ержанов Ж.С., Гарагаш И.А., Куралбаев З. Механизм общекоровых вертикальных движений. — In: 4th Intern. symp. geodesy and phys. of the Earth: Proc. Potsdam, 1981, pt 3, p. 616–630.
- Ержанов Ж.С., Егоров А.К. Об устойчивости сферической оболочки при внутреннем давлении. — Изв. АН КазССР. Сер. физ.-мат., 1976, № 1, с. 43–49.
- Ержанов Ж.С., Егоров Ал.К. Упругое равновесие шара, вращающегося в ньютоновом поле притягивающих центров. — Изв. АН КазССР. Сер. физ.-мат., 1982, № 3, с. 5–8.
- Ержанов Ж.С., Егоров Ал.К. Упругий вращающийся шар неоднородной плотности в поле притягивающих центров. — Изв. АН КазССР. Сер. физ.-мат., 1983, № 1, с. 14–18.
- Ержанов Ж.С., Калыбаев А.А. О направлении и скорости векового движения земных полюсов. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 3, с. 36–41.
- Ержанов Ж.С., Калыбаев А.А. О вращательных движениях Земли как тела с трехосным эллипсоидом инерции. — Прикл. механика, 1976, т. 12, № 11, с. 33–39.
- Ержанов Ж.С., Калыбаев А.А., Баймухаметов А.А. Вращение динамически симметричного тела и шара, разделенных сферическим слоем вязкой жидкости. — Изв. АН КазССР. Сер. физ.-мат., 1978, № 5, с. 45–51.
- Ержанов Ж.С., Куралбаев З.К. О природе неравномерного распределения мощностей литосферы и астеносферы. — Изв. АН КазССР. Сер. физ.-мат., 1975, № 1, с. 31–37.
- Яцки Я.С., Миронов Н.Т., Корсунь А.А., Тарадий В.К. Движение полюсов и неравномерность вращения Земли. М.: ВИНТИ, 1976. Ч. 1. 104 с.
- Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R. Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1975, vol. 10, N 1, p. 12–24.
- Hughes T., Denton G.H., Grosswald M.G. Was there a late Würm Arctic ice sheet? — Nature, 1977, vol. 266, p. 596–602.
- Lerch F.J., Klosko S.M., Laubscher R.E., Wagner C.A. Gravity model improvement using Geos-3 (GEM-9 and 10). — J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N 138, p. 3897–3916.
- Wagner C.A., Lerch F.J. Improvement in the geopotential derived from satellite and surface data (GEM-7 and 8). — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 5, p. 901–914.

## ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

В 1982 г. в Новосибирске состоялся Всесоюзный симпозиум "Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии". Ровно 25 лет отделяют этот симпозиум от Первого Всесоюзного тектонофизического совещания (Москва, 1957 г.) и 14 лет от Шестой сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (Новосибирск, 1968 г.), где в одной из секций обсуждались проблемы экспериментальной тектоники. Представляется интересным проследить по материалам указанных совещаний [Проблемы...1960; Экспериментальное..., 1972; Экспериментальная..., 1982] основные тенденции развития советской экспериментальной тектоники на протяжении четверти века с момента Первого Всесоюзного тектонофизического совещания.

Названные материалы, составляющие лишь малую часть всех публикаций по тектонофизическим опытам, разумеется, не дают полной картины развития экспериментальной тектоники, но несомненно отражают его главные тенденции, так как являются результатами всесоюзных совещаний. Можно полагать также, что эти тенденции характеризуют развитие не только отечественной, но и мировой экспериментальной тектоники в целом, поскольку Советский Союз, как было показано [Громин, 1974], относится к числу ведущих стран в этой области науки.

Следует отметить, что общепринятая классификация разделов геотектоники и их строгие определения в геологической литературе отсутствуют. Автор считает, что экспериментальная тектоника является частью тектонофизики. Поэтому труды тектонофизического совещания имеют прямое отношение к теме данной статьи, хотя далеко не каждая работа по тектонофизике может быть отнесена к экспериментальной тектонике.

Все анализируемые совещания были всесоюзными, но они существенно отличаются друг от друга. Подавляющее большинство докладчиков первого совещания (1957 г.) были из Москвы и лишь единичные участники из других (всего трех) городов. В трудах совещания опубликованы работы только двух союзных республик (РСФСР и УССР).

Второе совещание (1968 г.), как указано выше, лишь частично было посвящено экспериментальной тектонике. Тем не менее оно оказалось более представительным, чем первое. Помимо Москвы, были участники еще из четырех городов трех союзных республик (КазССР, РСФСР и УССР).

Симпозиум 1982 г. привлек представителей из 21 города семи союзных республик (РСФСР, Грузии, Казахстана, Таджикистана, Туркмении, Узбекистана и Украины) и двух автономных (Карелии и Якутии). Как и ранее, максимальное число докладов было заявлено от Москвы. Однако большое количество докладов сделали экспериментаторы Иркутска, Киева, Новосибирска, Алма-Аты и Ленинграда.

Такое расширение географии представительства совещаний непосредственно отражает резкое увеличение числа организаций, в которых стали применяться и развиваться экспериментальные методы в тектонике, особенно активно в азиатской части страны, чему в значительной мере способствовало создание Сибирского отделения АН СССР, а также энергичная деятельность соответствующих организаций среднеазиатских республик.

Проследим в общих чертах изменение тематической направленности совещаний.

Совещание 1957 г. не случайно названо тектонофизическим: авторы докладов уделили большое внимание применению физики в решении тектонических задач. Считалось, что с помощью этой науки удастся преодолеть все трудности, с которыми столкнулась в те годы экспериментальная тектоника, хотя подчеркивалась необходимость учета специфики геологических процессов. Примечательно, что в первой части трудов совещания помещены доклады, в которых изложены физические основы тектонофизики и авторами которых нередко были сотрудники не геологических, а физических научно-

исследовательских институтов. Особое место занимала работа о применении физико-химической механики в изучении процессов деформации и разрушения горных пород. В ней горные породы рассматривались как многофазные среды, большее значение придавалось жидкой фазе. К сожалению, эти интересные идеи не получили должного применения и развития в последующие годы в работах тектонистов-экспериментаторов.

Значительная часть докладов была посвящена структурной геологии и особенно структурам рудных полей. Следует подчеркнуть, что серьезное внимание уделялось малым структурным формам, различным методам их изучения, в том числе микроструктурному анализу. Важность данной особенности совещания определяется тем, что небольшие тектонические объекты, как показали дальнейшие исследования, доступны физическому моделированию не только на эквивалентных материалах, но и на естественных горных породах, испытываемых в камерах высоких давлений. К сожалению, подавляющее большинство авторов в качестве объектов исследования выбрали лишь один вид структурных форм — мелкие тектонические разрывы. Информация по другим видам структур, в первую очередь по складкам, была приведена лишь при описании крупных тектонических объектов. Анализ материалов совещания показывает, что экспериментальные методы наиболее эффективно могут применяться именно в структурной геологии, хотя никто не высказал эту мысль в явном виде.

В этот период лишь немногие исследователи занимались экспериментальной тектоникой. Поэтому на совещании было представлено сравнительно мало докладов (примерно пятая часть от общего количества), в которых авторы рассказали о личных тектонических опытах. Речь шла в основном о принципах тектонического моделирования. Как иллюстрация было приведено описание деформации моделей штампами, т.е. внешними силами. Особое внимание уделялось подбору пластичных оптически активных материалов, позволяющих изучать распределение напряжений в моделях в поляризованном свете.

Следует отметить, что половина докладов была посвящена экспериментам горных пород при высоких давлениях и температурах. Среди них, однако, не было работ, рассматривающих воспроизведение структурных форм в образцах естественных горных пород.

Сессия тектонистов 1968 г. характеризовалась резким увеличением числа докладов (примерно четыре пятых общего количества), в которых излагались оригинальные экспериментальные данные. Большое внимание было уделено разработке новых методов экспериментальной тектоники. В соответствии с теорией подбоя для учета изменений силы тяжести была использована центрифуга, а также предложен принципиально новый метод тектонического моделирования в искусственном магнитном поле. Новые возможности исследований появились благодаря применению расширяющихся материалов, позволяющих имитировать силы, возникающие внутри образца за счет подводимой к нему тепловой энергии. Оригинальное техническое решение было предложено для изучения структур течения. Разработан новый метод количественной оценки деформаций, перемещений и напряжений. Выполнено нестандартное экспериментальное изучение разломных структур Земли на вращающемся шаре, изготовленном из искусственного полимера.

Испытания горных пород при высоких термодинамических параметрах преследовали цель не только изучить количественными методами зависимость упругих и необратимых деформаций пород от различных факторов (давления, температуры, минералогического состава, структуры и т.д.), но и решить собственно тектонические задачи. В частности, благодаря исследованию слоистых моделей, изготовленных из пластинок мрамора и аргиллита или алевролита, выявлен диапазон условий, при которых возможно образование дисгармоничной складчатости при деформации переслаивающихся карбонатных и глинистых пород.

Такое разнообразие методов и оживление экспериментально-тектонических исследований связано с созданием в эти годы новых лабораторий экспериментальной тектоники, например, в Новосибирске и Алма-Ате.

На этом совещании, как и на первом, обсуждались также вопросы структурной геологии, хотя и в меньшем объеме, чем в 1957 г. В то же время почти не проводился анализ тектонических проблем с позиций физики.

Симпозиум 1982 г. был наиболее богат по содержанию. Предыдущие 25 лет работы экспериментаторов показали, что проблемы тектонофизики вообще и экспериментальной тектоники в частности гораздо сложнее, чем это представлялось ранее. Достижения тектонофизики оказались скромнее, а темпы внедрения эксперимента в различные разделы тектоники ниже, чем ожидалось в первые годы становления этой отрасли геологии. Поэтому на первый план выдвинулись проблемы методологии и особенно проблема подобия оригинала и модели.

Детальные полевые структурно-геологические исследования, опыты по деформации образцов горных пород в различных термодинамических условиях показали существенную неполноту знаний о строении реальных горных массивов и о механике процессов их деформаций. Выявилась неадекватность естественным горным массам многих типов материалов, используемых экспериментаторами. Была высказана даже крайняя точка зрения о несводимости тектонических задач к физическим. Однако такая позиция не получила поддержки.

Действительно, причина недостаточной эффективности экспериментально-тектонических исследований заключается не в предполагаемой несводимости тектоники к физике, а в недостаточно строгом применении физики (в частности, механики деформируемых сред) в тектонике и в неполном учете новых структурно-геологических данных.

К сожалению, еще существует ряд объективных обстоятельств, не позволяющих во многих случаях достигнуть необходимой строгости в решении тектонических задач, особенно задач палинспастических реконструкций. В частности, геологи до сих пор не умеют определять с требуемой точностью длительность процессов образования структурных форм и, следовательно, скорость палеодеформаций.

Однако многие другие трудности, с которыми сталкивается экспериментатор, принципиально преодолимы. Во многих докладах, например, речь шла о том, что неудачи в решении некоторых задач связаны с учетом зернистости (кусковатости, блоковости), гетерогенности естественных горных масс, особенностей их структуры, с учетом поровых и микротрещинных жидкостей и газов. Наряду с указанными свойствами важную роль в тектонических процессах играет также анизотропия геологических сред, чему тектонисты-экспериментаторы уделяют мало внимания.

Многие авторы считали необходимым конструировать модели таким образом, чтобы в них были учтены определенные соотношения между свойствами структурных элементов, относящихся к различным уровням организации (к уровням минералов, горных пород, геологических формаций и т.д.). Это требование справедливо и для изучения деформационных и прочностных свойств горных пород. Тем не менее некоторые исследователи в настоящее время указанные свойства определяют в лабораторных условиях на небольших образцах и полученные результаты распространяют на природный массив горных пород *in situ*, хотя имеются свидетельства существенных различий параметров образца и природного массива.

Что же касается докладов, в которых изложены конкретные результаты экспериментов, то по сравнению с 1968 г. общее число их увеличилось примерно в 3 раза. Доклады по экспериментальной тектонике отразили многообразие используемых методов, как уже известных (поляризационно-оптический, центрифужный и др.), так и новых (моделирование структурообразования в волновых полях, конседиментационное моделирование, вибростендовый метод и др.). Разнообразной была и тематика: изучались разрывы, складки, будины, разломно-магматический процесс, автоколебательные системы в бассейне седиментации, крупные структурные формы конкретных районов и т.д.

Сообщения по деформации горных пород на данном симпозиуме играли меньшую роль по сравнению с предыдущими совещаниями. В то же время новое звучание получила высказанная еще на первом совещании идея существенного влияния поверхностно-активных жидких фаз на процессы деформации и разрушения горных пород.

Как и на первом совещании, большое внимание было уделено проблемам структурной геологии, прежде всего тем из них, которые непосредственно связаны с тектоническим моделированием и экспериментом. В отличие от совещания 1957 г. тематика докладов по структурной геологии отличалась большим разнообразием: рассматривались не только разрывы, но и многие другие структурные формы (складки, будины и т.п.); решались задачи реконструкции (например, определения тектонических палеонапряжений); обсуждались причины деформации горных массивов и другие вопросы.

Подведем итоги. От совещания к совещанию возрастало число докладов, становилась более разнообразной их тематика, увеличивалось количество методов экспериментальных исследований. При всем разнообразии всегда отчетливо намечались три тематические линии: методологическая, собственно экспериментально-тектоническая (опыты с эквивалентными материалами и с естественными горными породами) и структурно-геологическая.

По выраженности методологической и структурно-геологической линий имеется значительное сходство между совещанием 1957 г. и симпозиумом 1982 г. Естественно, что в первые годы становления экспериментальной тектоники значительное внимание уделялось методологическим вопросам. В тот период требовалось обоснование необходимости развития этой новой отрасли знания и выявление ее возможностей в решении научных и прикладных задач. В этой части выводы первого совещания были весьма оптимистичными, возможности экспериментальной тектоники представлялись достаточно широкими. Однако после выполнения большого объема экспериментально-тектонических работ стало ясно, что надежды, возлагающиеся на данную отрасль геологии, оправдались далеко не полностью, особенно в той части, которая связана с решением прикладных задач. Вновь, как и в 1957 г., появилась необходимость углубленного методологического анализа выполненных работ и определения путей дальнейших исследований.

Не случайно также возрастание роли структурно-геологических исследований на первом и третьем совещаниях по сравнению со вторым. Как показывает анализ материалов не только этих совещаний, но и других публикаций, экспериментальная тектоника по существу является экспериментальной структурной геологией, так как из всех разделов тектоники именно в структурной геологии экспериментальные методы нашли преимущественное применение. Поэтому выявление возможностей экспериментальной тектоники, решение вопросов подобия модели и оригинала и других методологических проблем неразрывно связаны с обсуждением различных задач структурной геологии.

Первое и третье совещания отразили периоды развития экспериментальной тектоники как вширь, так и вглубь: наряду с возрастанием числа экспериментаторов, увеличением количества выполненных опытов уделялось большое внимание методологическим вопросам, разработке основ науки, поиску путей увеличения соответствия моделей оригиналам, расширению возможностей решения научных и прикладных задач экспериментальными методами. Что же касается второго совещания, то оно характеризовало период преимущественного развития экспериментальной тектоники вширь.

На совещании 1957 г. отмечалось существование двух резко различных точек зрения на тектонический эксперимент. Одни геологи придавали этим экспериментам чрезмерно большое значение и полагали, что с их помощью могут быть решены чуть ли не все основные вопросы тектоники. Другие же отрицали серьезное научное значение тектонических опытов. 25 лет развития данной науки существенно не изменили ситуацию в этой части. На симпозиуме 1982 г. вновь констатируется наличие все тех же практически противоположных точек зрения на тектонический эксперимент. Поэтому остаются актуальными задачи продолжения серьезного методологического анализа основ экспериментальной тектоники, повышения требований к соблюдению теории подобия при выполнении тектонических опытов, разработки новых методов, новых эквивалентных материалов, расширения экспериментальных исследований естественных горных пород в различных термодинамических условиях.

- Громин В.И. Оценка развития экспериментальной тектоники по публикациям. — Геотектоника, 1974, № 1, с. 124–127.
- Проблемы тектонофизики. — Тр. Первого Всесоюз. тектонофиз. совещ., 1957 г. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 364 с.
- Экспериментальное воспроизведение тектонических форм. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972, т. 5. Принципы тектонического районирования. Тектоническая терминология и систематика. Тектонические эксперименты, с. 165–220.
- Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Всесоюз. симпозиум. Тез. докл. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. 185 с.

УДК 551.24.02

С.И. Шерман

## ЭКСПЕРИМЕНТ В ГЕОТЕКТОНИКЕ И ТЕОРИЯ ПОДОБИЯ

Эксперимент как метод исследования давно используется в науках о Земле, в частности в геотектонике. Развитие геотектоники ставит перед экспериментом новые и все более сложные задачи. Роль эксперимента и в целом моделирования возрастает, и как способ познания моделирование превращается в один из основных методов современного анализа в геотектонике. В дополнение к объяснению механизма формирования тектонических структур эксперимент призван способствовать получению численных характеристик моделируемых форм и количественному описанию процессов и действующих сил; он может помочь исследователю прогнозировать течение процесса и развитие структур, что повышает его практическое и теоретическое значение. Для решения прогнозных задач в геотектонике, количественной оценки морфологии структур и тенденций их развития в геологических масштабах времени большое значение имеет правильная интерпретация данных эксперимента.

Сегодня большая часть эксперимента ставится для объяснения механизма образования структур. Но этого недостаточно. Необходимо шире использовать моделирование для целей прогнозов в широком понимании этого слова. Прогноз по эксперименту немислим без строгого применения теории подобия и размерностей. Внешнее подобие, сходство геологических природных объектов и структурных форм модели — необходимое, но недостаточное условие тождественности природных и воспроизводимых в эксперименте процессов.

Для получения количественных характеристик структур, анализа протекающих процессов и использования модели для прогнозных заключений необходимы доказательства геометрического и физического подобия моделируемых и природных объектов и явлений. Способствовать этому может применение теории подобия и размерностей.

Теория подобия неплохо разработана для различных наук, в которых используется эксперимент [Резняков, 1959; Гавич, 1980]. При моделировании геологических процессов первые попытки использовать теорию подобия и размерностей принадлежат Г. Кёнигсбергеру и О. Морату, работу которых 1913 г. цитирует М. Хабберт [Hubbert, 1937]. Условия подобия при экспериментах в тектонике рассмотрены Б.Л. Шнейерсоном [1947], Е.Н. Люстихом [1949], А.Г. Назаровым [1965], И.Д. Насоновым [1969], Л.Б. Розовским [1969] и др. Среди тектонистов наибольшую известность по этому вопросу имеют работы М.В. Гзовского [1958, 1975].

При выборе критериев подобия М.В. Гзовский исходил прежде всего из анализа дифференциальных или интегральных уравнений, описывающих изучаемый процесс, т.е. характеризующих общие свойства тектонических явлений. Основными такими уравнениями явились уравнения теории упругости, пластичности и движения вязкой жидкости. На базе этих уравнений М.В. Гзовским получен ряд множителей подобия,

соотношения между которыми, в конце концов, сводятся к трем основным условиям (критериям) подобия:

для моделирования кинетической энергии процессов:

$$C_U = C_E C_L^3, \quad (1)$$

для моделирования на упругих средах:

$$C_E = C_\rho C_g C_L, \quad (2)$$

для моделирования на пластичных материалах:

$$C_\eta = C_\tau C_t, \quad (3)$$

где  $C$  — коэффициенты подобия:  $E$  — упругих свойств материалов,  $\rho$  — плотностей,  $L$  — размеров,  $g$  — ускорений силы тяжести,  $\eta$  — вязкостей,  $\tau$  — касательных напряжений,  $t$  — времени,  $U$  — энергии процессов.

М.В. Гзовским [1975] разработаны и более тонкие детали обсуждаемого вопроса. И тем не менее сегодня многие эксперименты в тектонике проводятся без анализа критериев подобия. Это сильно обедняет их содержание.

Возможно, что отсутствие обоснования подобия моделируемых процессов в некоторых экспериментах связано с тем, что в свое время не было уделено должного внимания конкретным разработкам применения тех или иных критериев для определенного вида (способа) моделирования.

По целям и задачам, наиболее часто решаемым в геотектонике, моделирование может быть классифицировано на четыре основные группы.

1. Моделирование простых структур с целью выяснения связи между способом деформирования (приложения нагрузки) и образующимися тектоническими формами, их геометрическими размерами, и другими параметрами.

2. Моделирование сложных структур с целью выяснения связи механизма их образования и динамики развития с возможным прогнозом эволюции тектонических структур.

3. Моделирование простых тектонических явлений и структур с целью установления связи между их развитием и генетически связанными с ними процессами.

4. Моделирование сложных структур с целью изучения связей между развитием комплекса тектонических структур и генетически связанными с ними процессами (моделирование тектонического режима).

В настоящее время экспериментальная тектоника решает в основном первые две группы задач. Редкие эксперименты стремятся к комплексному моделированию формирования структур и сопровождающих их процессов. Да и в них чаще всего наблюдения ведутся за какой-то одной стороной явления, и комплексный характер эксперимента все равно исчезает. При постановке экспериментов третьей и четвертой групп возникают теоретические (выбор критериев подобия) и технические (экспериментальная база) трудности.

В современных научных исследованиях применяют три вида моделирования: физическое, математическое и функциональное.

Наиболее широкое применение в геотектонике получило физическое моделирование. По сравнению с другими видами оно обладает рядом преимуществ, основными из которых являются наглядность, отсутствие необходимости точного знания всех параметров и уравнений, описывающих процесс, возможность исследования краевых эффектов и учет фактора времени. Физическое моделирование в геотектонике состоит из нескольких методов. Среди них наиболее распространены метод динамического нагружения, метод центробежного моделирования (или центрифугирования), метод фотоупругости, а также различные вспомогательные методы: статического нагружения (метод эквивалентных материалов), методы теплопередачи и теплообмена, гидродинамические и др. Примеры использования основных методов физического моделирования были широко представлены на симпозиуме 1982 г.

Рассмотрим физическое подобие процессов и критерии подобия для основных методов физического моделирования в геотектонике.

Метод динамического нагружения применяется при изучении механизма образования тектонических структур, опережающих трещин, трубок взрыва, эффектов и явлений, сопровождающих формирование структур полей напряжений (акустического, магнитного), а также при моделировании более сложных геодинамических процессов (например, поддвига литосферных плит [Шеменда, 1981] и т.п.). В основе моделируемых процессов может лежать упругая или пластическая деформация горных пород [Кацауров, 1981], а чаще всего более сложная во времени, математическое описание которой трудно (или даже практически невозможно) сделать одним или несколькими уравнениями из-за неопределенности некоторых параметров этой деформации. Помимо этого, часто возникают непреодолимые трудности в решении уравнений деформируемой массы, так как приходится интегрировать системы нелинейных уравнений второго порядка в частных производных при соответствующих начальных и граничных условиях. Так что с математической стороны проблема очень сложна и ее точное решение не всегда удается получить. Поэтому установление подобия физических процессов в натуре и эксперименте иногда затруднено. Необходимо использовать анализ систем параметров, определяющих класс явлений (составление таблиц определяющих параметров), и анализ размерностей.

Большинство геотектонических процессов, для изучения которых привлекается метод динамического нагружения, описываются условиями динамического (механического) подобия. Для их сохранения необходимо соблюсти прежде всего геометрическое подобие, что является обязательной предпосылкой подобия всех физических явлений:

$$\frac{L'_M}{L'_H} = \frac{L''_M}{L''_H} = \dots = \frac{L^i_M}{L^i_H} = C_L, \quad (4)$$

где  $L'_M, L''_M, L^i_M$  — сходственные размеры модели;  $L'_H, L''_H, L^i_H$  — сходственные размеры объекта.

Симплекс 4 требует, чтобы в сходственных точках пространства в сходственные моменты времени соблюдались пропорции и других величин, связанных с кинематикой движения тела, т.е.

$$\frac{v'_M}{v'_H} = \frac{v''_M}{v''_H} = \dots = \frac{v^i_M}{v^i_H} = C_v, \quad (5)$$

$$\frac{F'_M}{F'_H} = \frac{F''_M}{F''_H} = \dots = \frac{F^i_M}{F^i_H} = C_F, \quad (6)$$

$$\frac{P'_M}{P'_H} = \frac{P''_M}{P''_H} = \dots = \frac{P^i_M}{P^i_H} = C_P, \quad (7)$$

где  $v$  — скорость движения в сходственных точках в модели и объекте;  $F, P$  — сила и вес (давление) в сходственных точках в модели и объекте;  $C$  — коэффициенты подобия;  $C_L; C_v; C_F; C_P$  — главные критерии-симплексы, определяющие подобие при динамическом нагружении.

Критерии-симплексы можно оценить только после анализа моделируемого физического процесса.

Поскольку в кинематике рассматриваются процессы движения, то необходим учет и единицы времени  $t$ , которая в сходственных точках также должна быть пропорциональна:

$$\frac{t'_M}{t'_H} = \frac{t''_M}{t''_H} = \dots = \frac{t^i_M}{t^i_H} = C_t. \quad (8)$$

Основные уравнения и критерии подобия при физическом моделировании в геотектонике

| Методы                  | Основные свойства эквивалентных материалов | Определяющие параметры              | Основные физические уравнения и критериальные комплексы                                       | Критерии-комплексы по анализу размерностей   | Основные уравнения коэффициентов подобия   |
|-------------------------|--|-------------------------------------|---|--|--|
| Динамическое нагружение | Хрупкие и упругие                          | $E, \sigma, \rho, F, L, g, t, v$    | $F = ma$ $P = mg$ $U = \frac{mv^2}{2}$ $\epsilon = \frac{\sigma}{E}$ $\epsilon = \frac{l}{L}$ | $\frac{E}{\rho g L} = \text{idem}$ $\frac{E}{\gamma L} = \text{idem}$ $\frac{F}{E L^2} = \text{idem}$ $\frac{L}{vt} = \text{idem (критерий Струхаля)}$ $\frac{v^2}{gL} = \text{idem (критерий Фруда)}$ | $C_\sigma = C_E;$ $C_E = C_\rho C_L C_g; C_E = C_\rho C_L;$ $C_E = C_\gamma C_L;$ $C_F = C_E C_L^2;$ $C_L = C_v C_t;$ $C_v = \sqrt{C_L C_g};$ $C_L = C_t^2 C_g; C_L = C_t^2$ |
|                         | Пластичные                                 | $\eta, t, L, \rho, \xi, g, \tau, v$ | $\tau = \eta \dot{\epsilon}$  | $\frac{\tau}{\eta \dot{\epsilon}} = \text{idem}$ $\frac{\rho g L t}{\eta} = \text{idem}$ $\frac{\gamma L t}{\eta} = \text{idem}$ $\frac{v \rho L}{\eta} = \text{Re} = \text{idem (число Рейнольдса)}$  | $C_\tau = C_\eta C \dot{\epsilon}; C_\eta = C_\tau C_t;$ $C_\eta = C_\rho C_L C_t C_g;$ $C_\eta = C_\rho C_L C_t; C_\eta = C_L C_t;$ $C_\eta = C_v C_\rho C_L$               |
| Центрифугирование       | Хрупкие и упругие                          |                                     | $F = ma$ $P = mg$   | $\frac{E}{\rho g L} = \text{idem}$   | $C_F = C_\rho C_g C_{V_{об}}; C_F = C_\rho C_L^3 C_g;$ $C_F = C_\rho C_L^4 C_t^{-2}; C_E = C_\rho C_L C_g$   |

|                        |                              |  |   |  |   |
|------------------------|------------------------------|--|---|--|---|
| Пластичные             | $\eta, t, L, \rho, g, a, v$  | $\tau = \eta \dot{\epsilon}$                   | $\frac{L}{vt} = \text{idem}$ (критерий Стру-<br>халя)<br>$\frac{v^2}{gL} = \text{idem}$ (критерий Фруда)<br>$\frac{\rho g L^2}{\eta v} = \text{idem}; \frac{\rho g L t}{\eta} = \text{idem}$<br>$\frac{v \rho L}{\eta} = \text{idem} = \text{Re}$ (число Рей-<br>нольдса) | $C_\eta = C_\rho C_L C_t C_g;$<br>$C_L = C_t^2 C_g; C_L = C_v C_t;$<br>$C_\eta = C_v C_L C_\rho;$<br>$C_v = \sqrt{C_L C_g};$<br>$C_L = \sqrt{C_\eta C_v C_\rho^{-1} C_g^{-1}}$ |   |
| Фотоупругость          | Оптически изотропные упругие | $\sigma, E, F, L$                              | $\epsilon = \frac{\sigma}{E}$<br>$\epsilon = \frac{l}{L}$   | $\frac{\sigma}{E} = \text{idem}$<br>$\frac{F}{\sigma L^2} = \text{idem}$<br>$\frac{F}{EL^2} = \text{idem}$   | $C_\sigma = C_E;$<br>$C_l = C_L;$<br>$C_F = C_g C_L^2;$<br>$C_F = C_E C_L^2$  |
| Статическое нагружение | Упругие и пластичные         | $P^*, \rho, g, L, t, \sigma_{\text{пр}}, \eta$ | $P^* = \frac{F}{S}$<br>$P^* = \rho g L$   | $\frac{\rho g L}{P^*} = \text{idem}$<br>$\frac{\rho g L}{\sigma_{\text{пр}}} = \text{idem}$<br>$\frac{P^* L}{\eta v} = \text{idem}$<br>$\frac{P^* t}{\eta} = \text{idem}$      | $C_{P^*} = C_\rho C_g C_L; C_{P^*} = C_\rho C_L;$<br>$C_{\sigma_{\text{пр}}} = C_\rho C_g C_L; C_{\sigma_{\text{пр}}} = C_\rho C_L;$<br>$C_{P^*} = C_\eta C_v C_L^{-1};$<br>$C_\eta = C_{P^*} C_t;$<br>$C_{P^*} = C_F.$ |

Примечание.  $L$  — линейный размер;  $l$  — перемещение;  $t$  — время;  $m$  — масса;  $F$  — сила;  $P$  — вес;  $P^*$  — давление;  $S$  — площадь;  $U$  — кинетическая энергия;  $E$  — модуль Юнга;  $\mu$  — коэффициент Пуассона;  $\sigma$  — нормальное и  $\tau$  — касательное напряжения;  $\sigma_{\text{пр}}$  — предел прочности;  $\eta$  — вязкость;  $\rho$  — плотность;  $\gamma$  — уд. вес;  $v$  — скорость;  $V_{\text{об}}$  — объем;  $a$  — ускорение;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $w$  — частота;  $\epsilon$  — относительная деформация;  $\dot{\epsilon}$  — скорость деформации;  $C$  — коэффициенты подобия.

В наиболее общем виде моделируемый физический процесс при динамическом нагружении будет описываться основными соотношениями механики, или вторым законом Ньютона:

$$F = ma \quad (9)$$

или

$$P = mg \quad (10)$$

и

$$U = mv^2/2, \quad (11)$$

где  $F$  — сила;  $P$  — вес;  $a$  — ускорение;  $g$  — ускорение силы тяжести;  $U$  — кинетическая энергия;  $m$  — масса;  $v$  — скорость.

Поскольку силы и энергия часто не учитываются в анализе, а используются только результаты их действия безотносительно к способу приложения сил и их величинам, физический процесс может быть описан и законом Гука, выражающим зависимость между деформацией и приложенным напряжением при использовании упругих материалов:

$$\epsilon = \frac{\sigma}{E}, \quad (12)$$

или уравнением Коши, выражающим зависимость между деформациями и малыми перемещениями:

$$\epsilon = \frac{l}{L}, \quad (13)$$

где  $\epsilon$  — относительная деформация;  $\sigma$  — напряжение;  $E$  — модуль Юнга;  $l$  — перемещение;  $L$  — длина.

Уравнения (9)–(11) характеризуют физический процесс в наиболее общем виде и не учитывают свойств материала, линейные размеры объекта и время деформирования или действия силы. Уравнение Гука (12) учитывает упругие свойства среды, но не учитывает линейных размеров объекта и длительности процесса, а уравнение Коши (13) используется только при очень малых деформациях, т.е. практически при упругом деформировании (таблица).

Физический процесс при пластической деформации описывает равенство

$$\tau = \eta \dot{\epsilon}, \quad (14)$$

связывающее касательные напряжения  $\tau$  со скоростью относительной деформации  $\dot{\epsilon}$  и вязкостью материала  $\eta$ .

Пластические деформации описываются также законами, регулирующими движение вязкой несжимаемой жидкости: уравнением сплошности и уравнением движения. Последние уравнения в меньшей степени характеризуют динамическое нагружение, и из-за громоздкости нет необходимости их приводить.

Уравнения (9)–(14) практически охватывают все случаи моделирования методом динамического нагружения в геотектонике. Но на их базе нельзя вывести основные критерии подобия, так как ни в одно из этих уравнений не входят характерные размеры модели и время длительности эксперимента, что особенно важно при практическом использовании результатов моделирования и экстраполяции выводов на натурные условия. Поэтому при моделировании с использованием хрупких и упругих материалов для выводов критериев подобия необходимо воспользоваться теорией размерностей.

Систему определяющих параметров при моделировании методом динамического нагружения образуют: напряжения  $\sigma$ , модуль Юнга  $E$ , плотность  $\rho$ , линейный размер тела или расстояние  $L$ , ускорение силы тяжести  $g$ , сила  $F$ , время  $t$ , скорость  $v$ . На-

званные параметры будем считать главными и будем полагать наличие между ними функциональной связи. Базой для динамически подобных состояний будут уравнения (12),

$$\frac{E}{\rho g L} = \text{idem}, \quad (15)$$

$$\rho g = \gamma. \quad (16)$$

Тогда

$$\frac{E}{\gamma L} = \text{idem}, \quad (17)$$

$$\frac{F}{EL^2} = \text{idem}, \quad (18)$$

$$\frac{L}{vt} = \text{idem}, \quad (19)$$

$$\frac{v^2}{gL} = \text{idem}. \quad (20)$$

Уравнения (19) и (20) — критерии Струхаля и Фруда, хорошо известные в физике.

Критерии подобия заключаются в равенстве этих параметров на модели и в натуре. При выполнении этих условий все деформации будут подобными. Несложные преобразования позволяют получить следующую группу уравнений коэффициентов подобия:

$$C_\sigma = C_E, \quad (21)$$

$$C_E = C_\rho C_g C_L, \quad (22)$$

$$C_E = C_\gamma C_L, \quad (22a)$$

$$C_F = C_E = C_L, \quad (23)$$

$$C_L = C_v C_t, \quad (24)$$

$$C_v = \sqrt{C_g C_L}, \quad (25)$$

$$C_L = C_t^2 C_g. \quad (26)$$

Использование критериев подобия (21)–(26) позволяют моделировать и количественно оценивать не только структуры, но и процесс. Наибольший практический интерес представляет последний коэффициент подобия, критерий-комплекс (26), связывающий линейные размеры со скоростью и временем течения процесса (деформированием и т.п.). Это преобразование критерия Струхаля, который чаще используется для связи частоты  $w$ , линейной скорости  $v$  и пути  $L$ :

$$\frac{wL}{v} = \text{idem}. \quad (27)$$

Л.Б. Розовский [1969] рекомендует использовать критерий Струхаля (или критерий гомохронности) для моделирования подобия времени протекания геологических движений. Последнее справедливо, если геологические процессы связаны с вращательными или колебательными движениями. Более удобно использовать число Фру-

да (20)<sup>1</sup>, которое после преобразований может быть записано как

$$\frac{L}{gt^2} = \text{idem} \quad (28)$$

и использовано в уравнении коэффициентов подобия (26).

Для моделей в гравитационном поле Земли

$$C_L = C_t^2. \quad (29)$$

По этому критерию можно моделировать развитие структур во времени или оценивать, наоборот, длительность развития структур по их размерам. Как правило, в тектонических экспериментах число Фруда невелико и означает, что сила инерции невелика по сравнению с силой тяжести. Это очень важно, так как в модели силы инерции должны быть чрезвычайно малы.

Большая степень подобия достигается при моделировании на пластичных материалах. Физический процесс описывается уравнением (14), из которого после преобразований можно получить следующую группу уравнений коэффициентов подобия:

$$C_\tau = C_\eta C_{\dot{\epsilon}}, \quad (30)$$

$$C_\eta = C_\tau C_t; \quad (31)$$

уравнение (31) соответствует критерию подобия (3), предложенному М.В. Гзовским. В основное уравнение (14) не входят характерные размеры моделируемых объектов. По теории подобия и размерностей определим систему главных параметров, к которым прежде всего будут относиться: вязкость материала  $\eta$ , время  $t$ , размеры объекта  $L$ , ускорение силы тяжести  $g$ , плотность  $\rho$ , скорость деформации  $\dot{\epsilon}$ , напряжения  $\sigma$ , скорость потока  $v$ .

Базой для динамически подобных состояний будут уравнения

$$\frac{\tau}{\eta \dot{\epsilon}} = \text{idem}, \quad (32)$$

$$\frac{\rho g L t}{\eta} = \text{idem}, \quad (33)$$

$$\frac{\gamma L t}{\eta} = \text{idem}, \quad (34)$$

$$\frac{v \rho L}{\eta} = \text{idem} = \text{Re}. \quad (35)$$

Наиболее емким является уравнение (33), которое охватывает главные определяющие параметры, характеризующие моделируемый процесс. Преобразование уравнения (33) приводит к следующему соотношению коэффициентов подобия:

$$C_\eta = C_\rho C_g C_L C_t. \quad (36)$$

Уравнение (36) является основным критерием-комплексом подобия при моделировании тектонических процессов. На нем акцентировали внимание Е.Н. Люстих [1949] и М.В. Гзовский [1975]. При моделировании без применения ускоряющих устройств, когда  $g = 1$ , уравнение (35) упрощается:

$$C_\eta = C_\rho C_L C_t. \quad (37)$$

<sup>1</sup> В гидродинамике используют число Фруда в виде

$$F_2 = \frac{v}{\sqrt{gL}} \quad [\text{Седов, 1981}].$$

Если учесть, что при моделировании тектонических процессов и структур  $C_\eta$  и  $C_t$  оцениваются числами 6–12 порядка, то можно пренебречь величиной  $C_\rho$ , поскольку плотность эквивалентных материалов изменяется в тех же пределах, что и плотность горных пород, или в крайнем случае на один порядок ниже. Тогда

$$C_\eta = C_L C_t. \quad (38)$$

Критерий-комплекс (38) необходимо соблюдать обязательно. Из него следует, что при моделировании на пластичных материалах произвольно выбирать масштабы модели и время длительности эксперимента нельзя. Попутно заметим, что М.А. Гончаров [1979] успешно использовал его при моделировании и оценке параметров адвекции.

Уравнение (33) является одной из форм представления числа Рейнольдса  $Re$ . При моделировании движения тела в несжимаемой вязкой жидкости число  $Re$  отражает ламинарный или турбулентный характер потока. Высокое значение  $Re$  свидетельствует о турбулентности потока. В экспериментах на вязких материалах число  $Re$  получается очень низким (порядка  $10^{-9 \div -12}$ ), что свидетельствует об исключительно ламинарном спокойном течении материала и о том, что сила инерции мала по сравнению с силой вязкого трения. К сожалению, эти хорошо известные вещи мы не всегда используем при анализе наших экспериментов.

Метод центрифугирования также очень широко распространен в геотектонике. Он применяется для моделирования прежде всего тектонических явлений, вызываемых силой тяжести. В основе метода центрифугирования динамических систем лежит принцип, согласно которому центробежная сила в моделях играет ту же роль, что и сила тяжести в геологии. Но поскольку ускорение мы можем увеличивать в несколько тысяч раз, то можно использовать и более вязкие модельные материалы, выиграв время длительности процесса.

Наиболее серьезные исследования по применению центрифуги для моделирования провели Г.И. Покровский [Покровский, Федоров, 1953] и Х. Рамберг [1970]. Для целей геотектонических построений серьезные опыты с применением центрифуги проводит В.Г. Гутерман [1977] и др.

Методические основы применения метода центрифугирования для геотектонических построений разработал Х. Рамберг [1970], им были предложены коэффициенты подобия для этих видов моделей (см. таблицу). В основном это критерии-симплексы. В экспериментах соблюдалось подобие линейных и прочностных характеристик, связанных чаще всего уравнением

$$C_\sigma = C_\rho C_g C_L. \quad (39)$$

По мнению Х. Рамберга, экспериментатор должен соблюдать главное условие: эксперимент не должен длиться больше нескольких часов и деформация не должна происходить слишком быстро, чтобы число Рейнольдса не превысило критического значения и не началась турбулентность. Последнее, как уже отмечалось, легко преодолимо. Эффект Кориолиса, как показал Х. Рамберг [1970, с. 55], ничтожен и в расчет не принимается.

В своих опытах Х. Рамберг отказывался от условия (29), описывающего зависимость между размерами моделируемых объектов и временем деформирования при  $C_g = 1$ , считая, что поскольку ускорение в тектонических процессах пренебрежимо мало (кроме землетрясений), то не будет никакой ошибки, если отказаться от условия (29) и считать величины  $L$  и  $t$  в экспериментах независимыми. Однако это не совсем корректно. Время в геотектонике тесно связано с развитием геологических структур и их размерами. Если пренебречь этим и следовать рекомендациям Х. Рамберга, из эксперимента можно извлечь только качественную картину, что не соответствует требованиям сегодняшнего дня.

Метод центробежного моделирования основывается на динамическом подобии Ньютона и по существу является разновидностью метода динамического нагружения.

В основе физических процессов лежит уравнение (9), причем в условиях земных

недр  $F = P$ , т.е. весу толщи горных пород. Рассматривается случай, когда сила тяжести играет роль деформирующей силы. Отсюда

$$F = P = mg = \rho V_{об} g. \quad (40)$$

В центрифуге сила давления  $P$  определяется из развиваемого ускорения  $a$  и равна центробежной силе

$$F = ma = \rho V_{об} a. \quad (40a)$$

Подобие процессов будет соблюдено, если

$$\frac{F_M}{F_H} = \frac{\rho_M V_{об. M} a_M}{\rho_H V_{об. H} g} \quad (41)$$

Введя критерии-симплексы  $C_F$ ,  $C_\rho$ ,  $C_{V_{об}}$ ,  $C_L$ ,  $C_P$ , получим уравнения коэффициентов подобия

$$C_F = C_\rho C_g C_{V_{об}}, \quad (42)$$

$$C_P = C_m C_g, \quad (43)$$

$$C_m = C_{V_{об}} C_\rho = C_L^3 C_\rho, \quad (44)$$

$$C_F = C_\rho C_L^3 C_g, \quad (45)$$

$$C_F = C_\rho C_L^4 C_t^{-2}. \quad (46)$$

Кроме того, могут быть использованы общие критерии-комплексы метода динамического нагружения (15), (19), (20), (33), (35), а также

$$\frac{\rho g L^2}{\eta v} = \text{idem}. \quad (47)$$

Если при моделировании используются хрупкие материалы, деформация которых подчиняется закону Гука, то основным уравнением подобия явится отношение (15), из преобразований которого следует соотношение коэффициентов подобия (22). Из него видно, что можно оценивать размеры структур, получаемых при моделировании, и экстраполировать их на природные объекты.

Однако хрупкие материалы редко применяются при моделировании, а при методе центрифугирования вообще практически не применяются. Поскольку динамический процесс при центрифугировании тот же, что и при динамическом нагружении, можно использовать соотношение критериев подобия уравнения (36). Оно практически по максимальному числу параметров характеризует физический процесс при центрифугировании.

Заметим, что в таблице коэффициентов подобия для центрифугируемых моделей Х. Рамберг для оценки  $C_t$  дает соотношения, совпадающие с уравнением (36), без обоснования физической сущности процесса.

Из комплексных критериев метода динамического нагружения (15), (19), (20), (33), (35) и (47) следуют уравнения коэффициентов подобия (24), (26), а также

$$C_\eta = C_v C_\rho C_L, \quad (48)$$

$$C_L = C_v^2 C_g^{-1}, \quad (49)$$

$$C_L = \sqrt{C_\eta C_v C_\rho^{-1} C_g^{-1}}. \quad (49a)$$

На центрифуге хорошо моделируются процессы гравитационного тектогенеза. Здесь, если строго соблюдать критерии подобия, можно добиться и количественной оценки структурных параметров.

Некоторые процессы, связанные со всплыванием соляных куполов или гранитных массивов, которые часто обсуждаются в геотектонике, можно оценивать через уравнение Навье—Стокса и моделировать на центрифуге. Здесь мы не рассматриваем этот вопрос.

Для оценки соотношений размеров модели и природы без учета параметра времени можно использовать критерий, приводимый И.Д. Насоновым [1969]:

$$a = gC_L, \quad (50)$$

где  $a$  — полное ускорение какой-либо точки модели на центрифуге.

Из уравнения (50) следует, что на модель должны действовать центробежные силы, превосходящие силы тяжести во столько раз, во сколько модель меньше области в натуре.

Уравнение (26) позволяет оценивать одновременное соотношение масштабов моделируемого объекта и времени моделирования. Но оно не учитывает свойств материала и может быть использовано в тех случаях, когда физико-механические свойства модельного материала и натурального объекта близки.

Тектонистами еще полностью не раскрыты возможности метода центрифугирования. Он может использоваться для оценки тектонических сил, времени и скорости развития отдельных тектонических структур. Представляется целесообразным комбинация метода центрифугирования с динамическим нагружением для постановки экспериментов по деформациям в глубоких частях литосферы.

Метод фотоупругости применяется в тектонических экспериментах для изучения напряжений в моделях геологических структур.

Физической основой метода является эффект появления оптической анизотропии в изотропных телах, пропорциональной внутренним напряжениям, возникающим под действием внешних сил. Деформируемые тела описываются законом Гука, а также уравнениями Коши, определяющими связь между малыми деформациями и перемещениями [Александров, Ахметзянов, 1973]. Оптический метод не фиксирует прямо главные нормальные напряжения. В оптическом эффекте проявляется разность между главными напряжениями, т.е. максимальные касательные напряжения:

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}. \quad (51)$$

Распространение лучей в напряженной пластине происходит с различными скоростями в соответствии с величинами  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$ , что приводит к оптическому сдвигу фаз и линейной разности хода. Разность хода в любой точке пропорциональна разности главных напряжений

$$\Gamma = Cd(\sigma_1 - \sigma_2) \quad (52)$$

или максимальному касательному напряжению

$$\Gamma = 2Cd\tau_{\max}, \quad (53)$$

где  $\Gamma$  — разность хода;  $C$  — постоянная материала или оптический коэффициент напряжений;  $d$  — толщина пластинки.

Зная толщину исследуемой пластинки-среза  $d$ , оптическую постоянную  $C$  и оценив разность хода  $\Gamma$  по различию цветовой окраски и таблице соотношений цвета и длины волн, можно найти  $\tau_{\max}$ .

Исходя из физической природы метода фотоупругости, оценим самые общие критерии подобия. Поскольку моделируются напряжения в упругом теле и поскольку они исчезают со снятием нагрузки, метод фотоупругости может быть применен в первую очередь для оценки напряжений, связанных с упругой стадией деформации. Для оптического метода должно быть соблюдено геометрическое и механическое подобие.

Условия инвариантности физических процессов в модели и объекте вытекают либо из закона Гука о пропорциональности деформаций приложенным напряжениям (12), либо из уравнения Коши (13), описывающих пропорциональность деформаций малым перемещениям.

Из уравнений (12) и (13) после преобразований следуют формулы (21) и

$$C_i = C_L. \quad (54)$$

Во всех случаях должна соблюдаться пропорциональность сил (6). Коэффициенты Пуассона в натуре и эквивалентном материале должны быть одинаковы.

Для связи деформируемых сил, напряжений и линейных размеров воспользуемся теорией размерностей. Определяющими параметрами явятся величины  $L$ ,  $\sigma$ ,  $E$ ,  $F$ , связанные уравнениями (12),

$$\frac{F}{\sigma L^2} = \text{idem} \quad (55)$$

и

$$\frac{F}{EL^2} = \text{idem}. \quad (56)$$

Они же являются и критериями-комплексами подобия, которые удобно записать в виде уравнения коэффициентов подобия (21), а также

$$C_F = C_\sigma C_L^2 \quad (57)$$

и

$$C_F = C_E C_L^2. \quad (58)$$

Два последних уравнения (57) и (58) описывают связь между масштабами моделируемых объектов.

Через коэффициенты подобия геометрических форм можно перейти к количественной оценке площадных границ аномальных по сравнению с окружающей средой полей напряжений. Для соблюдения условий (6) и (21) предстоит трудность с подбором эквивалентных материалов. При анализе результатов моделирования методом фотоупругости необходимо указывать, что количественные выводы отражают ситуацию упругой стадии деформации.

Известные сегодня схемы полей напряжений в складках и разрывах отражают с геологической точки зрения мгновенные картины, характерные для отдельных стадий развития структур.

В принципе, поднятый в статье вопрос о соблюдении критериев подобия при моделировании тектонических процессов не нов. Было обращено внимание только на небольшой круг задач и процессов, которые решаются с привлечением физического моделирования. Но эти задачи и виды моделирования наиболее распространены в геотектонике (см. таблицу и текст выше). На их базе или со ссылкой на экспериментальные работы строятся подтверждения ряда гипотез. Когда дело связано с соблюдением подобия форм и структур, чаще всего автоматически, подсознательно, выдерживаются геометрические критерии подобия.

Таким образом, механизм развития структур, разнообразие структурных форм и закономерности их сочетания друг с другом получают наглядное объяснение в эксперименте, даже если теория подобия не всегда подведена и обоснована.

Вместе с тем объяснение явления не определяет полный объем исследований. Оно является необходимым, но недостаточным шагом. Полное научное исследование должно предсказывать явления и процессы. Моделирование в геотектонике с более строгим применением теории подобия и теории размерностей дает возможность количественно оценивать моделируемые процессы и развивающиеся структуры и не только объяснять, но и предсказывать их в натуре. Это особенно важно в связи с переходом на моделирование сложных тектонических процессов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Александров А.Я., Ахметзянов М.Х. Поляризационно-оптические методы механики деформируемого тела. М.: Наука, 1973. 576 с.  
Гавич И.К. Теория и практика применения моделирования в гидрогеологии. М.: Недра, 1980. 353 с.  
Гзовский М.В. Метод моделирования в тектонофизике. — Сов. геология, 1958, № 4, с. 53–72.

- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Гутерман В.Г. Эволюция многофазной слоистой тектоносферы. Киев: Наук. думка, 1977. 156 с.
- Кацауров И.Н. Механика горных пород. М.: Недра, 1981. 161 с.
- Люстих Е.Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов. — Докл. АН СССР, 1949, т. 64, № 5, с. 661—664.
- Назаров А.Г. О механическом подобии твердых деформируемых тел. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1965. 218 с.
- Насонов И.Д. Моделирование горных процессов. М.: Недра, 1969. 118 с.
- Покровский Г.И., Федоров И.С. Центробежное моделирование для решения инженерных задач. М.: Госстройиздат, 1953. 155 с.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 223 с.
- Резняков А.Б. Метод подобия. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 150 с.
- Розовский Л.Б. Введение в теорию геологического подобия и моделирования. М.: Недра, 1969. 125 с.
- Седов Л.И. Методы подобия и размерности в механике. М.: Наука, 1981. 447 с.
- Шемента А.И. Условия и методика физического моделирования процесса поддвига литосферных плит. — В кн.: Проблемы теоретической геодинамики и тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1981, с. 154—160.
- Шнеерсон Б.Л. О применении теории подобия при геологическом моделировании. М.: Изд-во АН СССР, 1947, с. 94—106. (Тр. Ин-та теорет. геофизики; Т. 3).
- Hubbert M.K. Theory of scale Models as Applied to the study of geologic structures. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1937, vol. 48, p. 1459.

УДК 551.24

*Е.И. Паталаха*

## НОВАЯ КОНЦЕПЦИЯ ДИСЛОКАЦИОННОГО ПРОЦЕССА

Автор этих строк, воздавая дань уважения лабораторному тектоническому эксперименту, полагает все же, что самый лучший (представительный) эксперимент — тот, что творит сама природа. А следовательно, лучший модельный результат — реальная тектоническая структура и самая лучшая экспериментальная тектоника — это структурная геология. Думаю, что в своей основе сложность экспериментальной тектоники состоит не столько в умении копировать с помощью эксперимента уже известный природный процесс, сколько в реконструкции и расшифровке самого процесса-оригинала методами обычной геологии. Иными словами, мы, как правило, лучше представляем себе как делать, нежели что делать.

В сказанном лишней раз можно убедиться на примере приводимого обсуждения, основанного на многолетних специализированных исследованиях дислокационных структур Казахстана.

Дислокационным называется процесс преобразования первичных форм залегания горных пород вследствие тектонических деформаций (складкообразования в самом широком смысле слова)<sup>1</sup>. Дислокационный процесс, по существующим понятиям, крайне разнообразен, так же как разнообразны те геотектонические режимы, которые он сопровождает. Обычно выделяют этапы разрывообразования, этапы складкообразования и т.д. В отличие от существующих воззрений автор пришел к выводу, что главное содержание дислокационного процесса сводится в конечном итоге к перемещению блоков по "родоначальным" разломам и их приразломному смятию вследствие вязкого трения и сдвигового (односистемного) течения (параллельно плоскости разлома).

<sup>1</sup> За основу принята классификация складчатости [Паталаха, 1973], согласно которой для орогенных сооружений фанерозоя характерной является шовная складчатость. Вот почему только на этом впервые обосновываемом типе сосредоточено внимание в настоящей работе.

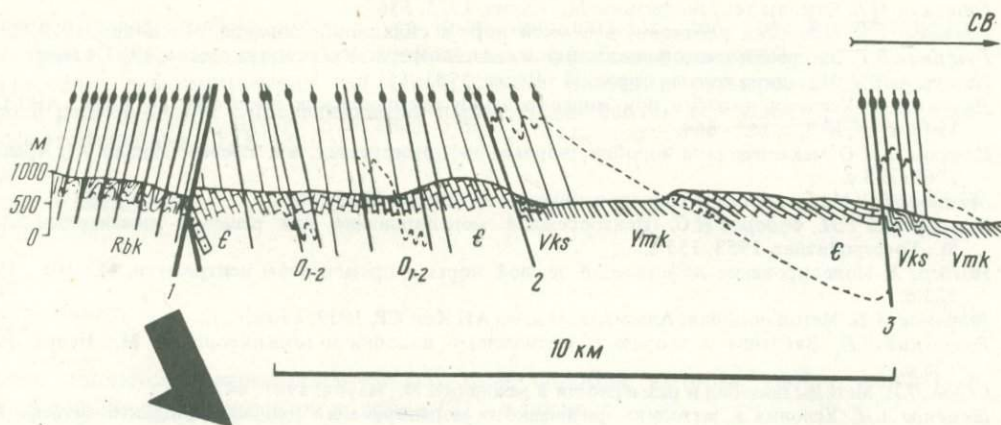


Рис. 1. Поперечный геолого-структурный разрез Малого Каратау по ручью Шабакты

1 — основные разломы (толщина линий отображает их значимость): 1 — Большекараройский, структурное несоответствие блоков отображает молодые смещения (с северо-востока его оперет разлом, принадлежащий малокараройской свите), 2 — Малокараройский, 3 — Аксайский, 4 — Малоактауский, 5 — Ушбулакский; 2 — прочие разломы; 3 — развитие и ориентировка кливажа (картина усредненная, с учетом литологии); 4 — направление тектонического потока. В масштабе всего Каратау он отображает надвигание по Главному Каратаускому разлому Чу-Кокчетавского массива (расположен к северо-востоку от Каратау) на Сырдарьинский в каледонский и герцинский этапы.

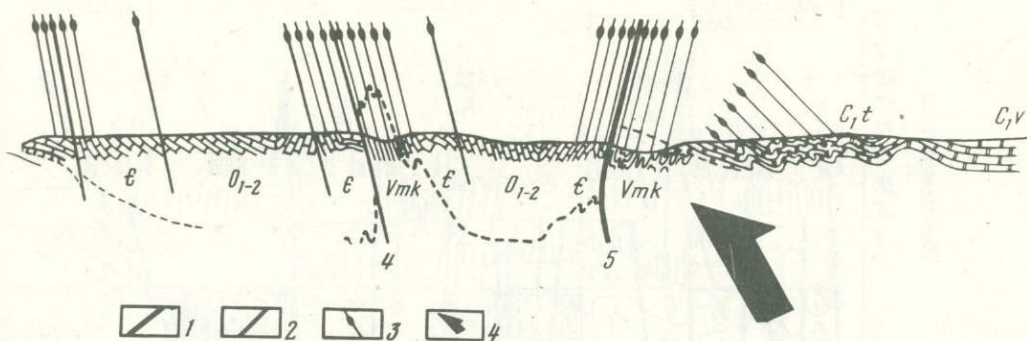
Индексами дан возраст отложений: Rbk — рифейских (большекараройская свита), вендских (Vks — коксуйская и Vmk — малокараройская свиты), ε — кембрийских (чулактауская и беркутинская свиты — показаны точками), O<sub>1-2</sub> — ниже- и среднеордовиковских, каменноугольных: C<sub>1t</sub> — турнейских и C<sub>1v</sub> — визейских

Это не позволяет противопоставлять складки разломам, а заставляет рассматривать их лишь как две стороны одного и того же процесса, а также "стирает грани" геотектонических режимов. По мнению автора, форма выражения дислокационного процесса в каждом конкретном случае в гораздо большей степени предопределяется свойствами (неоднородностями по вертикали и латерали) земной коры и литосферы, нежели геодинамическими механизмами (последние, как правило, вписываются в уже существующие неоднородности, лишь подчеркивая их существование и сводя на нет специфику своего "лица"). Поэтому нами рассматриваются закономерности деформации пород земной коры в таком виде, как они фиксируются на структурно-геологических картах и разрезах всех масштабов, независимо от геодинамического механизма процесса.

Интенсивность дислокационного процесса достигает максимума в складчатых зонах. При полевых наблюдениях (Казахстан, Алтай, Тянь-Шань, Урал, Судеты, Рудные горы, отчасти Верхоянье и Прибайкалье), так же как и при изучении литературных материалов, автор имел дело главным образом с фанерозойскими складчатыми сооружениями, не охваченными глубоким метаморфизмом. Поэтому рамками их и ограничена сфера приложения выдвигаемых положений. Составить сколько-нибудь полное и обоснованное представление о дислокационном процессе — это означает дать ответы по меньшей мере по следующим семи группам вопросов ("как" и "почему"), которые, как правило, носят характер исконных тектонических проблем, хотя и не всегда отчетливо сформулированных. Коротко говоря, это проблемы: разломов, складок, структурной упорядоченности складчатых зон, структурной рассредоточенности складчатых зон (передачи сил, вызывающих дислокационный процесс на расстоянии), структурной контрастности складчатых зон, пространства в структурной эволюции складчатых зон и кливажа.

Для понимания дислокационного процесса основополагающее значение имеют разломы, которым отводится главная роль в нашей модели. По отношению к ним все другие структурные элементы — производные.

Рассмотрим перечисленный круг проблем и пути их решения.



**Проблема разломов.** Возникновение родоначальных (структурообразующих) разломов прямо связывается с представлением о тектоническом потоке (разломы — его характерный элемент). Тектонический поток — следствие неустойчивости в тектоносфере, разрешающейся путем относительного смещения блоков литосферы в достаточно узкой (щелевого типа) подвижной зоне, отмеченной высокими градиентами скорости и пониженной вязкостью. Он характеризуется плоскостью течения (параллельной кливажу, осевым плоскостям складок, разломам), фронтом (геометрия изначально горизонтальных, а ныне деформированных слоев), направлением и другими особенностями. Складчатая зона либо ее элемент с точки зрения геомеханики может рассматриваться как плоский тектонический поток, степень дифференцированности движений которого (по скорости либо амплитуде) возрастает в разрезе земной коры снизу вверх<sup>1</sup>. Это связано с двухслойным реологическим разрезом коры, в общем случае состоящей из нижнего, высокотекучего, и верхнего, достаточно хрупкого, слоев. Разломы и их регулярность в момент образования отображают процессы плоскостного вязкого сдвигового ламинарного течения (тектонический поток) на глубоких горизонтах коры и накопления критических для разрушения верхней хрупкой оболочки касательных напряжений. Именно с этих позиций (с учетом изостазии) можно объяснить столь характерные для наклонных тектонических потоков (вергентных складчатых зон) самых различных регионов мира (СССР, США, Австралия, Западная и Средняя Европа и др.) антитетические соотношения блоков и разломов с общим субгоризонтальным либо пологонаклонным залеганием зеркала складчатости (рис. 1). Помимо вергентных, выделяются не менее развитые невергентные тектонические потоки (рис. 2). Особо следует отметить, что принципиальных различий между ними не существует, если не считать, естественно, того, что вергентные потоки, очевидно, отличаются более выраженной вертикальной составляющей движений, тогда как невергентные — горизонтальной составляющей.

**Проблема складок.** Складки — результат смещения блоков по разломам. В наибольшей степени в интересующей нас мезозоне (кливажной), а также катазоне (кристаллизационно-сланцеватой) при наличии повышенного термодинамического уровня такие смещения (вследствие вязкого трения) приводят к широкому проявлению сдвигового ламинарного течения в плоскостях, параллельных плоскости разломов (выраженной чаще всего кливажем), что сопровождается изменением геометрии слоев в зонах приразломного смятия по типу кинкбандов (отсюда подобная складчатость) (рис. 3). И только в гипсометрически самой верхней эпизоне (минимальный термодинамический уровень) смещения блоков основания по разломам могут приобретать характер изги-

<sup>1</sup> Плоскость течения, "плоский" поток — понятия в достаточной степени условные, поскольку в широком плане потоки нередко носят листральный характер.

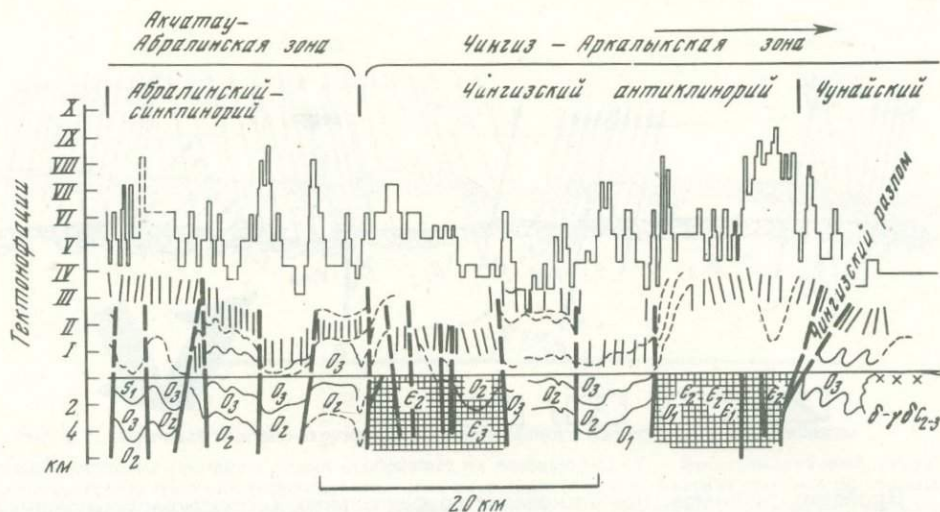


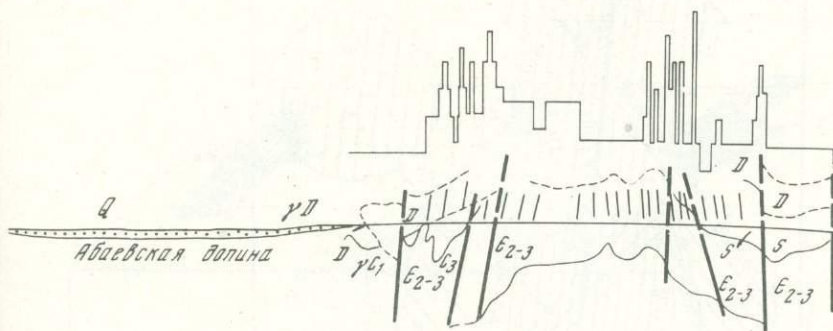
Рис. 2. Чингизская складчатая зона. Поверх разреза штрихами показан кливаж, в виде гистограммы — тектонофашии, индексами — возраст формаций в общепринятых обозначениях

бов слоев, локализованных на продолжении зоны разлома вверх по вертикали. В обоих случаях возникают флексуры (рис. 4). Спаренные флексуры дают начало складкам. В зависимости от степени сплошности и интенсивности смятия облик складок варьирует от блоковых и коробчатых до практически изоклиналиных (рис. 5). А относительное направление смещения смежных блоков придает им такие особенности, как "замкнутость" либо сигмоидальность (в поперечном сечении). Сам же процесс складкообразования мыслится как суммарный результат трех элементарных явлений: а) смещения блоков; б) поворота блоков вследствие кривизны граничных разломов; в) приразломного смятия. Открывающиеся при этом возможности реконструкций демонстрируются на примере Малого Каратау (рис. 6; см. также рис. 1).

На складкообразование несомненное влияние оказывает знакопеременный характер смещения по разломам. Вот почему дислокационный процесс, в характерном случае мезозона, может быть условно выражен короткой формулой: смещение по разлому — причина, кливаж — средство, складки — результат. Условность ее прежде всего в том, что не одно и не просто смещение по разлому генерирует процесс; не только смятие, но и просто смещение может приводить к возникновению складок.

Складчатость в конечном итоге создается дифференцированной подвижностью блоков. В типичном случае это — шовная складчатость в значительной степени ламинарного течения. Ее основу создают разломы, кливаж, складки в совокупности (отмеченная параллелизмом главная структурная триада). Отсюда понятна условность самого понятия "складчатость". До настоящего времени в мировой литературе по морфологической тектонике господствует точка зрения о том, что основное значение в природе имеют складки продольного и поперечного изгиба (сжатия). Такие схемы дислокаций вряд ли могут иметь сколько-нибудь широкое значение, так как на самом деле деформируются не двухмерные слои, а трехмерные, внутренне спаянные метаморфизмом блоки земной коры. Поэтому важное (особенно в мезозоне) значение имеет механизм приразломного сдвигового течения, порождающего складки ламинарного течения, волочения.

Следовательно, существенно отметить, что никакого принципиального отличия германотипной и тому подобной складчатости (рассматриваемой обычно как прямое отображение вертикальных сжатий) от альпийнотипной (рассматриваемой в качестве показателя горизонтального сжатия) на самом деле не существует, и дальнейшее противопоставление их (чем пестрит тектоническая литература) не имеет под собой достаточ-



ных оснований. Оба типа складок не разделены барьером, а сосуществуют сплошь и рядом и связаны всеми возможными взаимопереходами<sup>1</sup>.

**Проблема структурной упорядоченности складчатых зон.** Структурная упорядоченность складчатых зон (ранга формационных) состоит в том, что им, при всем их разнообразии, всегда присущ элемент линейаризации: линейный характер планового рисунка и плоскостной — в поперечном сечении. В своей основе структурная упорядоченность сводится к существованию главной структурной триады как закономерного (повторяющегося) сочетания взаимно параллельных "родоначальных" разломов и их производных — складок и кливажа (осевой плоскости) внутри каждой из элементарных зон шовной складчатости. Архитектура складчатой зоны в целом в типичном случае представляет собой совокупность, как правило, субпараллельных (иногда каркасных) элементарных, нередко разнопорядковых зон приразломного смятия, соединяющихся между собой в случае высокой интенсивности дислокационного процесса и разобщенных — в противоположном случае — с ядрами моноклиналей и аклиналей (блоков пород, не затронутых смятием, в промежутках между зонами смятия).

Природа структурной упорядоченности (линеаризации) прямо вытекает из указанной формулы дислокационного процесса: родоначальный разлом (смещение по нему) порождает параллельный ему кливаж, а последний, т.е. смещение по кливажным (и им параллельным сингулярным) плоскостям, порождает складки с осевыми плоскостями, объединяющими оси складок — своеобразные "изломы" напластования по кливажу (след пересечения двух поверхностей: напластования и кливажа). До последнего времени в литературе, когда говорят о структурной упорядоченности, то подразумевают ее возникновение, по существу, в качестве плоскости сплющивания в результате действия взаимно перпендикулярных сжимающих напряжений. Мы не разделяем этой глубоко укоренившейся традиционной точки зрения, хотя и оправданной в ряде случаев. Структурная упорядоченность (линеаризация) вряд ли возможна по указанной причине. На самом деле она отображает узкие (щелевого типа) приразломные зоны сдвигового течения (смятия), при этом родоначальные разломы в каждом конкретном случае в конечном счете играют выраженную роль координаторов (своеобразные "рельсы") самого процесса течения.

**Проблема структурной рассредоточенности складчатых зон (передачи сил, вызывающих дислокационный процесс, на расстояние).** Эта проблема — следствие возник-

<sup>1</sup> Для них, в частности, характерен кливаж осевой плоскости. Приходится акцентировать эту мысль, так как в случае штамповой природы глыбовых складок кливаж (в ядрах складок) оказался бы не осевым, а слоевым.

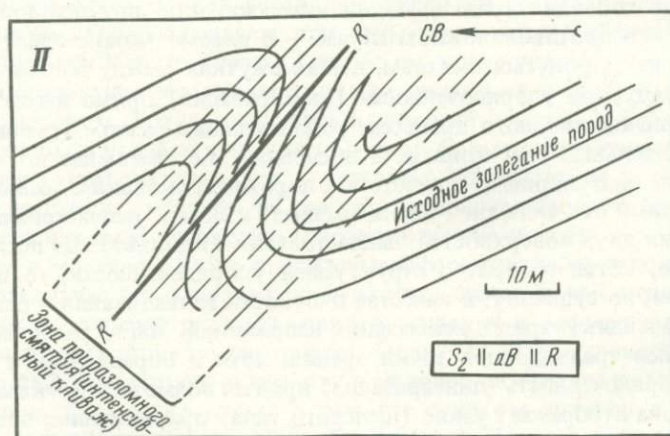
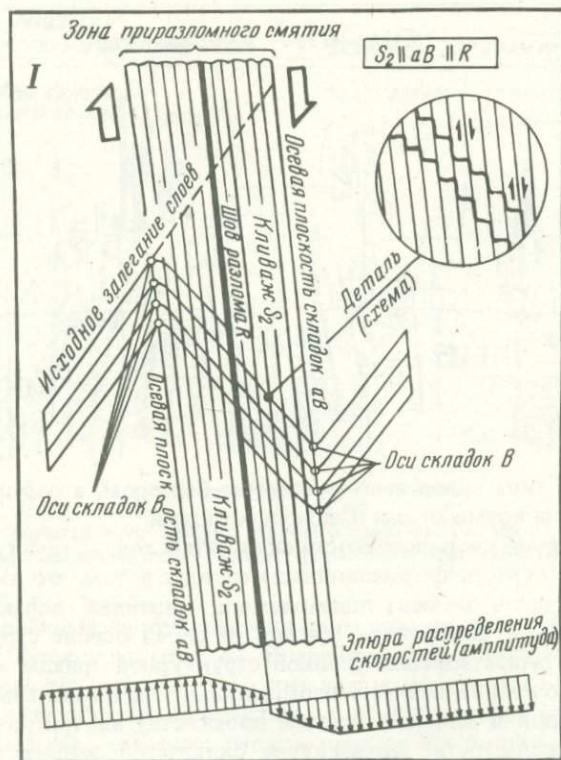


Рис. 3. Параллельное расположение кливажа по отношению к осевым плоскостям складок  
 I — обобщающая схема; II — складка и кливаж в бешарькской свите верхнего ордовика Северо-Западного Каратау (по р. Адачapan)

Хорошо видно, что исходное залегание слоев не оказывает влияния на соотношение кливажа и осевой плоскости складок и может быть самым различным. Причиной параллельного расположения кливажа по отношению к осевым плоскостям складок является излом слоев в зоне приразломного течения. Поэтому ось складки — линия, параллельная следу пересечения плоскостей слоистости и кливажа, а осевая плоскость — геометрическое место осей

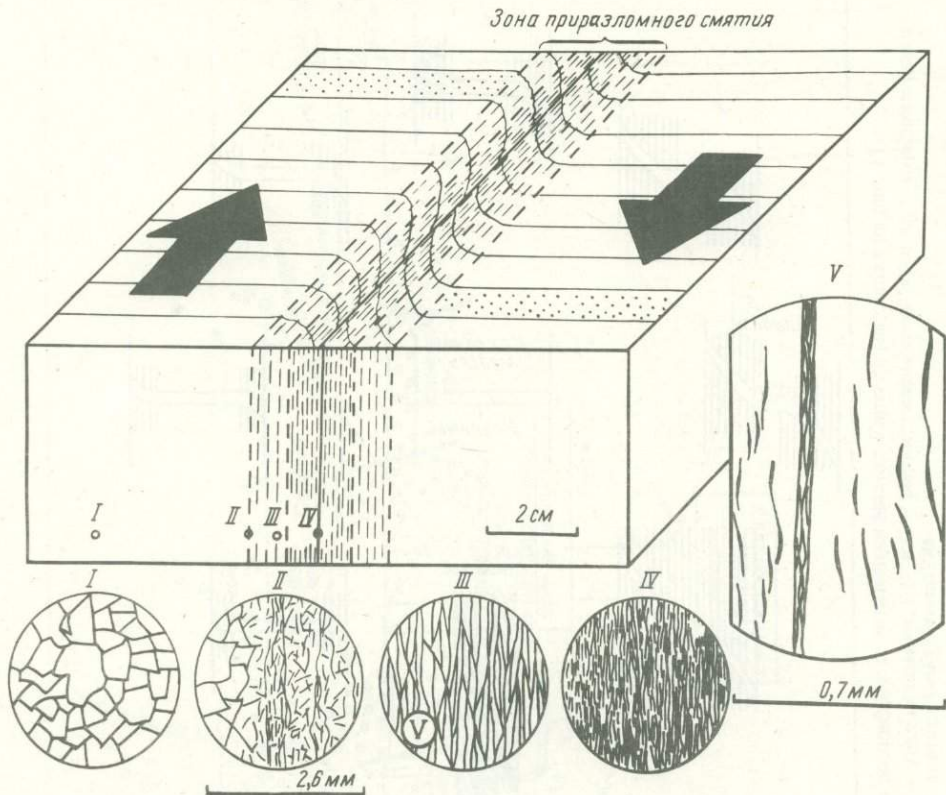


Рис. 4. Эксперимент, в котором воспроизведена флексурная зона приразломного сдвигового течения (смятия) с параллельным плоскости разлома кливажом, выраженным как закономерной ориентировкой зерен (по форме), так и микролитонами (фрагмент модели из кристаллического  $\beta$ -парафина)

В нижнем ряду показано изменение микротекстуры кристаллического парафина в зоне приразломного смятия (шлифы при одном никеле): I — исходный неизменный парафин (изометричные зерна); II — контакт неизменного исходного парафина (слева) с приразломной зоной смятия; III — периферия приразломной зоны смятия, линейризация исходной структуры: показаны ограниченные параллельными разломо плоскостями скольжения линзовидные микролитоны — супериндивиды, состоящие из зерен  $\sim$  в 10 раз мельче, чем в исходном кристалле; IV — осевая часть зоны смятия, милонитизация: картина, в общем близкая к только что отмеченной, но микролитоны-супериндивиды меньше, чем в предыдущем случае; V — деталь рис. IV. Показаны два шва, разграничивающие микролитоны и множество мелких зарождающихся вязких трещинок

новения концепции о раздавливании геосинклиналей между краями "жестких" кратонов и отображение физической недостаточности этой концепции, что не раз подчеркивали В.В. Белоусов и другие исследователи. Весь вопрос в том, что прочностные свойства пород (в любых временных и термодинамических условиях) не способны ни обеспечить передачу сжимающего ориентированного напряжения на сколько-нибудь существенное расстояние в масштабе складчатых зон (десятки и многие сотни километров), ни обусловить соответствующую "жесткость" кратонов по отношению к геосинклинальным пространствам. В этом легко убедиться с помощью элементарных экспериментов, выполненных на эквивалентных веществах с соблюдением условий подобия: такие вязкие среды, как горные породы в медленных складкообразовательных процессах, сминаются лишь у краев модели, на контакте с давящей поверхностью. Более того, наши исследования дают основания предполагать, что генеральное в дислокационном процессе сдвиговое приразломное течение (смятие) близко к непороговому (скольжению вещества по множеству сближенных кливажных плоскостей вместо одной, как это следует из принципа минимального расхода энергии и т.д.). О неприменимости

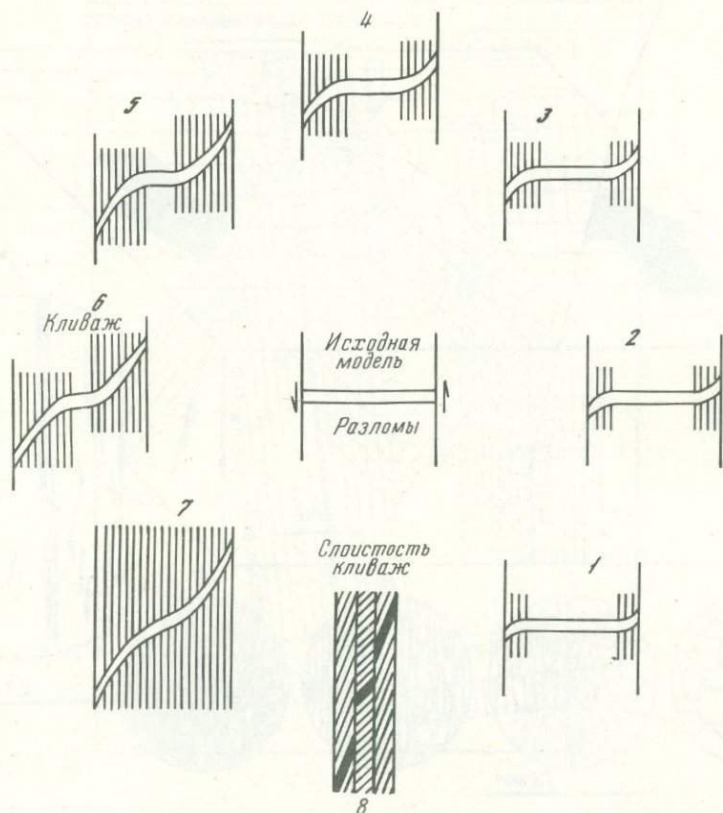


Рис. 5. Схемы эволюции складок на примере превращения блока (1, 2) в блоковую складку (3–5), а последней – в прямую (“нормальную”) складку (6, 7) и, наконец, – в дезинтегрированную (8) вследствие постепенного разрастания вплоть до полного слияния зон смятия, связанных с граничными разломами

Стадии зрелости складки: 1–3 – юная, 4–7 – зрелая, 8 – дряхлая. Вероятная причина разрастания зон приразломного смятия – прогрессирующий рост амплитуды-смещения по разломам. Этот процесс до конца реализуется в маловязких породах

схемы общего “бокового” пластического сжатия земной коры красноречиво говорят не затронутые смятием ядра блоков – аклинали и моноклинали, сложенные теми же породами, что и попавшие в сферу смятия. Все это позволяет считать, что благодаря расчлененному развитию родоначальных разломов в складчатой зоне, а также дифференцированной подвижности блоков приразломное сдвиговое ламинарное течение в конечном итоге ответственно за “сплошную” характер развития дислокаций внутри нее. Чрезвычайно важно, что этот механизм не связан с прочностными свойствами пород и, наоборот, тем эффективнее, чем выше их текучесть (ниже вязкость), и, кроме того, чем значительнее амплитуда смещения по разломам, их масштаб и частота. Нами установлено, что ширина зон приразломного течения возрастает вместе с понижением вязкости пород и увеличением амплитуды смещения по разлому (см. рис. 4).

**Проблема структурной контрастности складчатых зон.** Эта закономерность выявлена лишь в процессе недавних среднemasштабных и детальных площадных исследований. Пока рисовали складчатость на базе обзорных наблюдений, она казалась равномерной (синусоидальной и т.п.). Но как только стали детально изучать ее на значительных территориях (в послевоенный период и особенно в 60–70-е годы), оказалось, что собственно складчатости зачастую почти нет, вместо нее есть, даже в типичных эвгеосинклиналях (Чингиз и др.), ее фрагменты либо просто блоки, разобщенные разломами,

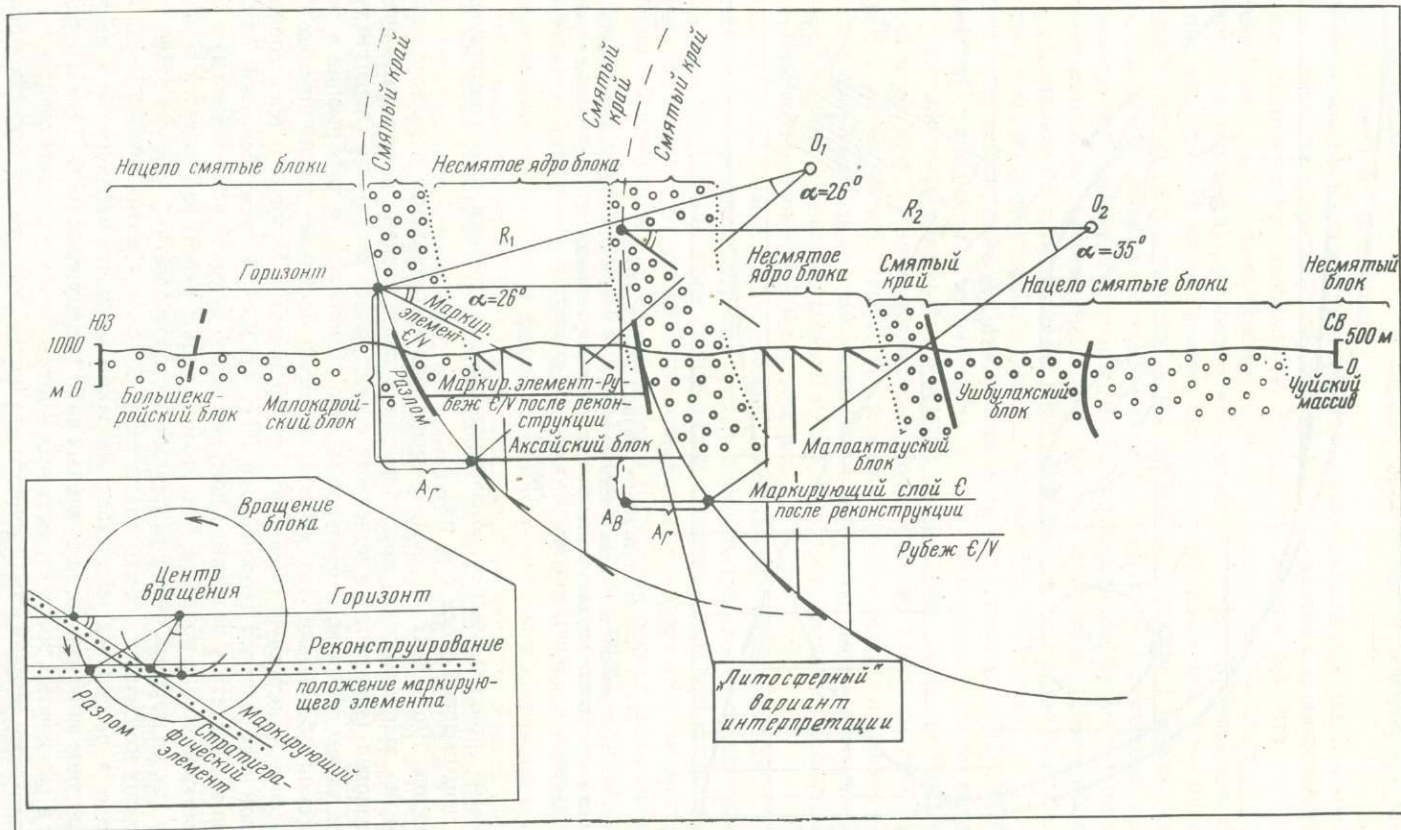


Рис. 6. Схема графических построений по расшифровке антителики Малого Каратау (накладка на рис. 1)  
 $R_{1,2}$  – радиус вращения,  $O_{1,2}$  – центр вращения,  $\alpha$  – угол вращения,  $E/V$  и  $\epsilon$  – маркирующие слои,  $A_{\Gamma}$  и  $A_{\text{В}}$  – горизонтальная и вертикальная амплитуда

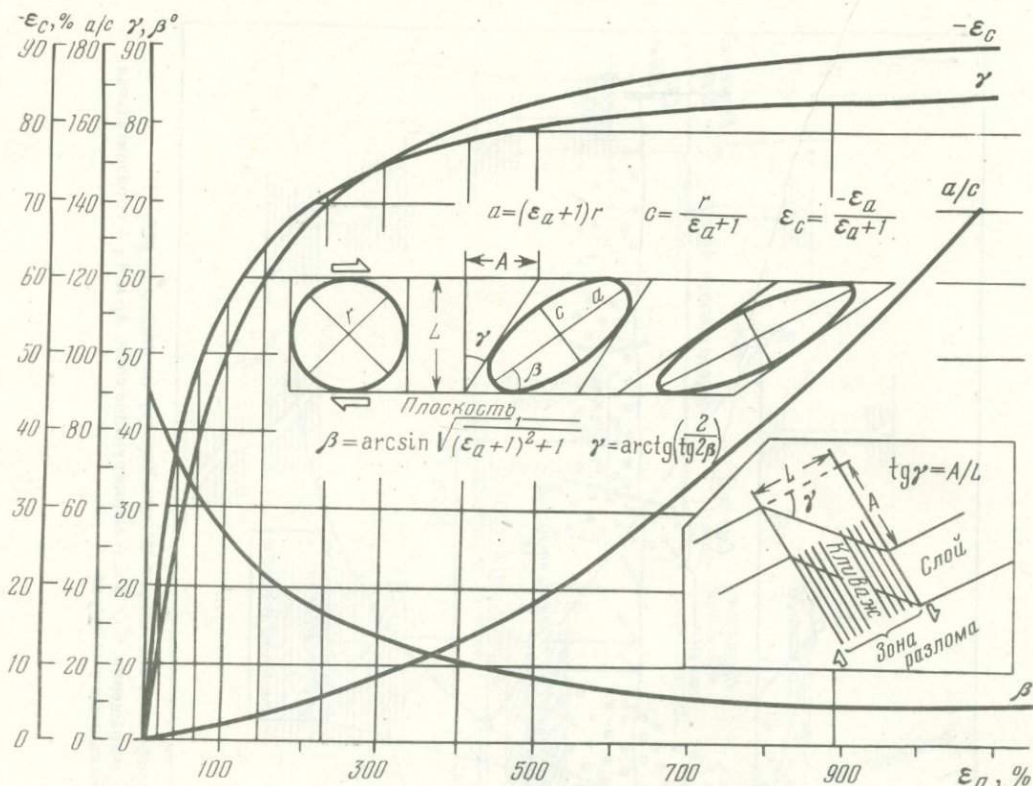


Рис. 7. Схема сдвигового течения. Модель врезка

$\epsilon_a, \epsilon_c$  — компоненты растяжения и сжатия соответственно;  $\gamma$  — угловая деформация сдвига;  $\beta$  — угол отклонения уплощенности эллипса от плоскости сдвигового течения;  $a/c$  — отношение длинной и короткой оси эллипса;  $r$  — радиус исходного круга;  $A$  — амплитуда смещения;  $L$  — ширина зоны сдвига

сопровождаемыми приразломными зонами сдвигового течения и соответствующей "складчатой" деформацией слоев (см. рис. 2).

Нами в течение 1967—1977 гг. было разработано представление о тектонофациях, которое призвано зафиксировать корреляционные связи степени деформированности среды, ее литологии (вязкости) и конечного структурного результата (парагенезиса). Тектонофации, таким образом, — реальное мерло интенсивности деформации в реальной геологической обстановке, тот мостик, который соединяет количественно кинематику процесса и конкретную геологическую обстановку. Понятие о тектонофациях в разработанной лабораторией геодинамики ИГН АН КазССР десятибалльной системе применительно к Казахстану позволило документально вскрыть исключительную контрастность дислокационного процесса. При этом сплошь и рядом наблюдается чередование в одних и тех же породах самых различных тектонофаций, что, как уже отмечалось, подрывает основу концепции общего пластичного бокового сжатия земной коры. Особенно отчетливо в локальных масштабах эта закономерность наблюдается в высоковязких породах типа монотонных эффузивных либо терригенных толщ. Таким образом, фиксируемая в складчатых зонах структурная контрастность — прямое следствие сдвигового приразломного течения как основного механизма деформации (складкообразования). На этом основании, а также на базе полевых и лабораторных наблюдений были найдены ориентировочно кинематические параметры, присущие каждой из десяти тектонофаций (рис. 7). Следует учесть, однако, что идентификация тектонофаций, выраженных в мезо- и эпизоне в условиях повышенной вязкости (жесткие вулканогенные толщи и т.д.), вместе с понижением вязкости затрудняется (особенно в катазоне) бла-

годаря "смазыванию" самой разломно-блоковой картины течения, так что создается впечатление о сплошности течения.

**Проблема пространства в структурной эволюции складчатых зон.** Эта проблема стоит в тесном соседстве с предыдущей, поскольку она связана с количественной оценкой величины тектонических деформаций. Раньше представлялось, что складчатые зоны деформированы как-то однообразно либо даже однородно (следствие упрощенного восприятия складчатости), что позволяло широко экстраполировать точечные данные по оценке деформаций на расстояние. Обычная получаемая при этом оценка степени деформированности толщ районов Альп, Аппалачей, Кавказа и других, как правило, оценивалась 2–3-кратным поперечным сжатием. При этом, естественно, под складкообразованием подразумевался процесс более или менее равномерного площадного укорочения земной коры в геосинклинальном пространстве (складчатость общего смятия, сжатия, сдавливания и т.д.). Если бы дело обстояло так, то трудно было бы понять сам факт структурной контрастности в толщах одного и того же состава.

Кроме того, можно показать, что осевые части складчатых зон были бы структурно максимально приподняты и эродированы, а вдоль них обнажались бы если не породы мантии (что вполне вероятно при реальном соотношении скорости бокового сжатия, изостазии и эрозии), то во всяком случае самые древние толщи разреза, что на самом деле далеко не всегда так. Например, зеркало типично геосинклинально-складчатой в Казахстане линейной Зайсанской зоны ("главная" складчатость в верхнем палеозое в условиях, близких к континентальной коре), наоборот, прогнута, Чингизской — волнообразно либо субгоризонтально и т.д. (см. рис. 2).

А как понимать этажное расположение разноплановых складчатостей?

Установленная реальная картина структурной контрастности складчатых систем говорит о том, что традиционная оценка размаха перемещений при складкообразовании на самом деле далека от действительности. Она показывает правомерность не общего пластичного бокового сжатия земной коры, а торошения блоков плюс сдвигового приразломного ламинарного течения со всеми вытекающими отсюда последствиями. В силу щелевого характера сдвиговое приразломное течение может почти не сопровождаться сближением блоков поперек разлома. Таким образом, все количественные параметры, выведенные отсюда для тектонофаций, характеризуют только зону разлома и перемещение в его плоскости, но не блоки и не пластичное укорочение земной коры в целом. Что же касается блоков, то распространять на них данные, полученные для приразломных зон (где есть измерения), неправомерно, так как деформации в самих швах, как правило, невероятно велики и не имеют отношения к блокам за пределами максимально развитой локально рассредоточенной складчатости. При этом деформации в шовных зонах (см. рис. 7) отображают лишь амплитуду нередко знакопеременных смещений. Важно подчеркнуть, следовательно, что фиксируемое по структурным признакам *"боковое сжатие" в шовных зонах (выраженное складками, уплощенными зернами и включениями и т.д.) порождено не общим пластическим боковым сжатием земной коры, как это кажется на первый взгляд, а почти исключительно пластичным растяжением в узкой зоне разлома вследствие перемещения блоков в плоскости этой зоны.* В этом один из основных элементов развиваемой концепции.

Однако мы ни в коей мере не отрицаем значимости бокового давления. Оно существует и особенно мощно проявляется именно в этапы максимальной интенсивности дислокационного процесса (складкообразования), но реализуется не непосредственно через прямое пластичное горизонтальное сжатие толщ, а путем перемещения блоков коры по разломам и сопряженного с этим процессом торошения и приразломного (т.е. локального, а не всеобщего) смятия. Иными словами, по разломам осуществляются взбросовые, взбросо-сдвиговые, поддвиговые и тому подобные любые смещения блоков коры, сопровождаемые реальным дрейфом блоков и укорочением коры на отдельных участках. Поэтому для оценки этих коровых движений нужны интегральные характеристики перемещения блоков как кинематических единиц, а точнее их моноклинальных либо аклинальных, не затронутых смятием ядер. Вместе с тем такие амплитуды

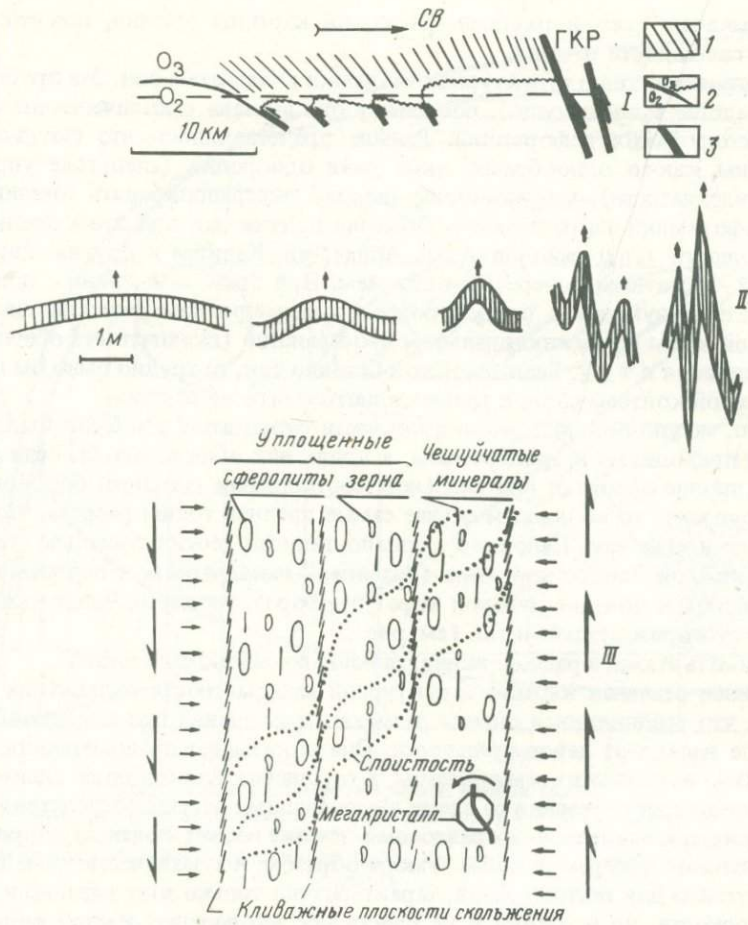


Рис. 8. Свойства кливажа и их тектоническая зависимость

I. В мегамасштабе — схематизированное поперечное сечение складчатой зоны Северо-Западного Каратау: 1 — кливаж; 2 — характер складчатости; 3 — важнейшие разломы, в том числе Главный Каратауский (ГКР), отраженные в ориентировке кливажа. Смещения по разломам (стрелки) объясняют складчатость на уровне всех масштабных рангов. II. В мезомасштабе — поперечные сечения частных элементарных складок, фиксируемых в обнажениях (схема). Ориентировка и односистемность кливажа (показана штриховкой) в принципе не зависят от степени сжатости слоев в складки. В случае изгиба слоев (в механическом смысле) такая закономерность немислима (кливаж в складках неизбежно принадлежал бы нескольким пересекающимся системам плоскостей скальвания). III. В микромасштабе — характерные зарисовки в поперечном сечении кливажной плоскостной анизотропии (синтезирующая схема). Видны структурные признаки компланарного сплющивания и скальвания (стрелки)

всегда состоят из двух составляющих: фиксируемой непосредственно ("структурно бесполезной") и рассеянной в форме приразломной зоны течения ("структурно полезной"). Отсюда принципиальные пути палинспастических реконструкций (см. рис. 1 и 6).

**Проблема кливажа.** Проблема столь же традиционна, как и сама тектоника. Все известные нам закономерности развития кливажа в региональном масштабе складчатых зон в целом, в мезо- и микромасштабе (рис. 8) дают основание квалифицировать кливаж как прямое и непосредственное выражение приразломного сдвигового течения (т.е. односистемного скальвания) регионального масштаба, гораздо более значительного, чем складки, и сквозного по отношению к ним. Такая трактовка кливажа выдвигает свои вопросы. Уяснить проблему кливажа — это прежде всего раскрыть причину взаимной параллельности: а) кливажа и родоначальных разрывов; б) кливажа и осевых

плоскостей складок; в) кливажа и плоскости уплощения деформированных зерен и включений. Первые два вопроса достаточно просты. Объяснение третьего вопроса связывается с тем, что породы в динамометаморфическом процессе подвержены почти исключительно катакластическому течению, в процессе которого осуществляется внешний жесткий поворот зерен (отвечающих кинематической единице) до полного совпадения (линеаризации) плоскости их уплощения с плоскостью кливажа. Это облегчается тем, что гетерометричность зерен и их ориентировка — явления сопряженные, обязанные своим развитием процессу течения. Имеющиеся достаточно редкие случаи несовпадения легко объяснимы внутренним пластичным поворотом (обнаруживаются в случае включений, когда они значительно крупнее кинематических единиц). Только с этих позиций понятно и исчезновение рефракции кливажа в высших тектонофациях, и избирательное развитие кливажа в ранних, и многое другое.

Таким образом, дислокационный процесс автор в конечном итоге сводит к разломам как элементам тектонических потоков. А именно: основной дислокационный процесс в целом, его "скелетом", по меньшей мере на верхних горизонтах, служат разломы и явления приразломного сдвигового ламинарного течения, порождающие главную структурную триаду и стимулируемые относительным смещением и взаимным вязким трением блоков в плоскости разломов, родоначальных по отношению к кливажу и складкам. Таким образом, отныне мы по существу включаем большие и малые разломы в ареал разнообразных (складчатых и др.) структурных форм — производных от этих родоначальных по отношению к ним разломов. Только с этих позиций (признания приразломной, т.е. шовной, природы складчатости) становится понятным: а) почему имеет место в природе субгоризонтальное или близкое к этому (даже прогнутое) расположение зеркал складчатости в поперечном сечении складчатых зон; б) почему в мозаично-глыбовых областях складчатость развивается импликационно — одновременно по нескольким взаимно пересекающимся направлениям; в) почему крупные складчатые формы (т.е. структурный остов), как правило, простые и пологие, тогда как осложняющие их в форме своеобразной "щетины" мелкие складки — сжатые и крутые; г) чем объяснить сплошь и рядом наблюдаемое в поле (Казахстан, Монголия и т.д.) чередование участков недеформированных пород пологого падения и резко деформированных — крутого падения, как и вообще сам факт структурной контрастности складчатых зон и многое другое.

Именно приразломное сдвиговое ламинарное течение как ведущий элементарный механизм смятия толщ<sup>1</sup> — в конечном итоге то новое, что содержит выдвигаемая концепция. До сих пор дислокационный процесс сводился, в сущности, к двум формам — разрывообразованию путем хрупкого разрушения плюс смещению блоков по разрыву и складкообразованию путем изгиба слоев.

Складчатая зона представляет собой тело-композит, состоящее из системы линзообразных блоков, обладающих дифференцированной подвижностью (складчатая система — совокупность элементарных зон шовной складчатости). Отсюда такие, на первый взгляд, парадоксальные следствия, как альпийно-типная складчатость без обязательного "специального" горизонтального общего пластичного сжатия (т.е. выраженное в структуре "боковое сжатие" без бокового сжатия<sup>2</sup>), возможность возникновения кливажа уже при самых незначительных деформациях, течение, близкое к непороговому, целесообразность оперирования не силами, а скоростями в тектонике (вязкое течение и др.).

Наконец, одно из самых поразительных "структурно-чувствительных" свойств пород в длительных дислокационных процессах состоит в тесном переплетении во времени и единстве явлений течения и разрушения ("хрупкая вязкость" либо "вязкая хрупкость"). Оно-то и делает возможным все своеобразие дислокационного процесса — разрушение совместно с течением и течение совместно с разрушением.

Не об этих ли удивительных свойствах пород красноречиво говорят нам такие при-

<sup>1</sup> Реализуемый совместно со смещением и поворотом блоков по разлому.

<sup>2</sup> В динамическом смысле.

родные феномены, как землетрясения (результат мгновенного разрушения, тесно переплетающегося с течением), а также общая плитно-блоковая дискретная структура земной коры (и литосферы), по меньшей мере в фанерозе, обусловившая само возникновение шовной складчатости?

#### ЛИТЕРАТУРА

Паталаха Е.И. Генетические типы складчатости Казахстана (к методике регионального анализа). — Вестн. АН КазССР, 1973, № 3, с. 22–30.

УДК 551.24 + 550.8

*П.М. Бондаренко*

### ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СТРУКТУР

Исследованию подводных дислокаций, возникающих в неконсолидированных осадках в процессе формирования слоистых толщ, посвящено большое число работ в нашей стране [Горностаев, 1925; Шатский, 1929; Архангельский, 1930; Иванов, 1931; Наливкин, 1933; Вассоевич, Коротков, 1933; Мишунина, 1950 и др.] и за рубежом [Шрок, 1950; Heim, 1908; Hahn, 1913; Shaffer, 1916, 1941; Miller, 1922; Daly, 1936; Kuenen, 1937, 1950, 1958; Fairbridge, 1946], где наиболее ранние публикации, согласно сводным работам А.Гейма и В.Миллера, известны с середины прошлого столетия. Изучение ископаемых дислокаций такого рода в древних разрезах издавна служило основой для восстановления условий осадконакопления и первичных признаков напластования, определения наклонов дна бассейнов, направления смещения фаций и т.п. Особый интерес вызывали современные проявления таких дислокаций в виде внезапных изменений в рельефе морского дна и побережья, приводивших порой к катастрофическим последствиям: крушению поездов [Heim, 1908], затоплению прибрежных городов, разрывам морских и трансокеанских кабелей связи [Менард, 1966; Shepard, 1933].

Механизм подводных деформаций долгое время прямо не связывался с тектоническими движениями, а объяснялся гравитационным скольжением отдельных слоев, мутьевыми потоками, приводящими к внутрислойным нарушениям, образованию псевдоскладчатости, псевдоконгломератов и турбидитов. Отличие этих нарушений от "настоящих" региональных тектонических деформаций, согласно классическим работам по общей и структурной геологии [Лизс, 1935; Шрок, 1950; Nevin, 1942; и др.], в том и состояло, что они вследствие того, что давление в мягких породах не передается на большое расстояние, развиты локально, распространяются лишь в горизонтальном направлении и всегда ограничены по вертикали ненарушенными слоями.

Тем не менее тогда имелись указания [Горностаев, 1925; Архангельский, 1930; Вассоевич, Коротков, 1935] на то, что такие структуры плохо отличаются от деформаций твердых горных пород, и хотя их описывают независимо друг от друга; многие тектонические нарушения развиваются унаследованно от дислокаций, образовавшихся в мягких породах и имеющих более широкое распространение. Наиболее отчетливо связь тектонических и осадочных процессов выявлялась для складчатых дислокаций, выраженных в рельефе дна осадочных бассейнов и длительно развивающихся в условиях непрерывного осадконакопления. На рост складчатости в такой обстановке указывали разнообразные примеры изменения мощностей и фациального состава пород в замках и на крыльях складок [Шатский, 1929; Иванов, 1931; Шульц, 1948; Ажгирей, 1956; Гроссгейм, 1965] и по бортам разломов [Хаин, Ломизе, 1961].

Применительно к различным типам складчатости, проявляющейся в слоях, которые формируются во время складкообразующих движений или образовались к началу этих

движений, С.С. Шульц [1948] выделил соответственно конседиментационные и постседиментационные складки. Оба типа складок, по Ю.А. Косыгину [1969], представляют разные формы единого процесса складчатости, протекающего на различных глубинных горизонтах, причем условием развития конседиментационных складок является проявление этого процесса на земной поверхности. В соответствии с этим для анализа изменения мощностей и литологического состава слоев, обусловленных тектоническими движениями в процессе седиментации (конседиментационная тектоника) [Холодов и др., 1956], были введены понятия, отражающие долю участия деформаций в увеличении мощности слоев на сводах антиклинальных структур (коэффициент конседиментационности) [Зуев, 1966], или временные остановки в их росте (прерывно-конседиментационные складки) [Симоненко, 1963].

Таким образом, к началу 60-х годов полностью сформировалось представление о конседиментационном структурообразовании как отражении ведущих форм тектонических движений в динамике и статике осадочного процесса.

Выделение в особый класс деформаций, происходящих одновременно с образованием деформируемых слоев, способствовало более полному отображению механизмов образования собственно тектонических дислокаций (конседиментационные складки, впадины, поднятия, разломы, приразломные прогибы и т.п.) и тектоно-стратиграфических структур (прилегание, местные несогласия, размыв и т.п.), проходящих частично или полностью стадию конседиментационного формирования. При этом структуры, возникшие в результате проявления блоковых тектонических движений на поверхности морского дна при непрерывном осадконакоплении, могут рассматриваться в качестве подводных тектоно-геоморфологических структур конседиментационного типа, запечатленных в разрезах древних толщ или образующихся в настоящее время. К ним относятся такие структурные формы, как подводные каньоны, взбросо-сбросовые ступени и гряды, террасы, валы и желоба, образование и размещение которых определяется сеймотектоническими движениями, вызывающими перемещения придонных масс в виде плотных суспензионных течений, мутьевых потоков, подводно-оползневых явлений (крип, слампинг) и т.п.

Наконец, рассматриваемые в этом же плане тектонические движения высших порядков, определяя заложение и развитие морских и континентальных бассейнов осадконакопления, обуславливают распределение в них разнообразных геодинамических и фациальных обстановок, отражающих в особенностях деформации, литификации и катагенеза осадков различные, в том числе конседиментационные стадии формирования региональных депрессий, поднятий геосинклинального и платформенного типов, а также планетарной системы континентальных флексур в переходных зонах.

Таким образом, задачи изучения рассматриваемых конседиментационных структур и дислокаций, представляющих собой объекты исследования различных смежных дисциплин — структурной геологии, стратиграфии, литологии, морской геоморфологии, очерчивают важное в методологическом отношении направление познания общих закономерностей взаимодействия тектонических движений и осадочного процесса при создании осадочной оболочки Земли, ее структурной эволюции и размещении в ней полезных ископаемых.

Соответственно определяются и общие задачи физического моделирования конседиментационных структур и дислокаций, а также теоретического и практического приложения его результатов.

Физическое моделирование конседиментационных структур основано на лабораторном воспроизведении процесса подводного осадконакопления в условиях постоянного внешнего нагружения, приложенного к последовательно образующимся слоистым толщам.

Результаты такого моделирования применимы к анализу механизма образования геологических структур, выявляемых в древних разрезах, сложенных слоями, в различной степени консолидированными и отличающимися в момент деформации физико-механическими свойствами. В то же время в процессе моделирования подводных

дислокаций выявляются принципиально новые особенности деформации слабо связанных осадков, что характеризует дислокационные структуры в молодых и современных толщах морского дна.

На близкое сходство морфологии структур, полученных на моделях, с природными структурами указывают многочисленные примеры разломной (взбросо-сбросовой) и диапировой тектоники морских осадков, выявленные по данным сейсмоакустического профилирования во многих участках Мирового океана, в том числе в Курило-Камчатском регионе [Гнибиденко и др., 1980].

Проведенные нами эксперименты [Бондаренко, 1976] выявили структурно-генетические связи пликативных и дизъюнктивных дислокаций и формы их проявления на различных глубинных уровнях. В частности, доказана возможность образования в совершенно неуплотненных осадках отчетливо выраженных плоскостей скалывания, связанных не только с гравитационным обрушением (оползни, сбросы), но и возникающих вследствие продольного сжатия (взбросо-надвиги). Это открывает новые возможности использования построенных способом подводного осаждения слоистых моделей в качестве структурированных эквивалентных материалов с определенными и изменяющимися в заданном направлении свойствами при моделировании сложных деформационных процессов, протекающих в условиях изменчивости механических свойств пород с глубиной.

Р.Е. Реттгером [Rettger, 1935] проведены экспериментальные работы по моделированию деформаций, возникающих в неконсолидированных осадках при подводных оползнях. Опыты доказали возможность образования в слабо уплотненных осадках поверхностей срыва и соскальзывания при весьма малых наклонах этих поверхностей (до  $2-5^\circ$ ). На слоистых моделях из глин Р.Е. Реттгером были изучены условия образования в оползающих осадках складок и зон смятия в результате латерального сжатия и нагнетания масс при остановке движения. Им также изучены условия образования структур смятия в подстилающих оползней осадках вследствие их сгущения и надвигания на них фронтальной полосы оползня. Кроме того, Р.Е. Реттгер получил модели флексурных изгибов, отражающих сбросовые движения в неконсолидированных слоях.

Ф. Кюнен [Kuenen, 1937] начал серию экспериментов по моделированию суспензионных и мутьевых потоков. Результаты опытов подтвердили гипотезу Р.А. Дели [Daly, 1936] о существовании в море придонных плотностных потоков взвеси, их движении вдоль подводных каньонов и возможной разрушительной силе. Однако опыты не доказали предположение автора экспериментов о передвижении на большие расстояния потоков высокой плотности ( $1,5-2 \text{ г/см}^3$ ), способных во взвешенном состоянии перемещать крупные обломки пород. Вследствие разбавления опытной суспензии, движущейся в лотке, начальная ее плотность быстро падала до величины  $1,1 \text{ г/см}^3$ , отвечающей обычной плотности морских суспензионных потоков. Тем не менее, по данным Г.У. Менарда [1966], в отдельных случаях плотность таких потоков в замкнутых бассейнах (Мексиканский залив) достигает больших величин ( $1,8 \text{ г/см}^3$ ). Моделирование тектонических дислокаций длительного развития, охватывающих значительные периоды осадконакопления и приводящих к формированию структур конседиментационного типа, впервые предпринято Дж.Б. Кьюрреем в 1956 г. [Кьюррей, 1957]. На основе геологических данных о структурной геометрии грабенов, образовавшихся над соляными куполами побережья Мексиканского залива, Дж.Б. Кьюррей провел эксперименты по изучению последовательности образования сбросов в модели слоистой толщи, накапливающейся одновременно с поднятием сферического штампа, имитирующего внедрение соляного штока.

Модель слоистой толщи в опытах Дж.Б. Кьюррея формировалась не путем осаждения в водной среде, а равномерным насыпанием сухих порошков между двумя прозрачными пластинами (профильная модель). В связи с этим допускалось несоответствие механических свойств таких слоев, сложенных тяжелыми буровыми шламами, природным слоям, у которых с глубиной изменяется прочность. Последняя оказывалась слишком высокой для поверхностных слоев модели, отвечающих неконсолидирован-

ным отложениям морского дна, и слишком низкой для ее глубоких частей, моделирующих обезвоженные и затвердевшие осадки.

Тем не менее в этих опытах были получены весьма отчетливые картины геометрических и возрастных соотношений в парагенных системах сбросов и депрессионных форм компенсирующих в верхних слоях рост глубинных поднятий. В целом результаты этих экспериментов, новых в методическом отношении, сыграли важную роль в интерпретации геолого-структурных данных по нефтяным и соленосным районам и в частности показали, что древние сбросы, развитые на глубине, имеют большую амплитуду и размещаются в более широкой полосе, чем сбросы по молодым формациям, и, следовательно, они могут образовывать нефтяные ловушки разрывного типа на крыльях глубоко погребенных соляных куполов.

Моделирование процесса формирования складчатых структур одновременно с осадко-накоплением проводилось также Д.А. Казимировым, Г.А. Каледой, Н.В. Лукиной [1964], Л.Г. Никифоровым и А.А. Самойловой [1967] в русловых и волновых лотках с целью выяснения влияния направленного движения осаждаемых осадков и суспензий на геометрию образующихся складок. В результате опытов выявлено значительное смещение сводов растущих структур в сторону переноса осаждаемого материала. При этом установлено, что максимальные величины смещения сводов характерны для начальных стадий роста конседиментационных складок, имеющих пологий наклон крыльев. Проведенное этими же авторами моделирование надразломных складок в аналогичных условиях осаждения слоев показало, что складки, обычно образующиеся над поднятыми блоками, характеризуются смещением сводов на глубину в направлении плоскости разлома (сброса).

Приведенные данные, освещающая наиболее характерные проявления деформаций, синхронных осадочному процессу, представляют основу для дальнейшего развития методов моделирования конседиментационных структур в следующих направлениях:

1) моделирование внутрiformационных дислокаций, связанных с быстрыми перемещениями неконсолидированных осадков вдоль поверхностей напластования;

2) моделирование тектонических структур, формирующихся в течение длительных периодов осадконакопления в результате медленных разнонаправленных перемещений мощных разрезов осадочных толщ и фундамента;

3) моделирование внутренних механизмов тектонических деформаций (разрывы, складки, сколы), возникающих в сплошных слоистых средах с изменчивыми свойствами (степень уплотнения, зернистость, водонасыщенность) при различных по величине и характеру приложения нагрузках.

Как видно, эти направления определяются конкретными задачами исследования различных условий деформации слоистых моделей, построенных по единому принципу — путем осаждения слоев разного состава в водной среде. В поставленных нами опытах основное внимание уделялось второму направлению — изучению деформаций в многослойных толщах, что определило выбор опытных камер, материалов и средств нагружения.

В соответствии с этим опыты проводились в наполненном водой боксе размером 60 × 15 × 20 см. Материалом для образования слоев служили порошкообразные песчано-глинистые шламы, за счет которых в камере постепенно накапливалась серия тонкослоистых осадков. По мере образования слои подвергались сжатию, вследствие чего в каждый момент времени деформировались слои, различные по "возрасту" и характеру предшествующей деформации. Общая длительность эксперимента достигала 60 дней.

Принятые в эксперименте скорости и интервалы продвижения штампов, сжимающих слои, определялись длительностью осаждения каждого очередного слоя и соответствовали примерно 0,1–0,5 мм в минуту. Конечная модель состояла из 50 слоев. В процессе эксперимента выявилось увеличение мощности первых двух–восьми слоев при сжатии их в продольном направлении штампами, ограничивающими осадочную камеру с двух сторон (рис. 1). Одновременно в нижних слоях возникали отдельные складки. В даль-

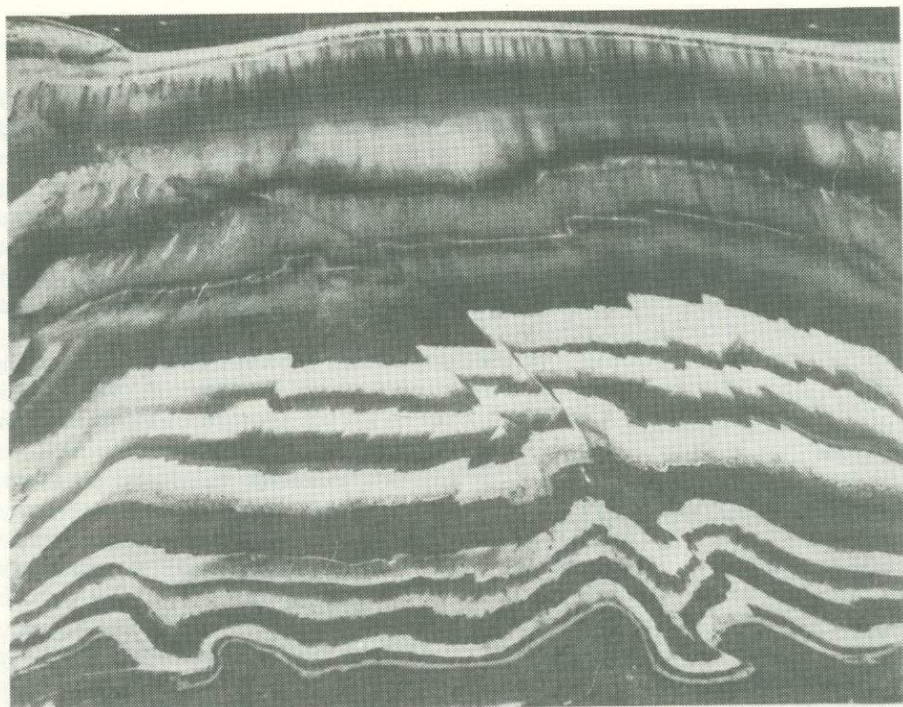


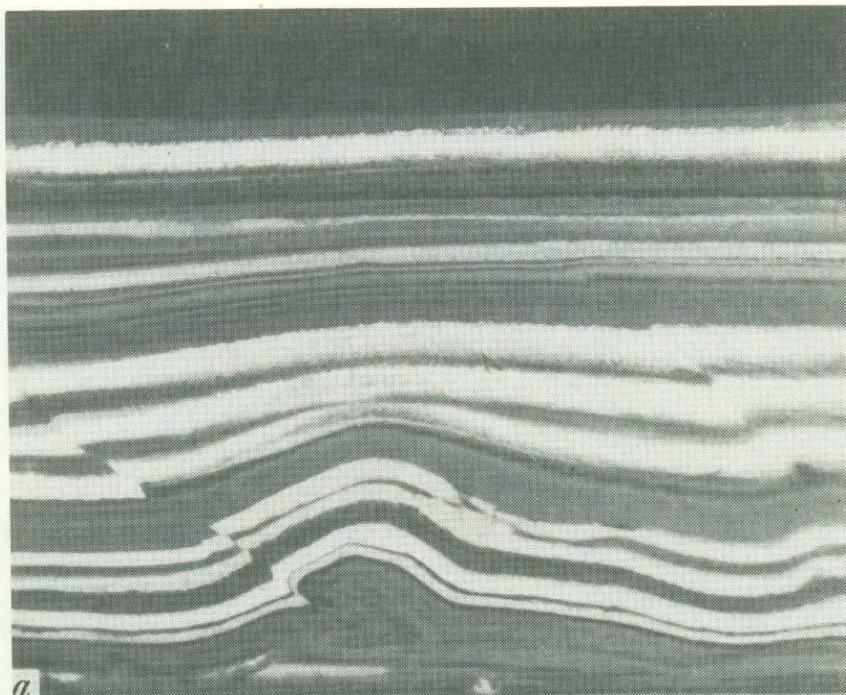
Рис. 1. Распространение надвиговых сколов от глубинных жестко-пластичных слоев модели в водонасыщенные мягкие неконсолидированные осадки верхних слоев модели. Продольное сжатие слоистой модели одновременно с накоплением осадков

нейшем на крыльях складок зарождались плоскости скола, растущие от ядер складок и постепенно захватывающие все более высокие слои модели.

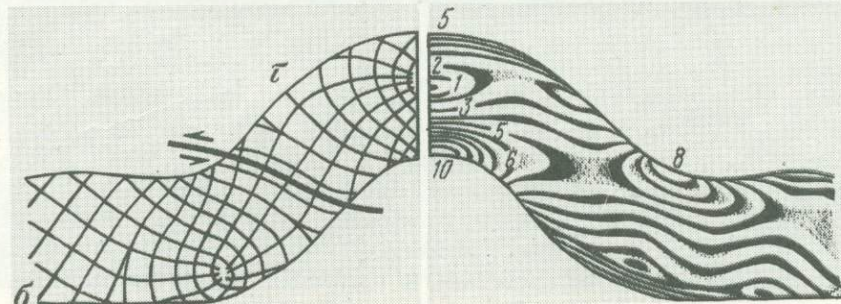
При этом характерное положение надвиговых сколов на крыльях складок в слабо уплотненных хрупко-пластичных слоях полностью отвечало направлению траекторий касательных напряжений, выявленных оптическими методами в подобной складке из упругого слоя, так же изогнутого под действием продольных усилий (рис. 2). Это указывает на возможность получения при данных методах моделирования достаточно точных характеристик динамического подобия модели и объекта в более широком интервале прочностных свойств эквивалентных материалов и горных пород.

С появлением отмеченных сколов формирование складок в нижних слоях приостанавливалось, прекращался также рост складок в верхней пачке слоев, сохранивших горизонтальное положение и подвергавшихся деформации исключительно путем скальвания. В итоге первоначальная складка, возникающая вследствие продольного изгиба, перерождалась в типичную складку скальвания. Образующиеся сколы располагались в процессе деформации слоистой толщи в виде двух диагональных систем, наклоненных под углом  $40-60^\circ$ , но обычно одно из направлений оказывалось господствующим (см. рис. 1). В целом же становится очевидным, что слоистая масса неконсолидированных осадков при сильном сжатии (до 40%) деформируется как однородное тело ("гомогенизация" слоистой толщи) (рис. 3).

Распределение напряжений в этой толще и деформаций в виде диагональных систем сколовых поверхностей приобретает характерные черты, свойственные известным случаям деформации однородных тел. Полученные данные представляются весьма важными, так как одним из доводов, привлекаемых для скептических высказываний в адрес экспериментов, из которых используются однородные материалы, обычно служит утверждение о том, что в природе наблюдается гетерогенное строение геологических объектов и что поэтому моделирование их на основе применения гомогенных



*a*



*b*

Рис. 2. Образование надвиговых сколов на крыльях складок при продольном сжатии жестко-пластичных и упругих слоев

*a* – начало дизъюнктивной стадии конседиментационного деформирования многослойной толщи при возрастании мощности модели и степени ее сжатия; *b* – прогноз надвиговых сколов по траекториям касательных напряжений (слева) и размещению изоخرом (справа) в модели складки продольного изгиба упругого слоя (по П.М. Бондаренко [1976]). Цифры – порядковые номера изоخرом

материалов несостоятельно. После проведенных опытов можно считать доказанной возможность моделирования в определенных условиях сложнопостроенных объектов именно такими материалами.

Крайней степенью подобной "гомогенизации" слоистой модели является переориентировка структурных направлений и появление пластических деформаций и течения в плоскости, перпендикулярной оси сжатия. Тенденция к этому прослеживается в изученных моделях по выполаживанию нарушений в верхней их части и по образованию надвигов в связи с ростом центральной антиклинали, а также по образованию в ядре этой складки почти вертикальных зон скальвания, согласно которым ориентируются будинированные слои.

Параллельно с моделированием сколовых нарушений в слоистой толще при сжатии ее сближающимися пластинами проводилось изучение сбросовых дислокаций, развивающихся в тыльных частях этих пластин, где, так же как и в средней части модели,

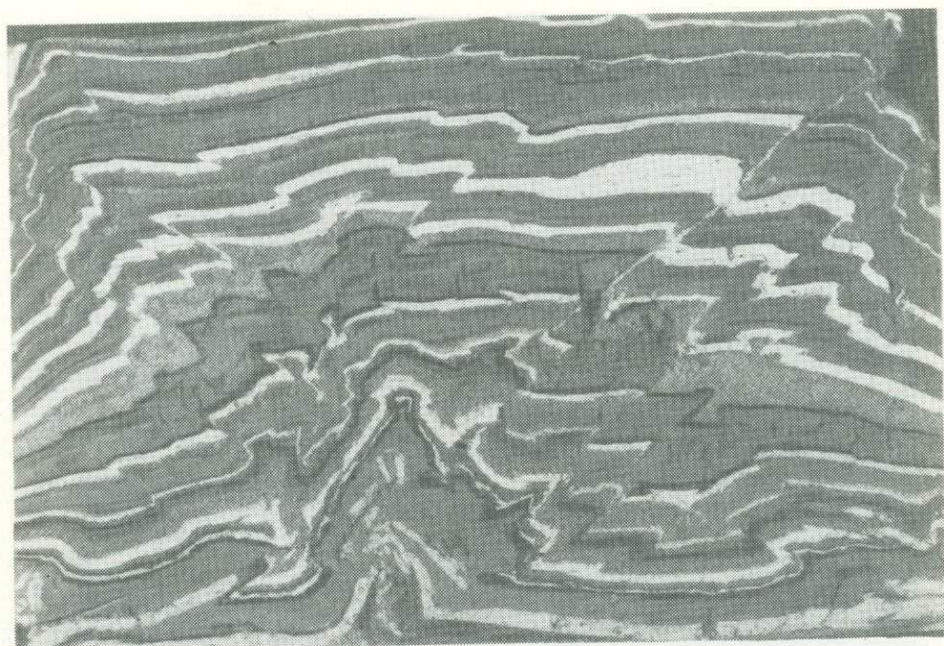


Рис. 3. Сопряженные системы трещин скалывания в конечной стадии деформации слоистой толщи продольным сжатием

накапливались осадки, выравнивающие ступенчатый рельеф, образующийся в результате непрерывного обрушения (рис. 4).

При этом выяснилось, что, несмотря на значительные наклоны "поверхностей несогласия" между нарушенными и перекрывающими их горизонтальными слоями, последующие нарушения проходят не вдоль таких поверхностей по схеме соскальзывания (слампинг), как обычно представляется, а путем нормального сбросообразования. Плоскости образующихся сбросов наклонены под углом  $65-85^\circ$ , наследуют более ранние сбросы и развиваются в слоях с момента их осадения. Послойное соскальзывание имеет подчиненное развитие и возникает на последних стадиях в верхних слоях, вызывая в них серии мелких пологих сбросов, не распространяющихся на глубину.

Следующий эксперимент выполнен с целью проследить процесс образования дислокаций в осадочной толще прогиба при ее погружении в зону сжатия и сокращении площади (поверхности) осадков с глубиной. В отличие от предыдущей модели толщи, сжимаемой двумя пластинами по всей мощности, вследствие чего осаждаемые в последующем слои оказывались короче предыдущих, все слои этой модели первоначально имели одинаковую протяженность до входа в зону сжатия. Последняя моделировалась клиновидным сужением ограничений бассейна с обеих сторон — наклонными пластинами. Погружение толщи происходило под действием нарастающего веса осадков и регулировалось подвижной поддержкой в виде балластного слоя из зернистого материала, размещенного на эластичном баллоне, наполненном водой. Выпуск воды из сжатого баллона производился в соответствии с требуемыми интервалами и скоростью погружения. В среднем это отвечало, как и в предыдущем опыте, скорости осадения очередного слоя  $0,1-0,2$  мм в минуту, обеспечивая компенсирование погружения одних слоев накоплением других.

В результате проведенного опыта выявлено, что продольное сжатие слоев с глубиной приводит к широкому развитию обратных сбросов (нависающих над сброшенным крылом). Системы этих сбросов располагаются симметрично относительно вертикальной оси прогиба и, попарно сопрягаясь снизу вверх, последовательно выкалывают клиновидные блоки, опускающиеся затем вниз (рис. 5). В итоге при опускании клиньев

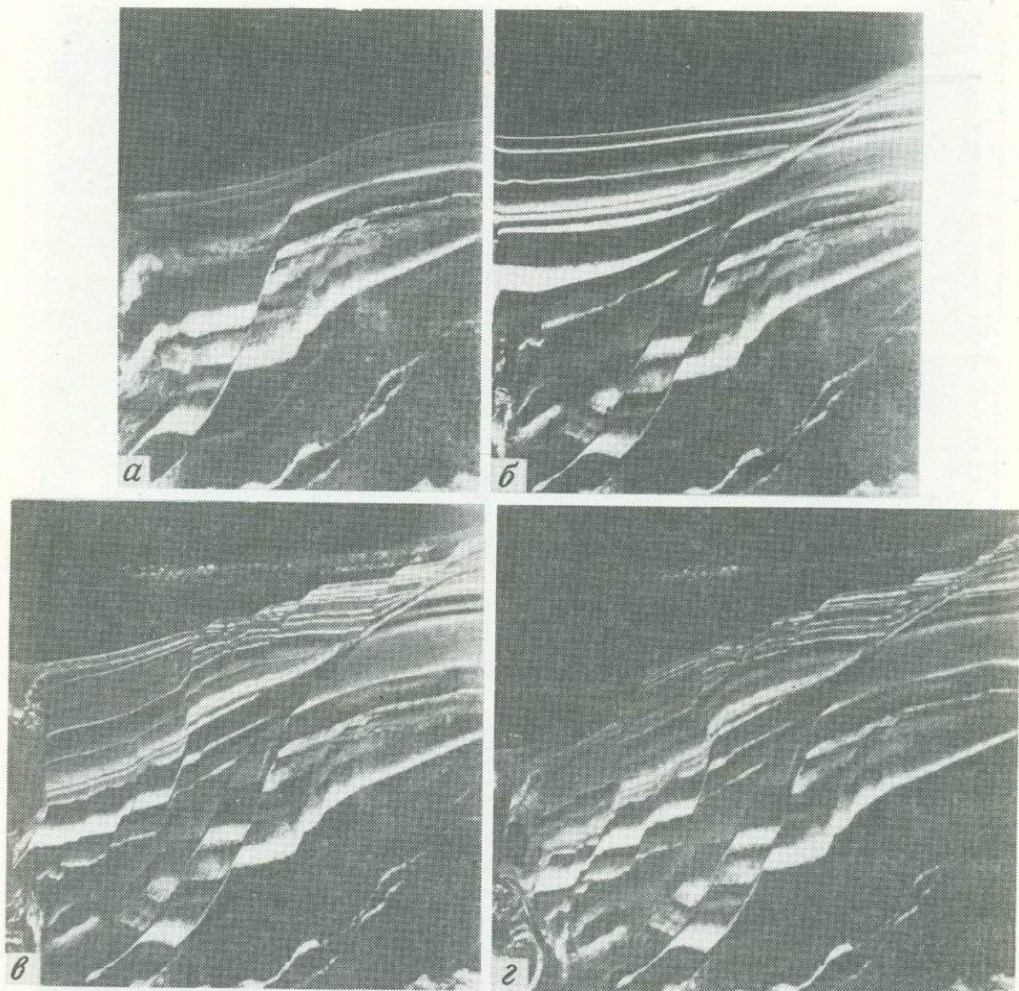


Рис. 4. Развитие сбросов при обрушении крутых подводных склонов вследствие расхождения крупных разрывов или разрыва (подводные каньоны, рифтовые трог). После каждой стадии обрушения (а-г) происходит выравнивание ступенчатого рельефа осадками и унаследованное развитие новых сбросов

по нескольким (шести) парам крупных сбросов общая мощность толщи в центре прогиба, как за счет выкальвания, так и за счет большей мощности накопленных осадков в пониженных участках, возросла до 195 мм (на 40%) против 140 мм на недислоцированных крыльях.

Общий симметричный рисунок сбросов, развивающихся по типу сколовых дислокаций при сжатии, увеличивающемся с глубиной, строго соответствует размещению траекторий касательных напряжений в оптической модели изотропного упругого блока в виде трапеции при его сжатии с боков в области клиновидного сужения (рис. 6). Сравнение моделей, выполненных разными методами для материалов, различных по механическим свойствам, показывает, что прогнозирование направления дислокаций по данным оптического моделирования на упругих материалах (что выполнялось нами для многих видов деформационных структур) вполне правомерно для простых схем нагружения моделей из других материалов.

Наклон сбросов отмеченных систем с удалением от оси прогиба увеличивается, и они постепенно становятся вертикальными. Среднее расстояние между сбросами

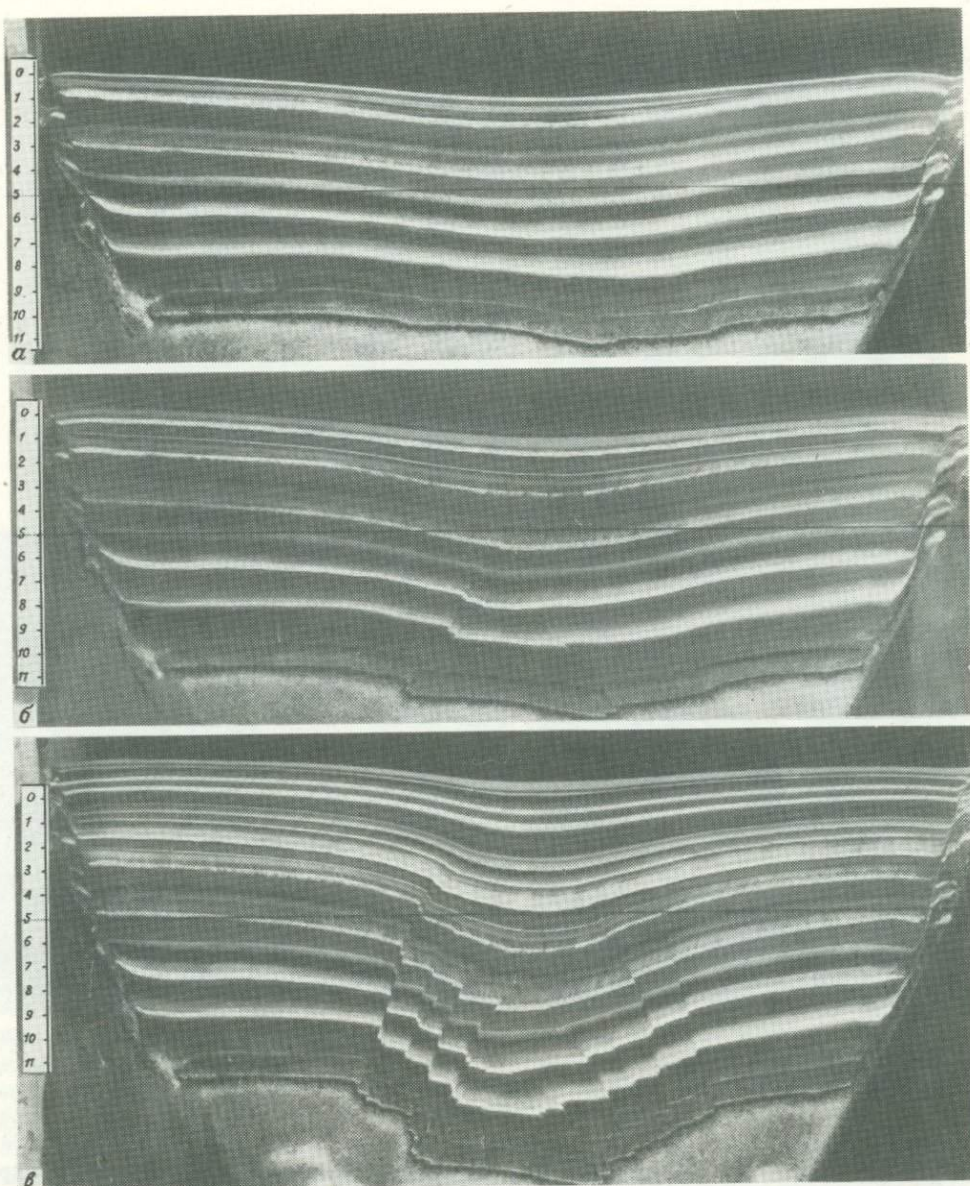


Рис. 5. Модель конседиментационных дислокаций в прогибе при погружении слоистой толщи в зону сжатия

*а* — начальная стадия; *б* — заложение обратных сбросов в ядре прогиба; *в* — завершение формирования сбросовой структуры ядра прогиба; *г* — образование внешних вертикальных сбросов и поверхностных грабенов (слева сверху)

(1,2–1,7 см) примерно равно 0,1 ширины дислокационной зоны (150 мм) на уровне подошвы ненарушенных крыльев.

Наибольшей протяженности (на всю мощность осадков) достигают сбросы, направления которых пересекаются на ненагруженной поверхности осадочной толщи. На рис. 6 (14-я стадия эксперимента) из такой пары сбросов более развит правый, пересекающий самые верхние совершенно неконсолидированные слои.

Крутые сбросы, развитые на внешних сторонах клина, выкальываемого наибольшими сбросами, смыкаются с нормальными сбросами, берущими начало с поверхностных

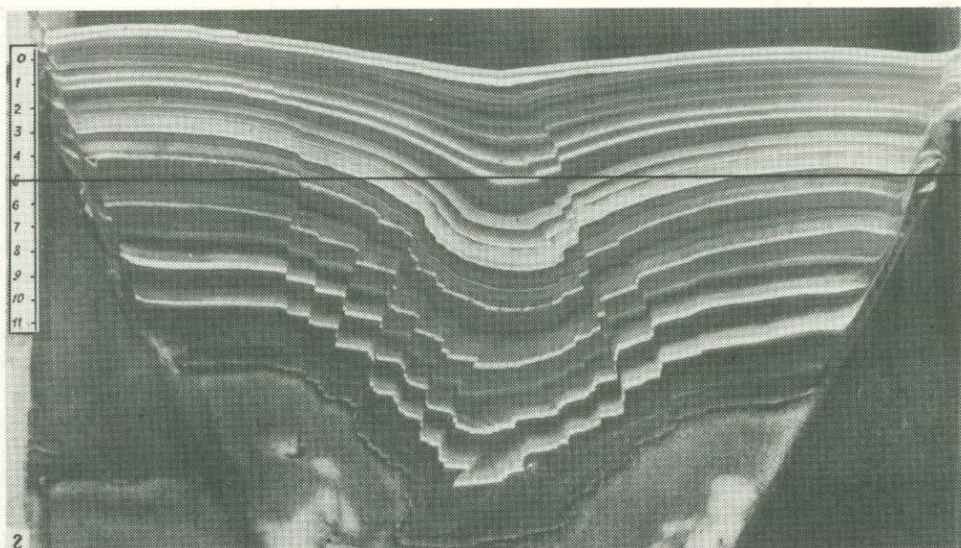


Рис. 5 (окончание)

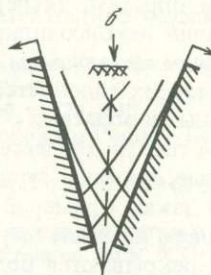
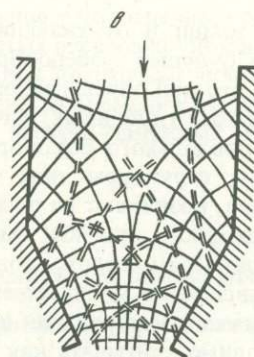
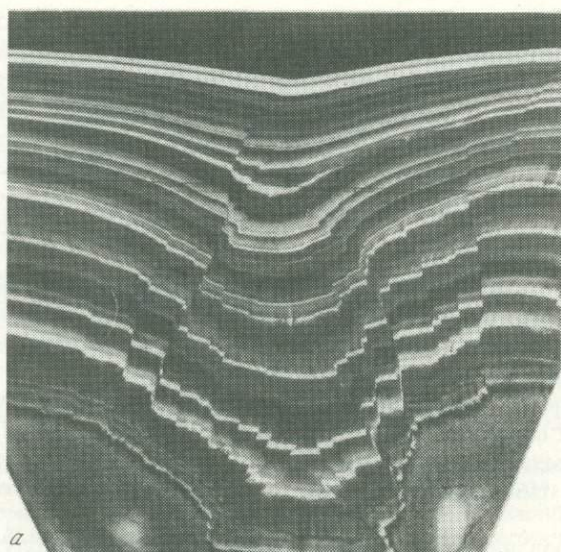


Рис. 6. Размещение систем сколовых дислокаций, образующихся при погружении и сжатии слоев, жестко-упругих в нижней части и водонасыщенных, пластичных – в верхней

*a* – модель; *б* – линии скольжения при течении пластичной массы между наклонными пластинами (по А. Надаи 1969 г); *в* – распределение нормальных (сплошные линии) и касательных (пунктир) напряжений в блоке упругого оптически активного материала (желатин) при аналогичном случае нагружения (эксперимент).

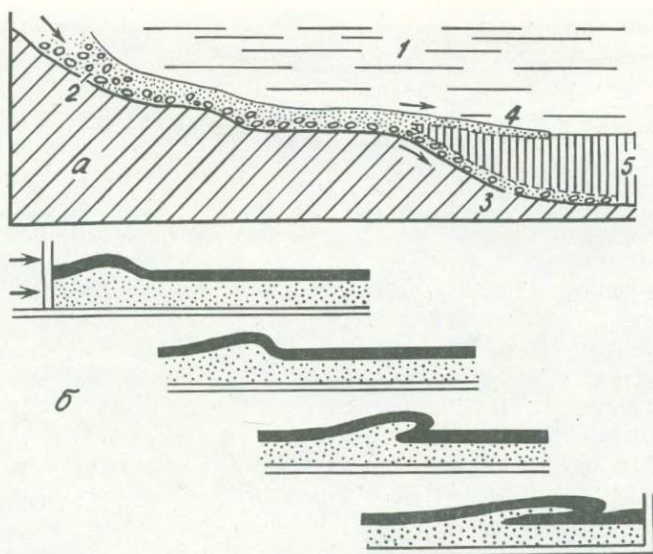


Рис. 7. Модели конседиментационных структур, возникающих в результате действия мутьевых потоков (а) и импульсных нагрузок (б)

а — плотностное расслоение грубообломочного мутьевого потока (2) под водой (1) с погружением тяжелой фракции (3) вдоль подошвы неконсолидированных осадков (5) и их перекрытием легкой фракцией (4). Эксперимент. Масштаб 1:5. б — прохождение волны, возбужденной продольным толчком в неконсолидированном слоистом осадке с образованием лежащей складки

слоев толщи и отражающими, по-видимому, начальные стадии развития сбросовых бортов будущей грабенообразной депрессии. Таким образом, по данным эксперимента видно, что при определенной схеме нагружения, определяющей тип прогибания, в зависимости от глубинных источников тектонических движений (разуплотнение, разгрузка от продольного бокового сжатия при оттоке масс снизу) поверхностные дислокационные структуры типа нормальных сбросов, ограничивающих борта широких грабенов, возникают на последних стадиях формирования компенсированного конседиментационного прогиба, имеющего в глубинных зонах совершенно иную по морфологии и размерам дислокационную структуру.

Приведенные количественные характеристики развития дислокаций и общие черты механизма формирования прогибов над зонами оттока и разуплотнения, по-видимому, необходимо учитывать как в тектонических построениях, так и в практических целях при нефтепоисковых прогнозах в пределах рифтогенных прогибов.

Таким образом, экспериментальным путем выявлен ряд интересных особенностей деформации неконсолидированных осадков. Главная из них состоит в том, что наряду с известным механизмом соскальзывания и оползания слоев в них происходит образование четких плоскостей скалывания надвигового типа, а также формирование серий нормальных и обратных сбросов.

Кроме того, в процессе моделирования конседиментационных дислокаций получены интересные примеры структурного отражения быстрого перемещения осадочных масс. Один из таких примеров — результат погружения плотной части мутьевого потока, скользящего по жесткому склону, под рыхлые более древние осадки, которые одновременно перекрываются более легким слоем того же потока (рис. 7, а). Подобным расслоением суспензионных потоков можно, по-видимому, объяснить нередко встречающиеся в разрезах слоистых толщ нарушения литологической ритмичности и фациального положения слоев, а также их возрастной последовательности, устанавливаемой по аллохтонным органическим остаткам.

Другим примером иллюстрируется способ образования и прохождения волн в верх-

нем слое неконсолидированных осадков под действием импульсной нагрузки, сравнимой с эффектом сейсмических толчков, вулканических эксплозий и других подводных волнообразующих явлений. Возникшая при продольной нагрузке слоя волна (складка) превышает в 2–3 раза мощность верхнего слоя и продвигается в нем со скоростью 0,5–1 м/с без взмучивания с сохранением внутренней структуры слоя и четкой границы раздела вода – осадок. При этом отмечается последовательная трансформация симметричной складки (волны) под действием донного трения в опрокинутую по ходу движения складку с образованием в конце пути лежачей складки, перекрывающей нормально залегающий слой того же состава (рис. 7, б). Ориентировка подобных складчатых структур может иметь диагностическое значение при восстановлении направления резкого смещения донных осадков, вызванного импульсно-волновыми явлениями. Такие складки следует, по-видимому, отличать от сходных по форме складок, имеющих оползневую природу и опрокидывающихся, как показала З.А. Мишунина [1951], в сторону, противоположную движению слоя вследствие более быстрого перемещения нижних уплотненных частей слоя и отставания верхних менее плотных его частей.

В целом приведенные результаты экспериментов по моделированию конседиментационных дислокаций указывают на несомненную перспективность развития этого направления при решении сложных задач по выяснению пространственных и временных соотношений между дислокационными структурами в процессе эволюции земной коры.

Важное преимущество такого направления перед другими состоит в том, что с его применением может быть достигнуто максимальное приближение условий деформации модели к природным по основным параметрам динамического подобия. Во-первых, испытываемые модели сплошных толщ не приготавливаются заранее в полном объеме, как при других методах, а образуются подобно осадочным породам в процессе нагружения, проходят аналогичную структурную историю: осаждение → уплотнение → расслаивание. Во-вторых, осаждаемые из водных песчано-глинистых суспензий слои в заданных условиях эксперимента могут приобретать близкие или идентичные природным образованиям деформационные свойства, поскольку весь ряд современных кластогенных отложений также представлен в общем вариациями песчано-глинистых осадков и переходных разностей между ними.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 404 с.
- Архангельский А.Д.* Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1930, № 1/2, с. 32–80.
- Бондаренко П.М.* Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 119 с.
- Вассоевич Н.Б., Коротков С.Т.* К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценую эпоху на Северном Кавказе (в Майкопском округе). – Тр. НГРИ. Сер. А, 1935, вып. 52. 47 с.
- Гнибиденко Г.С., Быкова Т.Г., Веселов О.В.* Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба. М.: Наука, 1980. 179 с.
- Горностаев Н.Н.* Внутриформационные нарушения, вызываемые подводным скольжением и тектоническими процессами. – Изв. Сиб. отд. Геолкома, 1925, т. 5, вып. 2. 43 с.
- Гроссгейм В.А.* Донные течения и тектоника. – Сов. геология, 1965, № 9, с. 124–130.
- Зуев Ю.Н.* К методике палеотектонического анализа антиклиналей переходного типа. – Нефть, геология и геофизика, 1966, № 10, с. 46–49.
- Иванов А.А.* Подводные оползни в пермских отложениях Урала. – Изв. Гл. геол.-развед. упр., 1931, вып. 36.
- Казимиров Д.А., Каледа Г.А., Лукина Н.В.* и др. Экспериментальное изучение некоторых вопросов механизма складкообразования. – В кн.: Деформация пород и тектоника. МГК. XXII сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1964, с. 116–127.
- Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.
- Кьюррей Д.Б.* Образование грабенов на соляных куполах в условиях совместного проявления процессов осадконакопления и деформации. – В кн.: Вопросы экспериментальной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 137–159.
- Лизс К.* Структурная геология. М.: ОНТИ, 1935. 284 с.
- Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 274 с.

- Мишунина З.А. О направлении движения осадков в древних подводных оползнях. — Докл. АН СССР, 1950, т. 70, № 4, с. 619—694.
- Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел/Пер. с англ. М.: Изд-во Иностран. лит., 1954. 648 с.
- Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.; Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1933. 303 с.
- Никифоров Л.Г., Самойлова А.А. Экспериментальное исследование роста положительных тектонических структур в зоне морского мелководья. — Сов. геология, 1967, № 7, с. 126—133.
- Симоненко А.Н. Типы локальных структур Каганского района и методика их изучения. — Нефть. геология и геофизика, 1963, № 12, с. 6—11.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4, с. 26—44.
- Холодов В.Н., Комарова Г.В., Кондратьева И.А. О влиянии конседиментационной складчатости на процессы карбонатообразования с развитием антиклинальных структур. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 4, с. 33—43.
- Шатский Н.С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (советский Дагестан). М., 1929. 284 с. (Тр. ГИН. АН СССР, Вып. 4).
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М.: Изд-во иностран. лит., 1950. 564 с.
- Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: ОГИЗ, 1948. 222 с.
- Daly R.A. Origin of submarine canyons. — Amer. J. Sci., 1936, vol. 31, p. 401—420.
- Fairbridge R.W. Submarine slumping and location of oil bodies. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1946, vol. 30, p. 1—84.
- Hahn F.F. Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls (Nord Amerika) und ihr Verhältniss zu ähnlichen Störungsbildern. — Neues Jb. Miner., Geol. und Paläontol., 1913, Bd. 36, S. 1—40.
- Heim A. Über rezent und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. — Neues Jb. Miner., Geol. und Paläontol., 1908, Bd. 11, S. 137—157.
- Kuenen Ph.H. Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. — Leidsche geol. meded., 1937, vol. 8, p. 327—335.
- Kuenen Ph.H. Marine geology. N.Y.: Wiley, 1950. 568 p.
- Kuenen Ph.H. Experiment in geology. Glasgow, 1958. 28 p. (Trans. Geol. Soc. Glasgow; Vol. 23).
- Miller W.J. Intraformational corrugated rocks. J. Geol., 1922, vol. 30, N 7, p. 587—610.
- Nevin C.M. Principles of structural geology. N.Y., 1942. 348 p.
- Retzger R.E. Experiments on soft rock deformation. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1935, vol. 19, N 2, p. 271—292.
- Schaffer F.X. Ueber subaquatische Rutschungen. — Cbl. Miner., 1916, N 1.
- Schaffer F.X. Untermeerische Canyons.-Zentr.-Bl., Abt. B, 1941, N 24, S. 98—99.
- Shepard F.P. Submarine geology. N.Y.: Harper, 1948. 348 p.

УДК 551.24.035+551.24.02+550.348.64

Д.Н. Осокина

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ С ПОМОЩЬЮ ПОЛЯРИЗАЦИОННО-ОПТИЧЕСКОГО МЕТОДА И ЕГО ПРИМЕНЕНИЕ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ТЕКТониКИ И ТЕКТОНОФИЗИКИ

Знание напряженного состояния литосферы необходимо для решения ряда важнейших теоретических и практических вопросов тектоники, геофизики и горного дела. Оно необходимо для установления механизмов деформирования участков коры, для характеристики современных геодинамических процессов, для поиска и разведки полезных ископаемых, для повышения эффективности горных работ, для прогноза землетрясений. Поэтому моделирование тектонических полей напряжений, дающее наряду с теоретическими исследованиями наиболее эффективные возможности их количественного изучения, является одним из важных разделов экспериментальной тектоники и тектонофизики. Создание, развитие и использование этого метода осуществлялось в работах советских исследователей М.В. Гзовского, И.В. Лучицкого, В.А. Королева и их учеников и сотрудников.

Поляризационно-оптический метод является одним из наиболее разработанных, простых и эффективных среди экспериментальных методов исследования напряжений.

Он основан на обнаруженной в 1816 г. Д. Брюстером способности прозрачных материалов приобретать под действием механической нагрузки свойство двойного лучепреломления. Экспериментально установлен закон Вертгейма, согласно которому при упругом деформировании изотропных моделей, напряжения в которых распределены равномерно на пути просвечивания, величина разности хода пропорциональна разности главных напряжений, а направления осей поляризации совпадают с направлениями главных напряжений.

Получаемые в эксперименте картины изохром и изоклин позволяют определить в каждой точке величину разности главных напряжений и их ориентацию; по этим данным можно с помощью специальных аналитических или графических методов определить величину каждого из главных напряжений. Таким образом, поляризационно-оптический метод позволяет полностью охарактеризовать напряженное состояние модели [Кокер, Файлон, 1936; Пригоровский, 1947; Фрохт, 1948, 1950; Трумбачев, Молодцова, 1963; Дюрелли, Райли, 1970; Александров, Ахметзянов, 1973, Метод фотоупругости, 1975 и др.].

В истории поляризационно-оптического метода можно выделить несколько этапов. В вышедшем под редакцией Г.Л. Хесина трехтомнике "Метод фотоупругости" [1975] эти этапы выделяются следующим образом.

Первый этап (с 1816 по 1911 г.) — физические исследования явления двойного лучепреломления, проводившиеся рядом известных физиков (Дж. Нейман, Дж.К. Максвелл, О.Ж. Френель).

Второй этап (с 1911 по 1936 г.) — период развития метода для решения плоской задачи теории упругости.

Третий этап (с 1936 по 1950 г.) — этап развития статической объемной фотоупругости, метода для изучения напряжений в трехмерных моделях при действии в них статических нагрузок, и метода замораживания.

Четвертый этап (с 1950 г. по настоящее время) отличается новыми направлениями поляризационно-оптического метода, такими как фотопластичность, фотовязкость, фотоползучесть, динамическая фотоупругость, термофотоупругость, метод оптически-чувствительных покрытий. Возникают новые виды исследований, в частности моделирование разрушения, внедряются новые методы измерений (голография), автоматизация измерений с выводом данных на ЭВМ, активно разрабатываются новые материалы.

Что касается областей применения, то в течение второго и третьего этапов поляризационно-оптический метод использовался преимущественно в машиноведении, строительной механике и в горном деле [Пригоровский, 1947; Цимбаревич, 1948; Трумбачев, Молодцова, 1963; Метод фотоупругости, 1975 и др.]. С 50-х годов началось все более широкое его использование в других областях науки и техники, в том числе в тектонике. На Всесоюзном совещании "Фотоупругость 1979" было видно, что метод, помимо тектоники, стал широко применяться для решения задач динамики, реологии, разрушения и даже задач биомеханики [Фотоупругость, 1979].

В решение задач тектоники и тектонофизики поляризационно-оптический метод был внедрен М.В. Гзовским и И.В. Лучицким с сотрудниками. Применение его для решения вопросов тектоники проводилось в работах М.В. Гзовского, И.В. Лучицкого, В.А. Королева, Д.Н. Осокиной, П.М. Бондаренко, Ш.Д. Фатхуллаева, И.М. Кузнецовой, А.М. Сычовой-Михайловой, Н.Ю. Цветковой; В.Д. Парфенова, Л.А. Черкашина, Л.А. Смирнова, О.И. Гущенко, Т. Игамназарова, В.И. Лыкова, В.А. Петрова, А.А. Никонова, Ж. Кюри, Г. Патнода, Р. Трампа, Д. Робертса, К.Э. Стромгарда и др.

В настоящей статье делается попытка дать краткий обзор основных направлений и результатов исследований в области моделирования тектонических полей напряжений и их применения в тектонике и тектонофизике. Ограниченность объема статьи не позволяет остановиться на всех работах и приводит к вынужденной неравномерности в изложении материала.

Моделирование тектонических полей напряжений с использованием поляризационно-оптического метода было начато М.В. Гзовским в 1953 г. В 1954 г. вышли в свет две

его статьи: "Тектонические поля напряжений" и "Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов" [Гзовский, 1954а, б]. В этих и ряде последующих работ [Гзовский, 1960а, б, 1963, 1970, 1971, 1975; Гзовский, Осокина, 1960; Гзовский и др., 1960; и др.] были изложены представления о тектонических полях напряжений, введен этот термин, обобщены доказательства их существования и сформулированы задачи моделирования этих полей в связи с проблемами тектоники и тектонофизики. Начиная с 1953 г. М.В. Гзовский стал проводить моделирование полей напряжений в складках поперечного изгиба и одновременно начал разрабатывать физические основы и методологию поляризационно-оптического моделирования тектонических полей напряжений.

Ввиду существенного отличия условий, в которых развиваются тектонические деформации, от условий деформирования технических объектов и конструкций, исследовавшихся ранее поляризационно-оптическим методом, внедрение этого метода в тектонику и тектонофизику потребовало проведения значительного объема специальных методологических и методических исследований, а также аппаратных разработок. Эти исследования и разработки проводились М.В. Гзовским и Д.Н. Осокиной с сотрудниками (а позднее 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 были рассмотрены основные принципы моделирования тектонических полей напряжений; проведены разработка и анализ условий подобия, обобщение имевшихся к тому времени данных о механических свойствах горных пород, а также сделан расчет требуемых свойств эквивалентных материалов [Гзовский, 1954б, 1960а, 1963, 1975].

М.В. Гзовским и Д.Н. Осокиной были созданы новые упругие и неупругие оптически чувствительные материалы (гели ацетата целлюлозы, растворы этилцеллюлозы) и приборы для их изучения, исследованы реологические и поляризационно-оптические свойства этих материалов и применявшихся ранее студней желатины [Гзовский, 1960а, 1963, 1975; Осокина, 1960, 1963; Осокина, Гембицкий, 1962; Осокина и др., 1963]. Применительно к задачам тектоники была развита методика изучения напряжений в упругих моделях, впервые разработана методология изучения напряжений в моделях из неупругих (высоковязких) материалов и проведены эксперименты по изучению напряжений, явившиеся одними из первых применений метода фотовязкости в фотомеханике и первым — в тектонике [Гзовский, 1954б, 1960а, 1963, 1975; Гзовский, Осокина, 1960; Гзовский и др., 1960; Осокина, 1960, 1963; Осокина, Гембицкий, 1962].

Обе эти методики были использованы М.В. Гзовским для изучения полей напряжений, возникающих при образовании ряда тектонических структур: различных вариантов складок поперечного изгиба, складок продольного расплющивания, зон сдвига, разрывов различной морфологии и некоторых других.

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ В СКЛАДКАХ И ДРУГИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ

Исследования напряженного состояния в складках поперечного изгиба изложены в ряде работ М.В. Гзовского с сотрудниками [Гзовский, 1954б, 1960а, б, 1963, 1975 и др.; Гзовский, Осокина, 1960; Гзовский и др., 1960; Осокина, 1963].

М.В. Гзовский исследовал поля напряжений в складках поперечного изгиба для широкого диапазона изменения их геометрических параметров и ряда физических факторов. Для складок в однородной упругой толще он изучил влияние соотношения мощности слоя и ширины штампа, проанализировал влияние на поле напряжений в складке таких важных факторов, как слоистость и соотношение модулей упругости слоя складки и штампа. Наконец им с Д.Н. Осокиной и И.М. Кузнецовой впервые было изучено поле напряжений в модели складки (поперечного изгиба), образующейся в вязкопластичной толще — однородной или двухслойной [Гзовский и др., 1960; Гзовский, Осокина, 1960; и др.].

Некоторые из этих результатов показаны на рис. 1. Основные особенности поля напряжений  $\tau_{\max}^1$  складки поперечного изгиба — это возникновение двух главных максимумов в нижней части крыльев складки (у краев штампа) и одного или двух второстепенных максимумов в верхней части складки, а также участка с повышенным всесторонним сжатием над штампом. Картина траекторий главных напряжений в этом случае достаточно проста: траектории  $\sigma_3$  над штампом ориентированы веерообразно и поперек слоя, а траектории  $\sigma_1$  близки к контуру слоя<sup>2</sup>. При данном поле напряжений на сводах складок сверху вниз должны разрастаться сбросы, а на крыльях снизу вверх — взбросы.

В рассматриваемых работах было показано, что наличие слоистости приводит к ослаблению максимума напряжений на крыльях и усилению напряжений в осевой части слоев. Уменьшение мощности слоя ведет к раздвоению максимума напряжений на своде. Переход к мягкому штампу снимает концентрацию напряжений в углах штампа, использование вязкого материала приводит к исчезновению максимума напряжений на своде.

Интересно отметить, что выполненные существенно позже [Григорьев и др. 1979] теоретические расчеты поля напряжений в такой складке подтвердили результаты моделирования, в том числе расположение над поднимающимся штампом ограниченной области, где оба главных напряжения — сжимающие, а выше нее эти напряжения имеют разные знаки.

Исследования полей напряжений в складках продольного расплющивания при наличии трения на подошве однородного упругого слоя выполнили М.В. Гзовский и О.А. Альпова [Гзовский, 1963, 1975]. На начальном этапе роста складок траектории  $\sigma_3$  были направлены практически вдоль слоя. На более поздних этапах становится существенным трение на подошве, и траектории  $\sigma_3$  и  $\sigma_1$  подходят к ней под острыми углами. Напряжения  $\tau_{\max}$  относительно понижены у подошвы слоя и у его поверхности, а также в своде складки; область действия наиболее высоких напряжений располагается в нижней части складки.

М.В. Гзовский изучал поля напряжений в складках в связи с исследованием условий формирования их различных морфологических типов, а также для прогнозирования распределения деформаций и разрывов внутри складок и выявления таких их участков, которые могли бы быть наиболее благоприятными для формирования рудных тел. Следует отметить, что М.В. Гзовский впервые использовал результаты моделирования полей напряжений складок для решения важной задачи тектонофизики: установления механизма формирования крупных антиклиналей в пределах исследованного им Байджансайского антиклинория [Гзовский, 1954а, б, 1960а, б, 1963, 1975 и др.].

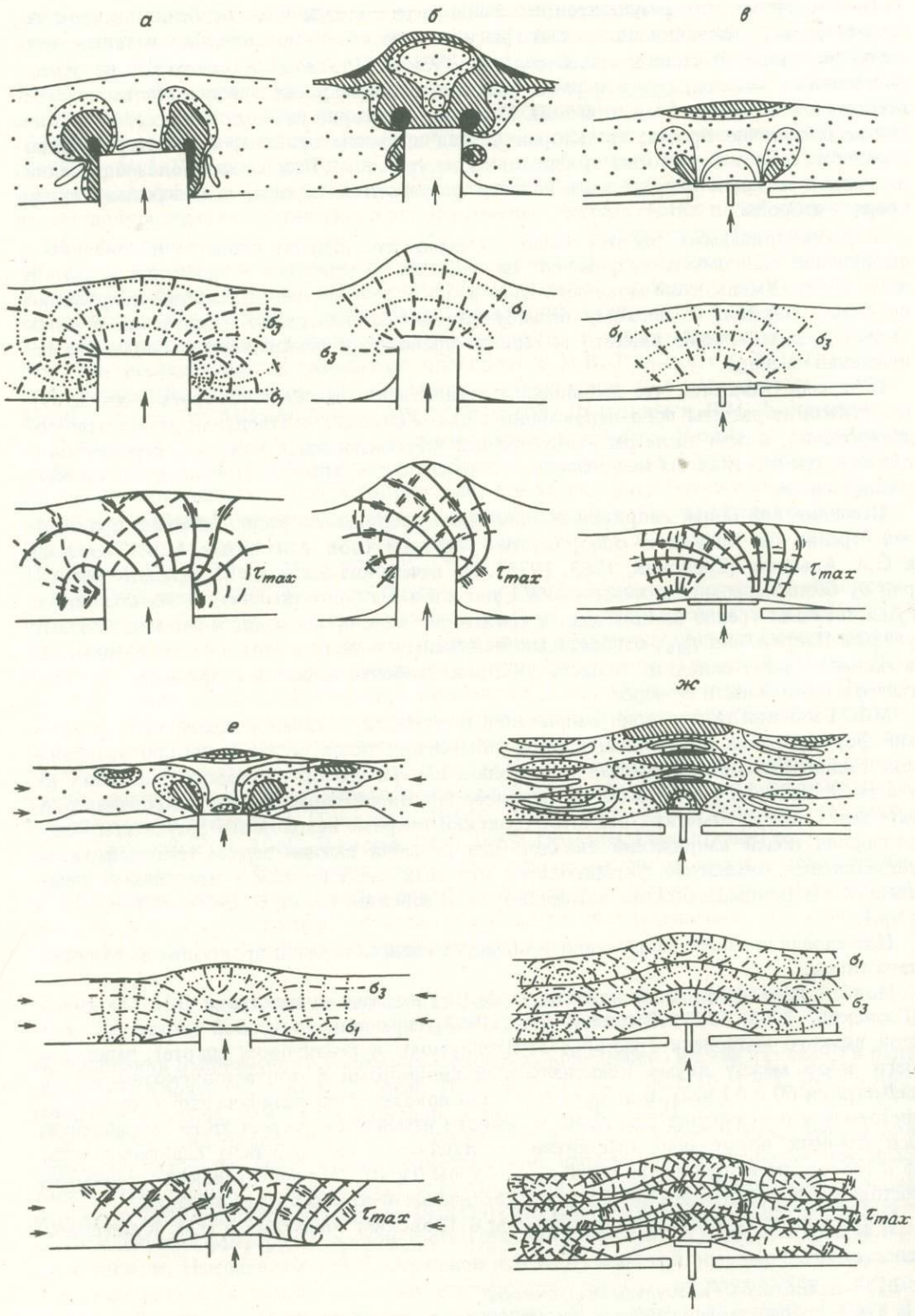
Исследования полей напряжений в областях сдвига были проведены на моделях двух типов.

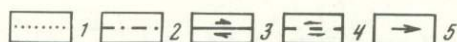
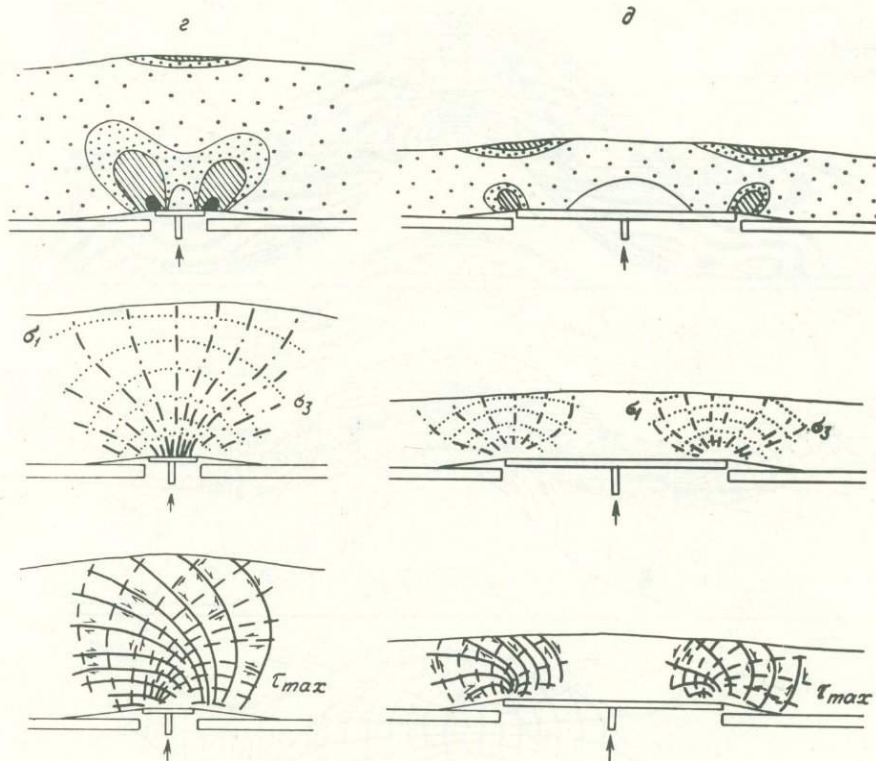
Модели первого типа, исследованные М.В. Гзовским совместно с Д.Н. Осокиной [Гзовский, 1963, 1975; Осокина, 1960, 1963], представляли собой тонкий (1 мм) слой вязкого материала (раствора этилцеллюлозы в бензиловом спирте), заполнявшего зазор между двумя коаксиальными цилиндрами фотопластовискозиметра (с диаметрами 60 и 62 мм). В этом случае было показано, что величина напряжений  $\tau_{\max}$  постоянна в направлении сдвига и немного изменяется вкост этого направления. Оси главных нормальных напряжений составляли с направлением сдвига углы 45 и 135°, а траектории напряжений  $\tau_{\max}$  — углы 0 и 90°. Эта ориентировка сохранялась постоянной при неограниченно большом увеличении необратимой деформации.

Модели второго типа, исследованные М.В. Гзовским совместно с И.М. Кузнецовой

<sup>1</sup>  $\tau_{\max}$  — максимальные касательные напряжения.

<sup>2</sup>  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  — соответственно алгебраически наибольшее и наименьшее главные нормальные напряжения в плоскости модели. Эти же обозначения выдерживаются далее в тексте и на рисунках.





| Цвет и его порядок | Обозначение цвета | 30%-ный раствор этилцеллюлозы |                                | 30%-ный раствор желатинны   |                                |
|--------------------|-------------------|-------------------------------|--------------------------------|-----------------------------|--------------------------------|
|                    |                   | $\tau_{max}, \text{Г/см}^2$   | $\tau_{max}, \text{отн. вел.}$ | $\tau_{max}, \text{Г/см}^2$ | $\tau_{max}, \text{отн. вел.}$ |
| Серый              |                   |                               |                                |                             |                                |
| Желтый I           |                   |                               |                                |                             |                                |
| Красный I          |                   | 3,3                           | 0,66                           | 12,0                        | 0,8                            |
| Зеленый II         |                   | 5,0                           | 1,00                           | 15,0                        | 1,0                            |
| Желтый II          |                   | 6,2                           | 1,24                           | 17,0                        | 1,2                            |
| Красный II         |                   | 7,6                           | 1,52                           | 24,0                        | 1,6                            |
| Зеленый III        |                   | 10,2                          | 2,04                           | 30,0                        | 2,0                            |
| Желтый III         |                   | 11,3                          | 2,26                           | 34,5                        | 2,3                            |
| Красный III        |                   | 12,7                          | 2,54                           | 37,5                        | 2,5                            |

Рис. 1. Напряженное состояние моделей складок поперечного изгиба [Гзовский, 1960б, 1963, 1975; Гзовский и др., 1960]

а-ж — распределение напряжений в моделях (при уменьшении моделей в  $10^5$  раз): а — неупругая (вязкая) модель из 30%-ного раствора этилцеллюлозы в бензиловом спирте [Гзовский и др., 1960; Гзовский, 1963; Осокина, 1963], б-ж — упругие модели из 30%-ных желатиновых студий [Гзовский, 1960 б; 1963; 1975]. Дана динамооптическая таблица для сопоставления интерференционных окрасок с величиной напряжений

1, 2 — траектории алгебраически максимальных  $\sigma_1$  и минимальных  $\sigma_3$  главных напряжений в плоскости модели; 3, 4 — траектории правых и левых максимальных касательных напряжений  $\tau_{max}$ ; 5 — активные усилия

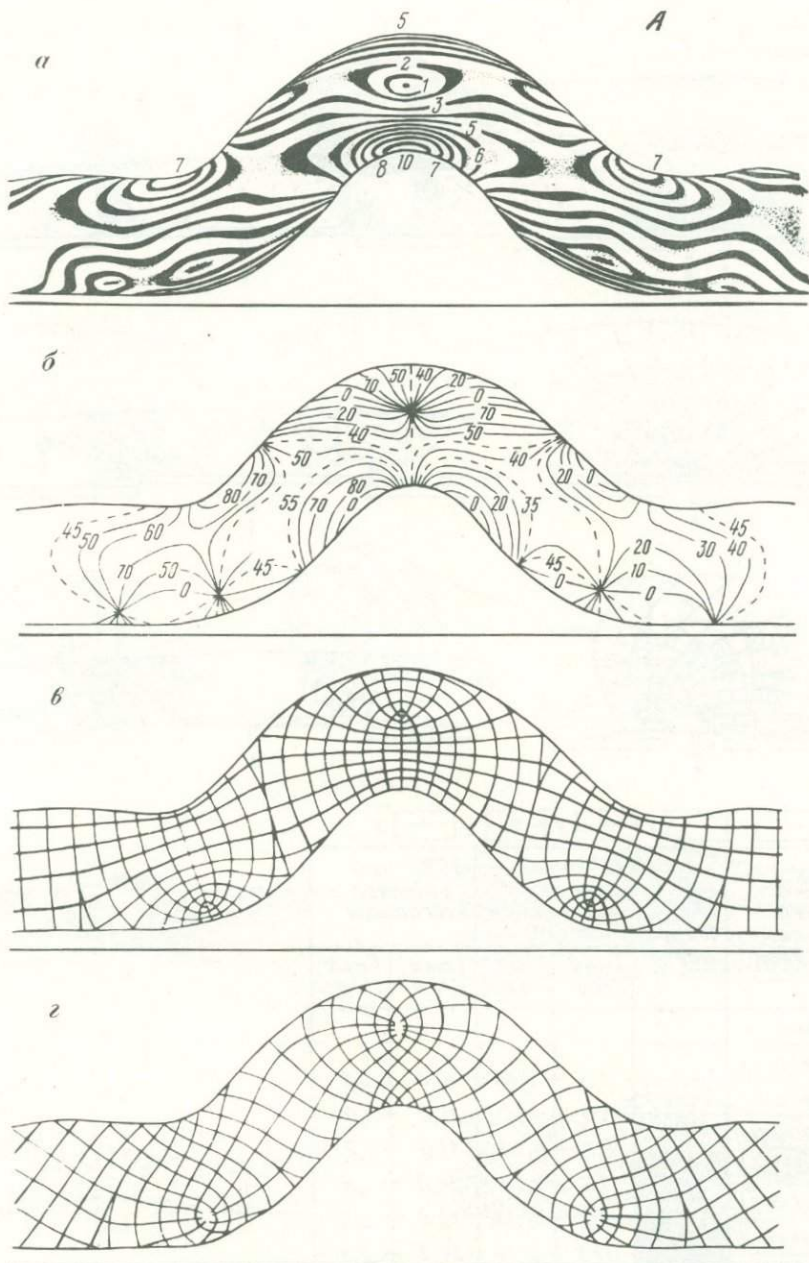
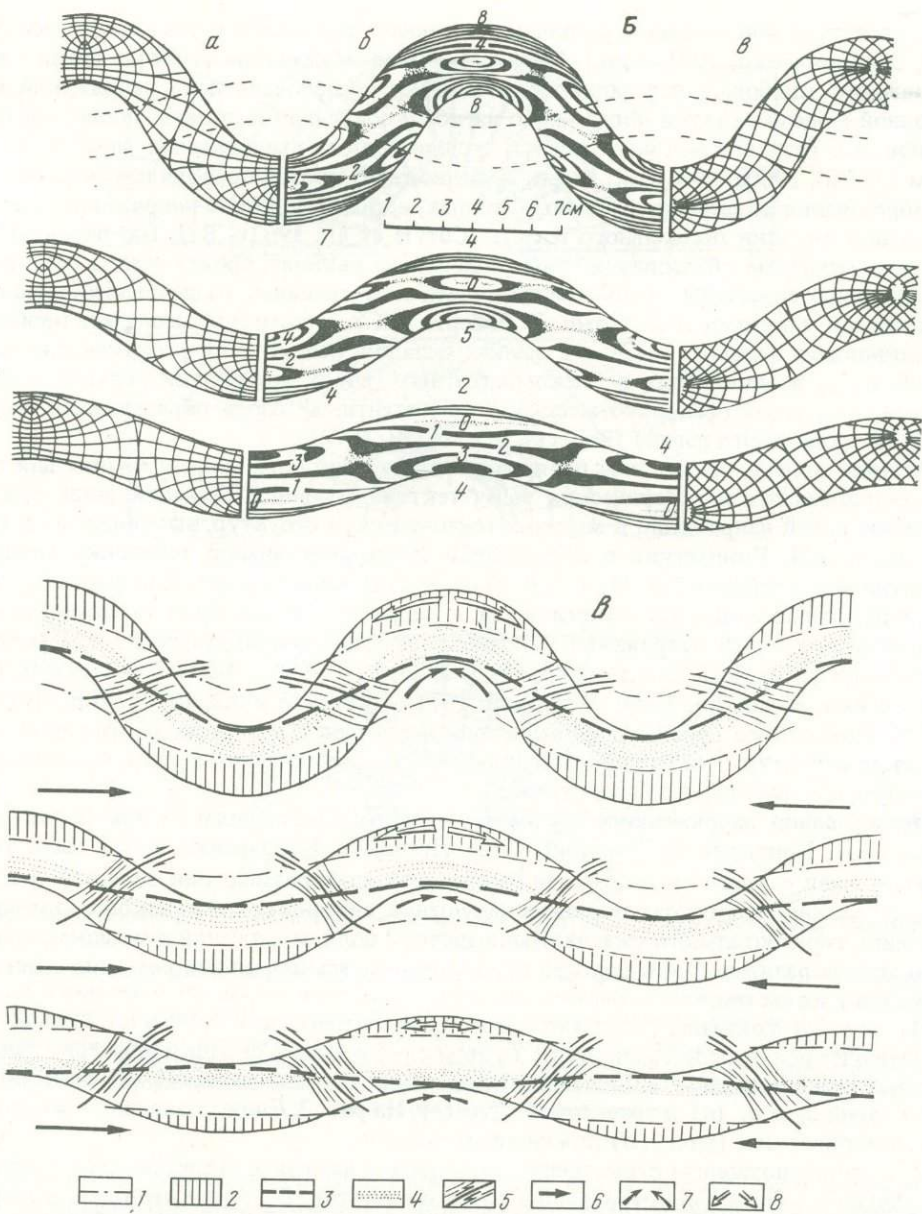


Рис. 2. Напряженное состояние моделей складок продольного изгиба [Бондаренко 1969, 1976 Бондаренко, Лучицкий, 1969; Лучицкий, Бондаренко 1973]

*A* — распределение напряжений в упругой модели симметричной складки продольного изгиба: *a* — картина изохром, *б* — положение изоклин, *в* — траектории главных нормальных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , *г* — траектории напряжений  $\tau_{\max}$  *B*, *B* — распределение напряжений и размещение зон сжатия, растяжения и скалывания в различных стадиях образования системы симметричных складок: *B* — распределение напряжений: *a* — траектории главных нормальных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ , *б* — изохроматические полосы (0–8 — порядок изохром), *в* — траектории напряжений  $\tau_{\max}$  *B* — предполагаемое размещение зон сжатия, растяжения и скалывания: 1 — нейтральная линия; 2 — зона растяжения; 3 — линия в зоне сжатия, вдоль которой напряжения  $\tau_{\max}$  максимальны; 4 — условный график изменения напряжений  $\tau_{\max}$  вдоль этой линии; 5 — зоны проявления скалывающих напряжений одного знака по всей мощности слоя; 6 — ориентация внешнего сжатия; 7 — ориентация оси локального сжатия у подошвы слоя; 8 — ориентация оси локального растяжения у кровли слоя



[Гзовский, 1963, 1975], представляли собой пластины из упругого материала, заключенные в рамку, позволяющую осуществлять в средней части пластины деформацию, близкую к простому сдвиганию, и одновременно растяжение или сжатие пластины в направлении, перпендикулярном к направлению сдвига. Было показано, что оси главных напряжений, которые при простом сдвигании располагаются по обычной схеме — под углами  $45^\circ$  и  $135^\circ$  к оси сдвига [Кокер, Файлон, 1936], при дополнительном сжатии или растяжении испытывают значительный поворот (но менее чем на  $45^\circ$ ) в противоположных направлениях. Был рассмотрен вопрос об ориентации сколовых и отрывных трещин, отвечающих этим двум случаям сложного сдвига.

В последующие годы поляризационно-оптическое моделирование стало все шире

использоваться при решении различных вопросов тектоники и тектонофизики [Громин, Запороженко, 1971 и др.]. Так, А.М. Сычова-Михайлова [1958] в связи с моделированием глыбовых платформенных складок исследовала поле напряжений в однородной модели складки поперечного изгиба и получила результаты, полностью согласующиеся с результатами аналогичных экспериментов, выполненных ранее М.В. Гзовским [1954б, 1960а, 1963]. Ж. Кюри, Г. Патнод и Р. Трамп, проводя изучение механизма образования складок в осадочных толщах, исследовали поле напряжений в модели одиночной складки продольного изгиба [Currie et al., 1962]. В.Д. Парфенов [1973], выясняя механизм образования зоны Бирюзового разлома, провел анализ поля напряжений в зонах сдвига, осложненных наличием границы, разделяющей массивы с различными упругими свойствами. Д. Робертс и К.Э. Стромгард, занимаясь проблемой возникновения кливажа течения в замках складок, рассмотрели распределение напряжений  $\tau_{\max}$ , возникающих в "некомпетентных" слоях при сжатии упругой слоистой модели, в которой несколько жестких "компетентных" слоев образовывали системы складок продольного изгиба [Roberts, Strömgarde, 1972].

Важным этапом применения поляризационно-оптического моделирования для решения теоретических и практических задач тектоники явился большой цикл работ по изучению полей напряжений в моделях тектонических структур, выполненный И.В. Лучицким и П.М. Бондаренко в лаборатории экспериментальной тектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР. В ходе этих исследований был рассмотрен ряд принципиальных вопросов, относящихся к задачам и возможностям моделирования тектонических полей напряжений, сделаны специальные методические и аппаратные разработки [Лучицкий, Бондаренко, 1967, 1973, 1976, 1981; Бондаренко, 1969, 1976; Бондаренко, Лучицкий, 1969; Лучицкий, 1971; Лучицкий и др., 1977]. И.В. Лучицкий и П.М. Бондаренко проанализировали поля напряжений для нескольких типов тектонических структур: для складок и систем складок продольного изгиба, для кольцевых структур, для флексур и зон сдвига.

Исследования напряженного состояния складок продольного изгиба [Бондаренко, 1969, 1976; Бондаренко, Лучицкий, 1969; Лучицкий, Бондаренко, 1973] были выполнены в связи с задачами выяснения закономерностей размещения областей "растяжения" и "сжатия" и прогноза сколовых нарушений, связанных со складкообразованием в условиях горизонтального сжатия. Были изучены поля напряжений в складках продольного изгиба различной морфологии для последовательных этапов развития одиночных структур и их систем.

На рис. 2, А показаны результаты этого эксперимента для одиночной складки продольного изгиба большой амплитуды (в этом случае высота складки примерно равна удвоенной мощности слоя). Последовательно даны картины изохром (а), изоклин (б), траекторий  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$  (в) и траекторий  $\tau_{\max}$  (г). На рис. 2, Б представлены те же картины и их интерпретация (рис. 2, В) для системы складок.

Эта работа позволила существенно дополнить и изменить представления о складках продольного изгиба, существовавшие ранее в геологии. Было показано, что зона растяжения на своде складки возникает лишь после достижения ее крыльями достаточного наклона (порядка  $10^\circ$ ), а до этого в складке существует общее сжатие. Положение нейтральной линии, разделяющей области растяжения и сжатия, существенно отличается от плоскости симметрии слоя. В сечениях слоя, проходящих через места его перегибов, траектории главных напряжений имеют противоположное расположение в верхних и нижних частях сечения. Согласно картине этих траекторий, на своде складки прогнозируются крутопадающие радиальные отрывы и сколовые разрывы типа сбросов, затухающие с глубиной.

Было предположено, что зоны скалывания, "рассекающие весь слой", в складках продольного изгиба должны быть приурочены к средней части крыльев складок, где во всем сечении слоя, параллельном траектории  $\tau_{\max}$ , касательные напряжения имеют одинаковый знак и сравнительно мало изменяется по величине.

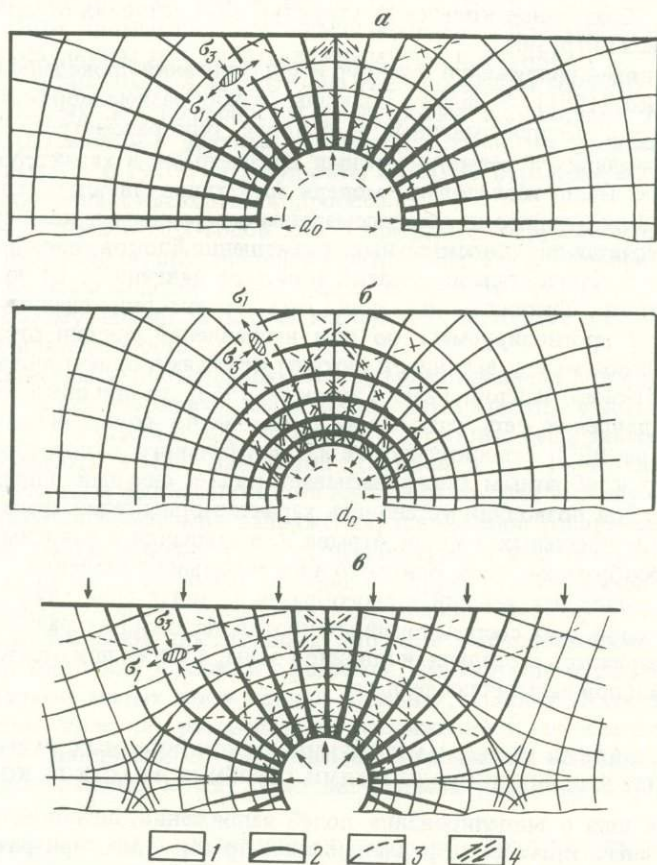


Рис. 3. Напряженное состояние моделей, имитирующих очаг расширения [Лучицкий, Бондаренко, 1976]

*a, б* — траектории главных напряжений в упругом блоке над сферической камерой при возрастающем (*a*) и падающем (*б*) давлении в ней; *в* — траектории главных напряжений вокруг очага расширения в упругом блоке при действии на него внешней нагрузки (стрелки)

1 — траектории главных напряжений  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ; 2 — прогнозируемые отрывы, совпадающие с траекториями  $\sigma_3$ ; 3 — траектории максимальных касательных напряжений  $\tau_{\max}$ , близкие к ориентации прогнозируемых вторичных сколов; 4 — предполагаемые направления смещений вдоль траекторий  $\tau_{\max}$ .  $d_0$  — первоначальный диаметр камеры

Исследования напряженного состояния упругой среды вокруг очага расширения были выполнены И.В. Лучицким и П.М. Бондаренко [1976] в связи с изучением механизма образования кольцевых структур, формирующихся при длительной деформации.

Изотропная среда имитировалась блоком желатино-глицеринового материала, а очаг расширения или магматическая камера — сферическим резиновым баллоном. На рис. 3, *a, б* показаны траектории главных напряжений: сверху резиновым баллоном. давление в камере повышено, в середине — для случая, когда давление в камере ниже исходного. Картина изохром качественно оставалась одинаковой в обоих случаях. Траектории  $\sigma_1$  в случае расширения камеры представляли систему концентрических окружностей, а в случае ее сжатия располагались радиально. Траектории  $\tau_{\max}$  в обоих случаях одинаковы (две ортогональные системы спиралевидных кривых), но с противоположным направлением смещений. На рис. 3, *в* показано поле напряжений вокруг очага расширения в слое, который испытывает действие внешнего сжатия. В этом случае вдали от очага и картина траекторий, и картина изохром существенно изменяются.

Результаты этих экспериментов позволили авторам уточнить некоторые представле-

ния о механизме образования кольцевых структур и об условиях образования рудных тел и краевых зонах интрузий.

Исследования полей напряжений флексур и зон сдвига́ния проведены И.В. Лучицким и П.М. Бондаренко [1981]. В связи с большим разнообразием морфологии, размеров и генезиса флексур, распространенных в природе, они рассмотрели ряд вариантов их моделей, отличающихся геометрическими параметрами и характером приложения внешних нагрузок. Были исследованы модели трех типов: простых, глубинных и обратных флексур. Для каждого из них рассматривались различные комбинации нагружения, по-разному сочетавшие относительные перемещения блоков основания, нагружение слоя сверху и его горизонтальное сжатие (боковое давление). Было показано, что если при отсутствии бокового давления сеть траекторий главных напряжений, траекторий  $\tau_{\max}$  и прогнозируемых по ним направлений трещин отрыва и скальвания в зоне перегиба между верхним и нижним крыльями ориентирована обычно для зоны сдвига́ния [Кокер, Файлон, 1936; Гзовский, 1963], то при приложении значительного бокового давления сеть траекторий существенно поворачивается (вплоть до поворота почти на  $90^\circ$ ) относительно их первоначального положения. Переход от простых флексур к обратным также вызывает весьма сильный поворот сети траекторий. Эксперименты позволили установить характер ориентации траекторий главных напряжений и потенциальных трещин отрыва и скальвания в зависимости от приложения к флексурообразному слою бокового и вертикального давления.

Исследования полей напряжений в своеобразных "зонах сдвига́ния", возникающих при действии на слой двух сосредоточенных противоположно направленных сил, были проведены для вариантов с различной шириной зоны, а также при отсутствии бокового давления на слой и при наличии последнего.

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ, ОБУСЛОВЛЕННЫХ РАЗРЫВАМИ И ДРУГИМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ СТРОЕНИЯ УЧАСТКОВ КОРЫ

До сих пор речь шла о моделировании полей напряжений, возникающих в участках коры при различных типах ее деформирования, прежде всего при развитии складок в однородной или слоистой толще. Но имеется еще один большой круг задач тектоники, решаемый с привлечением поляризационно-оптического метода — моделирование полей напряжений, возникающих из-за наличия в массиве неоднородностей различной природы, в первую очередь — разрывов. Этот круг исследований представлен двумя основными направлениями. Одно из них развивается в лаборатории тектонофизики Института физики Земли АН СССР (ИФЗ АН СССР), другое — в лаборатории моделирования структур рудных полей Средне-Азиатского института геологии и минерального сырья (САИГИМС) в Ташкенте.

*Направление, развиваемое в лаборатории моделирования структур рудных полей САИГИМСа*, создано работами В.А. Королева и Ш.Д. Фатхуллаева, проводившимися с конца 60-х годов. Эти исследователи изучали напряженное состояние моделей участков коры в связи с прикладными задачами прогнозирования размещения рудных полей и месторождений гидротермального происхождения. Был выполнен большой объем работ по исследованию полей напряжений в моделях, имитирующих особенности складчатой и разрывной структуры ряда участков коры рудных районов и месторождений Средней Азии [Фатхуллаев и др., 1968, 1976; Королев, Фатхуллаев, 1976; Фатхуллаев, 1981]. Нагружение моделей отвечало в одних случаях однородному, но чаще — резко неоднородному внешнему полю напряжений. Мы не будем останавливаться подробно на этих интересных исследованиях, так как им посвящена статья Ш.Д. Фатхуллаева в настоящем сборнике. Но здесь необходимо отметить весьма важные результаты работ этого направления. В них проведено сопоставление величины напряжений  $\tau_{\max}$  с локализацией оруденения для различных типов рудных полей. Показано, что для различных групп рудных полей (разрывных, складчатых, контактовых и т.д.) связь между величиной напряжений и оруденением имеет неодинаковый характер

[Королев, Фатхуллаев, 1976; Фатхуллаев, 1981]. Исследование особенностей такой связи может найти применение при прогнозировании гидротермальных месторождений, что делает результаты этой работы важными для практики.

*Направление, развиваемое в лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР*, посвящено изучению физических закономерностей перестройки однородного поля напряжений, обусловленной разрывами и другими неоднородностями. На этом направлении, которым автор занимается с 1970 г. и результаты которого отражены в литературе относительно мало, остановимся несколько подробнее.

В конце 60-х — начале 70-х годов М.В. Гзовский с сотрудниками начал изучать на моделях поля напряжений, обусловленные разрывами. Из-за специфики тектонических разрывов такие исследования можно было проводить только на низкомодульных материалах. Поэтому возникла задача исследовать методику такого моделирования и обосновать ее правомочность.

Работа по изучению и обоснованию метода моделирования локальных полей напряжений, обусловленных разрывами, была начата М.В. Гзовским и Д.Н. Осокиной [Гзовский, 1971, 1975; Гзовский и др., 1971, 1974], а позднее была завершена Д.Н. Осокиной, А.С. Григорьевым и Н.Ю. Цветковой [Осокина и др., 1974; Осокина, Цветкова, 1979а, 1980]. Основные особенности этой методики состоят в следующем: 1) к моделям прикладываются невысокие напряжения, получаемое распределение напряжений отвечает случаю малых линейно-упругих деформаций и весьма хорошо согласуется с решением задачи теории упругости; 2) берега (борта) разрывов смыкаются при действии в модели весьма малых сжимающих напряжений; 3) низкое и стабильное трение между берегами разрывов обеспечивает хорошую воспроизводимость результатов; 4) напряженное состояние в модели с разрезом, имитирующим разрыв, остается плоским повсюду (кроме малых зон у концов разрыва), поэтому (в соответствии с теоремой Мориса Леви—Мичелла) распределение напряжений в такой модели не зависит от упругих констант материала; 5) распределение напряжений в модели зависит от величины коэффициента трения между берегами разрыва [Осокина и др., 1974; Осокина, Цветкова, 1979а, 1980].

Таким образом, методика позволяет моделировать поля напряжений в массивах с разрывами для упругой среды. Важно отметить, что на основании вязко-упругой аналогии можно утверждать, что все поля напряжений, полученные для упругой среды, при выполнении некоторых ограничений остаются тождественно такими же и для линейно-вязкой среды, при этом только все смещения и деформации должны быть заменены на скорости смещений и скорости деформации, а модули упругости — на коэффициенты вязкости.

**Исследования полей напряжений в окрестностях разрывов** состояли из двух циклов.

Первый цикл исследований был проведен в 1969—1971 гг. М.В. Гзовским с участием Д.Н. Осокиной, Дж. Хироямы и других сотрудников. Он был посвящен изучению перестройки поля напряжений  $\tau_{\max}$  около плоских и дугообразных разрывов и их сочетаний, т.е. около разрывов зигзаго-, гирляндо- и синусоидообразной формы [Гзовский, 1970, 1971, 1975; Гзовский и др., 1971, 1974].

При выполнении этих первых экспериментов проведение границ различных областей изменения напряжений было достаточно грубым, полуколичественным. Тем не менее опыты позволили охарактеризовать основные черты возмущения поля напряжений  $\tau_{\max}$  около дугообразных и сложно построенных разрывов. На рис. 4 показаны примеры результатов этого цикла исследований.

В дальнейшем точность построения схем изолиний напряжений  $\tau_{\max}$  была заметно улучшена.

Второй цикл исследований, проведенный Д.Н. Осокиной и Н.Ю. Цветковой, был посвящен выявлению закономерностей перестройки однородного поля напряжений в окрестностях разрывов [Шамина, Осокина и др., 1973; Осокина и др., 1974; Осокина, Гущенко и др., 1979; Осокина, Никонов, Цветкова, 1979; Осокина, Цветкова и др., 1979; Осокина, Цветкова, 1979а, б, 1980; и др.]. В первую очередь исследования

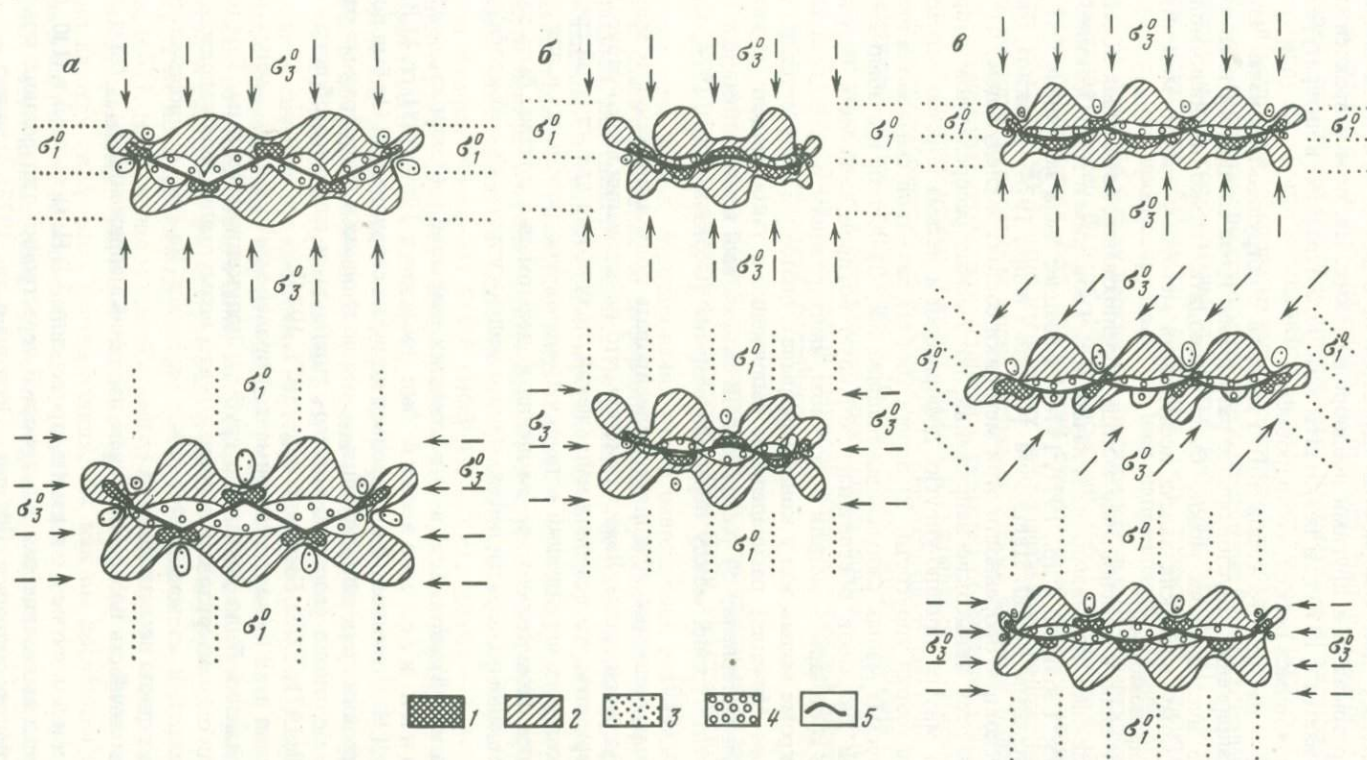


Рис. 4. Распределение напряжений  $\tau_{\max}$  в моделях, содержащих различно ориентированные разрывы [Гзовский и др., 1971, 1974; Гзовский, 1975]

*a* – зигзагообразной формы, *б* – синусоидообразной формы, *в* – гирляндообразной формы

1, 2 – повышение величины  $\tau_{\max}$  1 – сильное (15–25%), 2 – слабое (до 15%); 3, 4 – понижение величины  $\tau_{\max}$ : 3 – слабое (до 20%), 4 – сильное (20–40%); 5 – разрыв.  $\sigma_3^0$  и  $\sigma_1^0$  – оси наибольшего и наименьшего сжатия внешнего поля напряжений. Стрелки – направления сжимающих напряжений. точки – растягивающих

велись на примере плоского разрыва. Его можно рассматривать и как простейший тип тектонического разрыва, и как элементарное нарушение сплошности среды, и как очаг землетрясения. Плоский разрыв может имитировать либо сдвиги, либо наклонные разрывы типа надвигов, (взбросов, сбросов), в зависимости от того, с чем сопоставляется плоскость модели — с планом или с разрезом в природе.

Важно отметить также, что многие особенности локального поля напряжений, установленные для плоского разрыва, относятся к разрывам любой формы.

**Исследования строения поля напряжений в окрестностях плоского разрыва.** Экспериментально было исследовано двумерное поле напряжений в окрестностях плоского разрыва и влияние на него различных факторов: длины разрыва, уровня внешних нагрузок, ориентации разрыва, характера контакта между берегами [Осокина, Цветкова, 1979а, 1980; Осокина и др., 1974].

От схемы переориентации главных напряжений двумерного поля около разрыва был сделан переход к такой же схеме для частного случая трехмерного поля. Трехмерное поле было построено теоретически, путем добавления к экспериментально полученному локальному двумерному полю третьего главного напряжения  $\sigma_z$ , нормального к плоскости  $xy$  (плоскости модели) [Осокина, Цветкова, 1979б, 1980; Осокина и др., 1974].

Отметим, что для проверки используемой методики (и для углубления получаемых с ее помощью результатов) в лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР было проведено количественное исследование поля напряжений около плоского разрыва на основе полученного В.Н. Фридманом решения двумерной задачи теории упругости [Осокина, Цветкова, 1979а]. Среди ряда других полей были построены теоретические поля напряжений  $\tau_{max}$  и траектории главных напряжений. Их сравнение с такими же полями, полученными на основе моделирования, дало хороший результат: картины совпадали не только в главных чертах, но и во многих деталях. Таким образом, теоретический расчет подтвердил правомочность применения данной методики и, кроме того, позволил объяснить ряд результатов эксперимента, например независимость поля напряжений около разрыва от упругих констант материала, от длины разрыва, величины внешних напряжений и т.д. [Осокина, Цветкова, 1979а; Осокина, Фридман, 1982; и др.]

Обобщение результатов моделирования и теоретического анализа дало возможность охарактеризовать закономерности перестройки исходного поля напряжений в окрестностях разрывов и в очагах землетрясений [Осокина, Цветкова, 1979а,б, 1980; Осокина и др., 1974, Осокина, Фридман, 1982; Мячкин и др., 1982]. Приведем здесь некоторые из этих закономерностей.

1. Локальное поле напряжений около разрыва с сомкнутыми берегами формируется только при наличии сдвиговой подвижки между берегами и одновременно с ней. Размеры области заметного проявления этого поля составляют около трех-четырех длин разрыва.

2. Вблизи каждого из концов разрыва возникает область, в которой главное напряжение  $\sigma_{max}$ , действующее вдоль разрыва, становится растягивающим.

3. При увеличении длины разрыва или величины исходных напряжений принципиальные схемы перестройки полей  $\tau_{max}$ ,  $\sigma_{max}$  и  $\sigma_{min}^1$  около разрыва остаются практически неизменными, тогда как изменение ориентации разрыва или контакта между берегами вызывает резкое качественное изменение этих картин (рис. 5а,б).

4. Схемы локальных полей  $\tau_{max}$ ,  $\sigma_{max}$  и  $\sigma_{min}$  около плоского разрыва являются центрально-симметричными, в разных крыльях разрыва вблизи его концов эти локальные поля всегда различны. Поэтому при пересечении разрыва напряжения  $\tau_{max}$ ,  $\sigma_{max}$ ,  $\sigma_{min}$  скачкообразно изменяют свою величину, а оси  $\sigma_{max}$  и  $\sigma_{min}$  — свою индексацию (рис. 5,в,г).

5. В окрестностях живущего разрыва, т.е. разрыва, по которому происходят под-

<sup>1</sup>  $\sigma_{max}$  и  $\sigma_{min}$  — алгебраически наибольшее и наименьшее главные напряжения в плоскости модели (плоскости  $xy$ ), нормальной к плоскости разрыва.

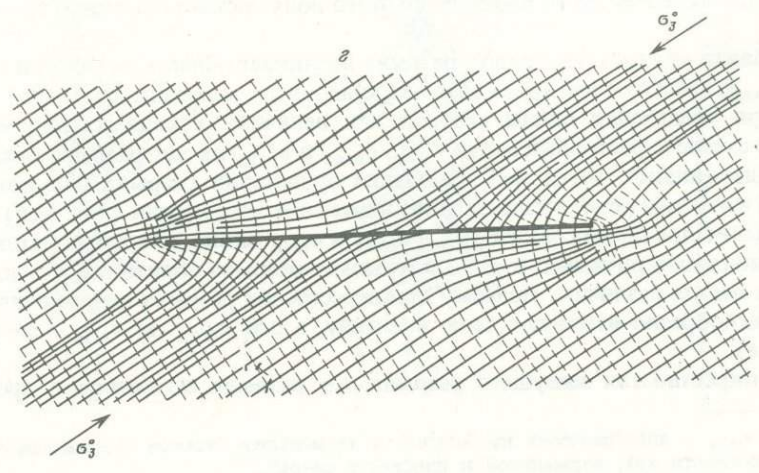
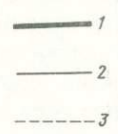
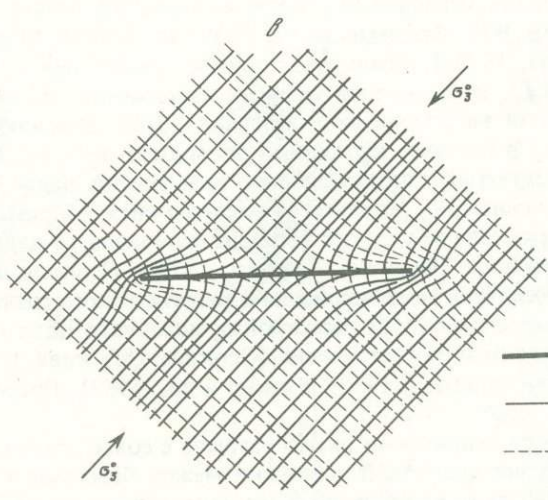
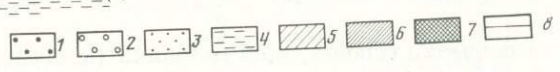
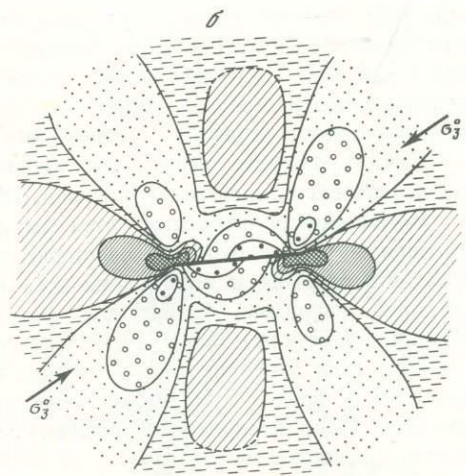
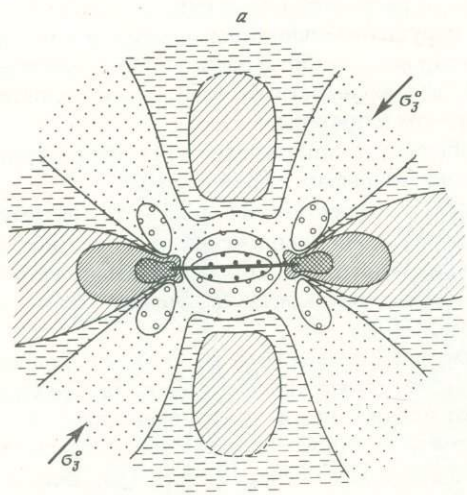


Рис. 5. Двумерное локальное поле напряжений в окрестностях плоского разрыва с сомкнутыми берегами [Осокина, Цветкова, 1979а, 1980]

*a, б* — локальное поле напряжений  $\tau_{\max}$ . Разрыв составляет с осью наибольшего сжатия исходного поля ( $\sigma_3^0$ ) угол  $\alpha = 45^\circ$  (*a*),  $\alpha = 30^\circ$  (*б*): 1–7 — изменение величины  $\tau_{\max}$ : понижение  $\tau_{\max}$  (в %): 1 — от 50 (и выше) до 25, 2 — от 25 до 13–15, 3 — от 13–15 до 1–2; 4 —  $\tau_{\max}$  не изменяется; повышение  $\tau_{\max}$  (в %): 5 — от 1–2 до 5–6, 6 — от 5–6 до 20, 7 — от 20 до 80 и выше;  $\delta$  — разрыв  
*в, г* — траектории алгебраически максимальных и минимальных главных нормальных напряжений в плоскости модели  $\sigma_{\max}$  и  $\sigma_{\min}$ :  $\alpha = 45^\circ$  (*в*),  $\alpha = 30^\circ$  (*г*); 1 — разрыв; 2 —  $\sigma_{\min}$ ; 3 —  $\sigma_{\max}$

вижки, отмечается переориентация главных напряжений (см. рис. 5, *в, г*). Размеры области, где наблюдается такая переориентация, существенно (на полтора порядка) меньше размеров областей соответствующего изменения величин  $\tau_{\max}$ ,  $\sigma_{\max}$ ,  $\sigma_{\min}$ .

6. Каждая из осей трехмерного локального поля вблизи концов разрыва может занимать лишь одно из трех устойчивых направлений: близкое к вектору смещения по разрыву, близкое к нормали (к плоскости разрыва) и совпадающее с нормалью к этим двум направлениям.

7. Различным соотношениям величин главных напряжений исходного поля отвечает различная индексация (оцифровка) осей трехмерного локального поля вблизи концов разрыва. Всего возможно шесть различных типов оцифровки осей напряжений, или шесть типов локального поля. Каждому типу исходного поля соответствует определенное сочетание двух из этих шести типов локального поля.

8. При пересечении разрыва скачком изменяется индексация либо всех трех, либо двух осей напряжений.

На рис. 6 показаны построенные с использованием результатов моделирования трехмерные схемы траекторий осей напряжений  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  локального поля участка объема, окружающего разрыв, для нескольких типов исходного поля. Эти схемы делятся на две группы: схемы с изменением индексации главных напряжений в плоскости, перпендикулярной к разрыву (рис. 6, *a, б*), и схемы без такого изменения (рис. 6, *в, г*).

Полученные впервые данные об ориентации осей трехмерного локального поля разрыва позволили рассмотреть механизм образования в его окрестностях вторичных нарушений и построить исправленную схему формирования этих нарушений около разрыва. Эта схема существенно отличается от схем Дж. Муди и М. Хилла [1960] и М. Чиннери [Chinnery, 1966], широко использовавшихся в геологии ранее. Показано, что вблизи концов разрыва возможно возникновение шести типов пар вторичных сколов [Осокина, Цветкова, 1979б, 1980]<sup>1</sup>. На рис. 7 показаны вторичные нарушения, прогнозируемые, согласно этой схеме, вблизи концов разрыва для трех случаев исходного поля напряжений: одноосного сжатия в плоскости  $xu$  и его сочетания с умеренным или с сильным сжатием по оси  $z$ . На рис. 8 показаны вторичные нарушения для того же поля в широкой полосе, окружающей разрыв.

Полученная схема вторичных нарушений согласуется с геологическими данными о характере вторичных разрывов, возникающих вблизи концов крупных разломов [Буртман и др., 1963], и с данными о поясах трещиноватости двух типов, наблюдавшихся в зонах разломов [Данилович, 1961; Стоянов, 1977; Гущенко, 1981; Корчемгин, 1970]. Она позволяет объяснить, что каждый пояс трещиноватости — это совокупность трещин, возникающих в локальном поле напряжений при одном (из трех возможных) положений плоскости  $\sigma_1 \sigma_3$  этого поля. Исходя из этой схемы, можно предсказать, что кроме двух описанных ранее систем трещин может существовать еще одна система

<sup>1</sup> Если считать плоскость  $xu$  горизонтальной, а основной разрыв — сдвигом (в геологическом смысле), то эти шесть типов нарушений можно назвать: 1) сдвигами двух видов, диагональными к простиранию разрыва; 2) надвигами и сбросами с простиранием вкост к вектору смещения по разрыву; 3) надвигами и сбросами с простиранием вдоль вектора смещения по разрыву.

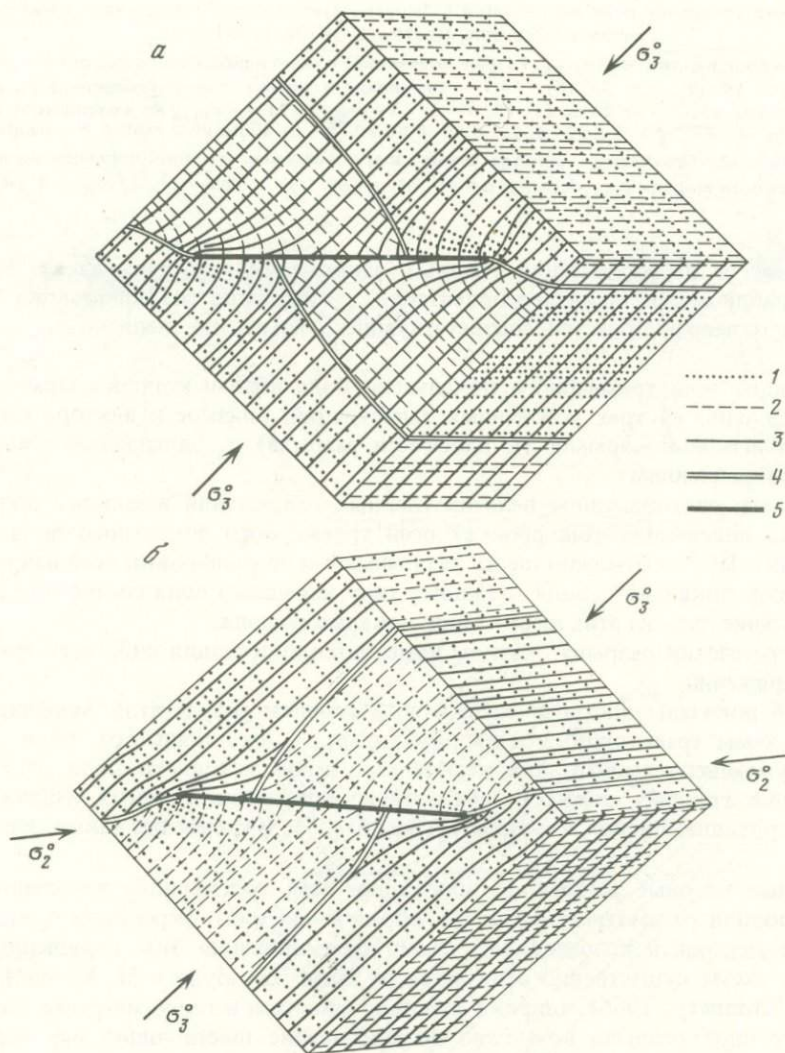


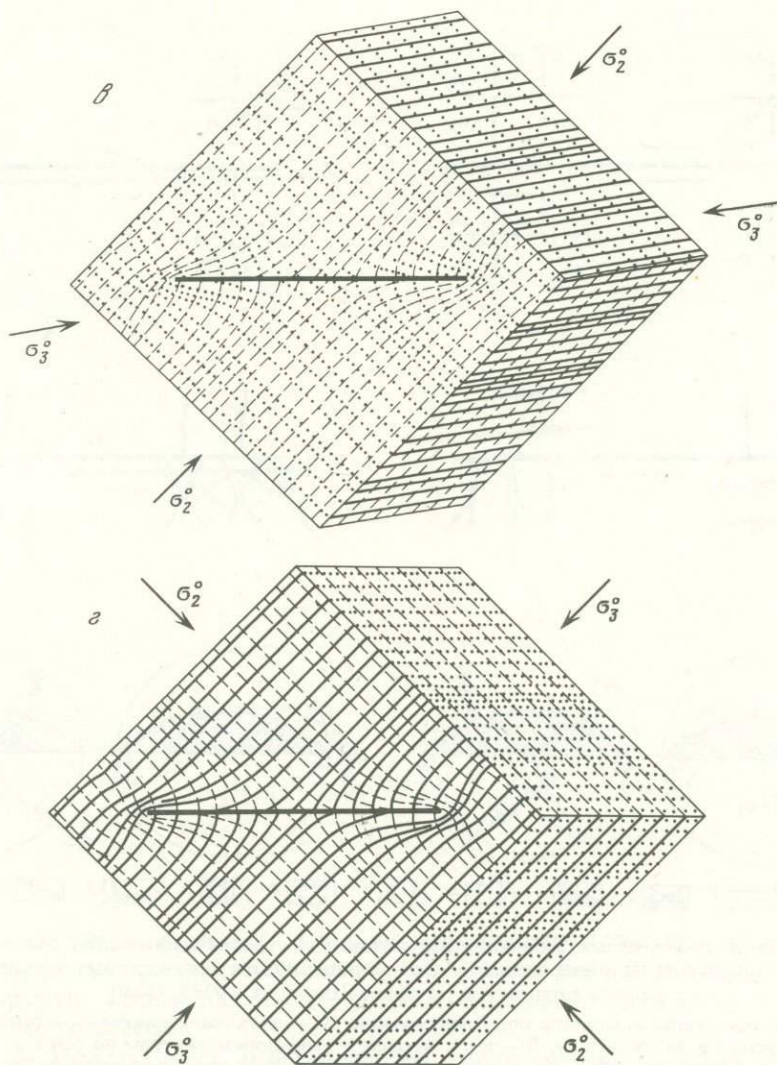
Рис. 6. Траектории главных нормальных напряжений трехмерного локального поля в массиве, окружающем разрыв с сомкнутыми берегами для различных вариантов исходного поля напряжений [Осокина, Цветкова, 1979б, 1980]

Исходное поле отвечает: *a* — одноосному сжатию в плоскости  $xy$  (плоскости модели), *b* — его сочетанию с умеренным сжатием по оси  $z$  ( $\frac{1}{2} \sigma_3^0 < \sigma_z < 2,5 \sigma_3^0$ ), *в* — его сочетанию с сильным сжатием по оси  $z$  ( $2,5 \sigma_3^0 < \sigma_z$ ), *г* — двухосному сжатию в плоскости  $xy$

1 — ось  $\sigma_1$ , 2 — ось  $\sigma_2$ , 3 — ось  $\sigma_3$ ;  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  — алгебраически максимальное, среднее и минимальное главные напряжения, 4 — положение линий, разделяющих области с разной индексацией главных напряжений  $\sigma_{\max}$  и  $\sigma_{\min}$  в крыльях разрыва; на линиях выполняется условие  $\sigma_{\max} = \sigma_z$  (*a*) или  $\sigma_{\min} = \sigma_z$  (*b*), 5 — разрыв

(или еще один пояс) трещин, плоскости которых параллельны вектору смещения по разрыву (рис. 9).

Полученные результаты показывают также, что направление пересечения пояса трещин с плоскостью разрыва может совпадать не только с вектором подвижки по разрыву, как это предполагалось ранее [Данилович, 1961], но и с нормалью к разрыву.



Исследования полей напряжений в моделях сейсмоопасных участков земной коры впервые были проведены в опытах, приближенно имитирующих разрывы отдельных участков Гармского геодинамического полигона, при этом распределение напряжений  $\tau_{\max}$  характеризовалось качественно [Гзовский, 1970; Шамина и др., 1973; и др.].

Позднее [Осокина, Гущенко и др., 1979] были сформулированы ограничения (следующие из особенностей методики изучения моделей с разрывами — см. выше) на характеристики участка коры (поле напряжений, систему разрывов, смещения по ним), который может стать объектом такого моделирования. С учетом этих ограничений Д.Н. Осокиной и Н.Ю. Цветковой с В.И. Лыковым, О.И. Гущенко и А.А. Никоновым были количественно исследованы локальные поля напряжений  $\tau_{\max}$  в моделях, приближенно имитирующих глубинные разломы Ирана и Туркмении, Памира и Тянь-Шаня [Осокина, Гущенко и др., 1979; Осокина, Цветкова и др., 1979], а также Калифорнии [Осокина, Никонов, Цветкова, 1979; и др.]. Исходное поле напряжений отвечало одноосному сжатию, ось наибольшего сжатия  $\sigma_3^0$  принималась горизонтальной и субмеридиональной. Наличие системы разрывов привело к возникновению резко дифференцированного поля напряжений. В участках, внутренних по от-

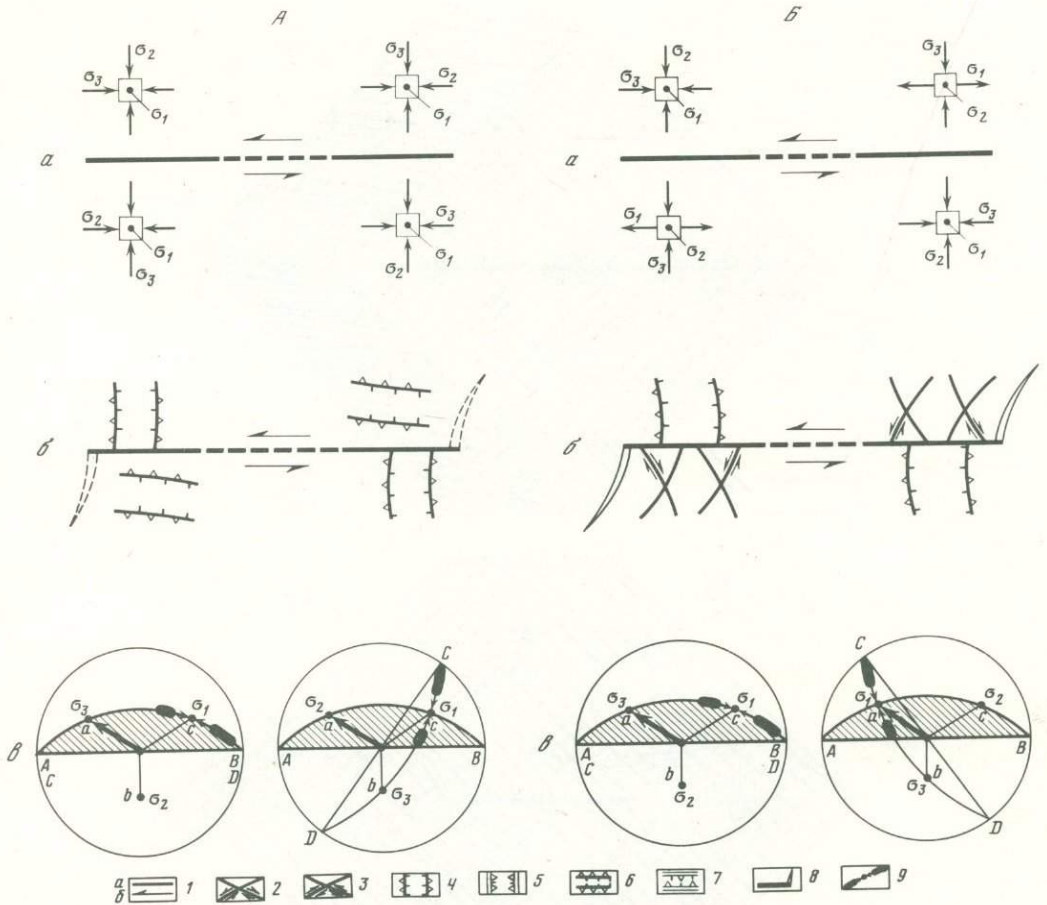
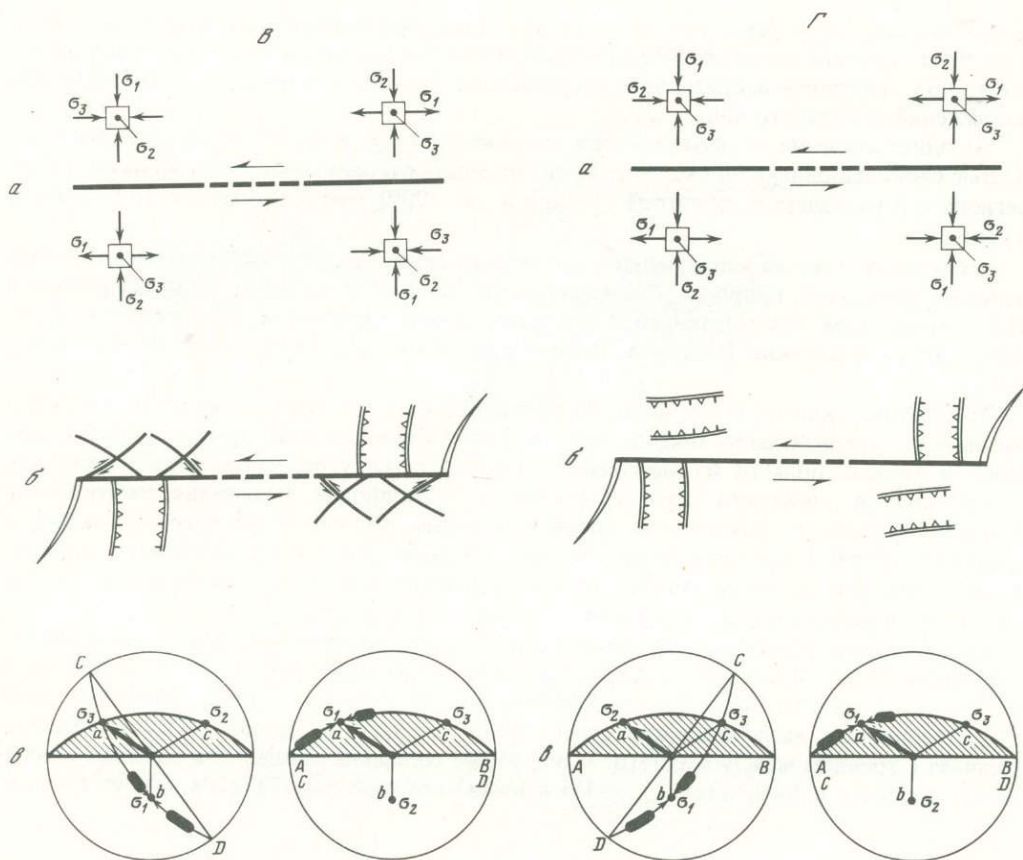


Рис. 7. Схема прогнозируемых вторичных нарушений (плоскостей скалывания) и ориентация осей трехмерного локального поля напряжений вблизи концов разрыва для различных вариантов исходного поля напряжений [Осокина, Цветкова, 1979б, 1980]

*A*–*Г* – различные типы исходного поля напряжений: *A* – двухосное сжатие в плоскости *xу*, *B* – одноосное сжатие в плоскости *xу*, *B* – его сочетание с умеренным сжатием по оси *z*, *Г* – его сочетание с сильным сжатием по оси *z*. (Плоскость разрыва принята за плоскость *xz*, направление вектора подвижки – за ось *x*, нормаль к разрыву – за ось *y*)

*a* – схема ориентации главных нормальных напряжений  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  локального поля; *б* – схема расположения потенциальных поверхностей скалывания (вторичных нарушений) и направлений движений по ним; *в* – расположение на стереограммах "максимумов" полюсов потенциальных поверхностей скалывания относительно плоскости разрыва *AB* и вектора подвижки по нему (справа – для секторов "растяжения", слева – для секторов "сжатия"): *a, b, c* – проекции вектора подвижки, нормали к разрыву и "бинормали"; дуга большого круга *CD* – проекция плоскости  $\sigma_1 \sigma_3$  локального поля, содержащая полюса плоскостей скалывания, изображенные овалами. Овалы отвечают углам скалывания  $15-35^\circ$

*1* – основной разрыв (*a*) и направление смещения крыльев разрыва (*б*); *2-7* – линии пересечения поверхностей скалывания в массиве с плоскостью *xу*, отвечающие парам сопряженных поверхностей скалывания: *2, 3* – параллельных оси *z* – первая система (первый пояс) трещин, *4, 5* – субпараллельных нормали к разрыву – вторая система (второй пояс) трещин, *6, 7* – субпараллельных вектору подвижки по разрыву – третья система (третий пояс) трещин (*4, 6* – висячее крыло вторичного нарушения движется вверх, углы плоскости нарушения с плоскостью *xу* меньше  $45^\circ$  – "надвиги"; *5, 7* – висячее крыло вторичного нарушения движется вниз, углы плоскости нарушения с плоскостью *xу* больше  $45^\circ$  – "сбросы"); *8* – ожидаемые отрывные нарушения у концов разрыва; *9* – местоположение полюсов плоскостей скалывания (овалы)



ношению к системам разломов, и вдоль прямолинейных участков разломов напряжения  $\tau_{\max}$ , как правило, были понижены. Области повышения  $\tau_{\max}$ , помимо концов разрывов, возникали около участков искажения линейного простирания разрывов и их сочленений.

Для всех трех регионов было проведено сопоставление участков повышения напряжений в моделях с размещением эпицентров сильных землетрясений в природе (рис. 10, А, Б). Оказалось, что для первых двух регионов существует корреляция между размещением в коре этих эпицентров и расположением в моделях областей повышения локальных напряжений<sup>1</sup>. А для зоны разломов Сан-Андреас участки с постоянной сейсмичностью (с частыми умеренными и слабыми землетрясениями) соответствуют областям повышения напряжений  $\tau_{\max}$  в модели; вместе с тем участки со спорадической сейсмичностью (с редкими сильнейшими землетрясениями) отвечают участкам разлома, вокруг которых напряжения  $\tau_{\max}$  преимущественно сильно понижены. Таким образом, связь между напряжениями и сейсмичностью существует, но она может быть неодинаковой для разных районов и неоднозначной в пределах одного региона. Кажущуюся парадоксальность такого результата можно объяснить, исходя из

<sup>1</sup> Количество сильных землетрясений, эпицентры которых попали на участки, отвечающие областям повышения напряжений  $\tau_{\max}$  в модели, составляют для Ирана и Туркмении 54% ( $M > 6$ ), а для Памира и Тянь-Шаня – 65% ( $K \geq 14$ ). При этом следует учесть, что в первом случае эти участки занимают всего около 30%, а во втором – менее 10% площади модели, в пределах которой проводилось это сопоставление [Осокина, Никонов, Цветкова, 1979; Осокина, Гущенко и др., 1979; Осокина, Цветкова, 1980; Мячкин и др., 1982].

представлений об иерархической структуре поля напряжений (см. ниже). С учетом этих представлений сильные землетрясения могут быть двух типов: одни из них происходят под действием напряжений мегарегионального поля, а другие — под действием напряжений локального поля.

Позднее изучение локального поля напряжений  $\tau_{\max}$  и сопоставление его с сейсмичностью было выполнено для моделей, имитирующих глубинные разломы Копетдагского региона и Ашхабадского полигона (Лыков и др., 1982; см. также статью этих авторов в наст. сб.).

Исследования полей напряжений в упругих моделях, имитирующих массивы с включениями различной природы, были проведены Д.Н. Осокиной, Т. Игамназаровым и Л.А. Смирновым. Рассматривались эллипсообразные включения трех типов: трещинные, мягкие и жесткие [Осокина, Игамназаров, Смирнов, 1979, 1980; Мячкин и др., 1982].

Трещинные включения состояли из большой совокупности мелких разрывов, нарезавшихся в средней части модели, мягкие и жесткие включения представляли "впаянные" в модель области из материала с модулями упругости в 3—4 раза ниже или выше модуля упругости материала модели. Трещинные включения имитировали области массива с интенсивной трещиноватостью, мягкие и жесткие — участки с породами, более податливыми или более твердыми, чем породы основного массива. Кроме того, все эти типы включений могли имитировать зоны подготовки землетрясения, отвечающие различным вариантам теории этой подготовки.

Исследования показали, что включения каждого из трех типов вызывают заметную перестройку исходного поля напряжений в пределах объема, размеры которого в 2—3 раза больше наибольшего размера включения (рис. 11). Локальное поле  $\tau_{\max}$  трещинного включения при угле  $\alpha = 45^\circ$  похоже на локальное поле плоского разрыва с трением между берегами — оно также содержит концевые и боковые максимумы (области повышения  $\tau_{\max}$ ). Но в целом эта перестройка поля вокруг трещин-

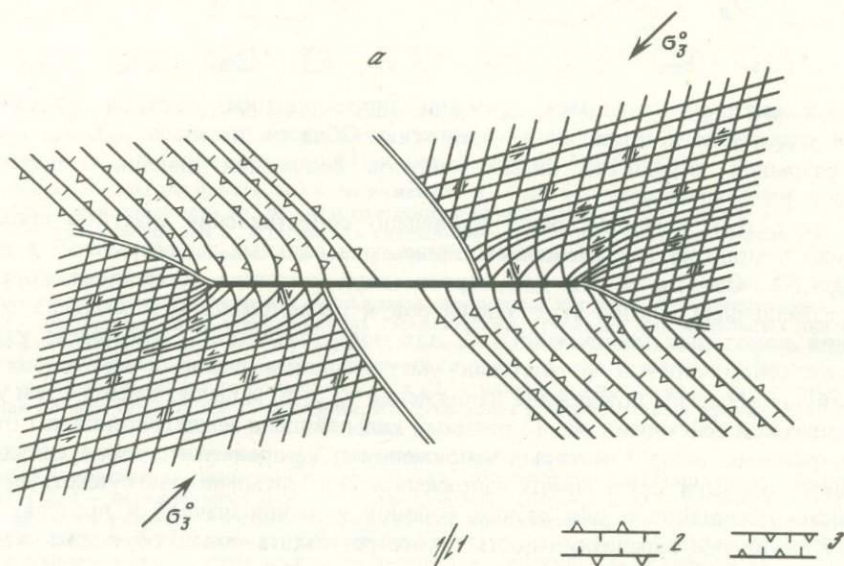


Рис. 8. Схема прогнозируемых вторичных нарушений (плоскостей скалывания) в массиве, окружающем разрыв, для различных вариантов исходного поля напряжений. Показано расположение в окрестностях разлома следов ожидаемых вторичных нарушений на плоскости  $x-y$  [Осокина, Цветкова, 1979б, 1980]

а, б, в, г — отвечают тем же вариантам исходного поля, что и на рис. 6. Условные обозначения см. на рис. 7

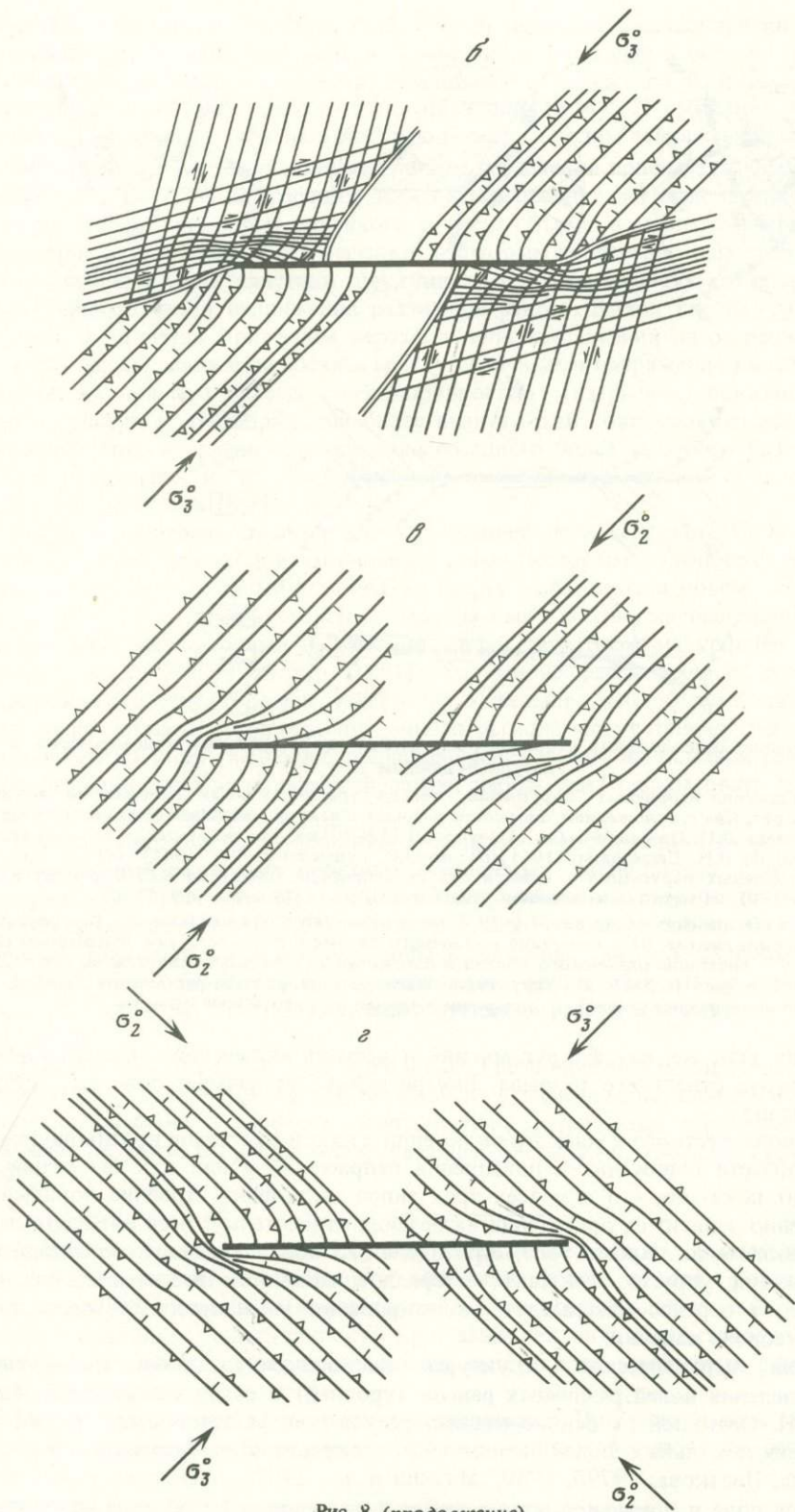


Рис. 8 (продолжение)

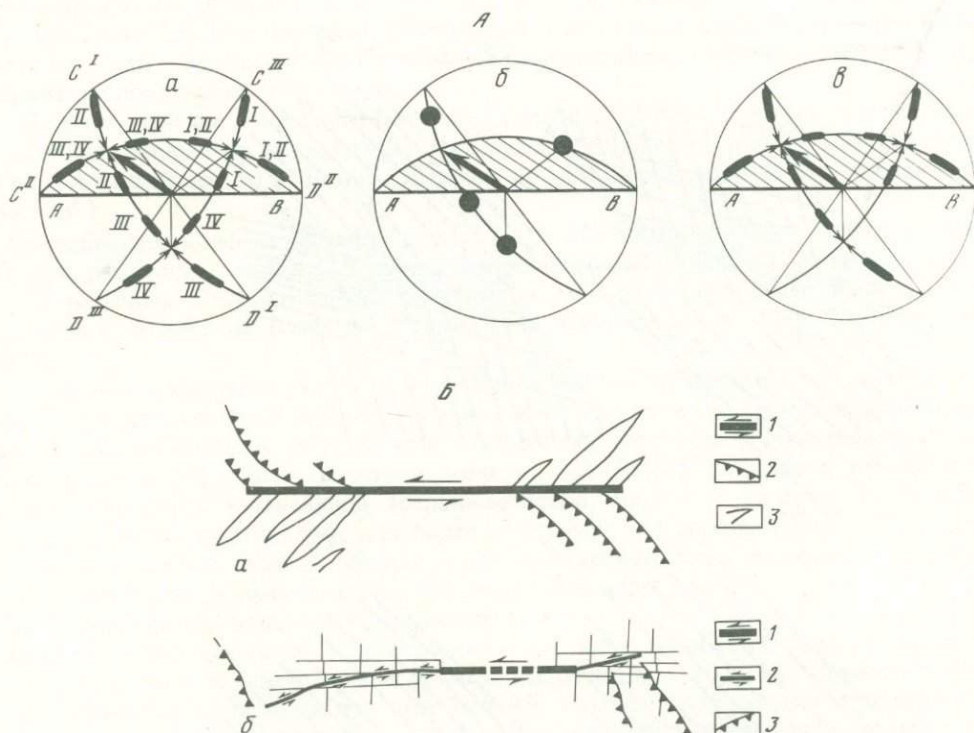


Рис. 9. Сопоставление расположения вторичных нарушений по результатам моделирования и по натурным данным

А — связь расположения вторичных нарушений, поясов трещин и осей напряжений локального поля в зоне разрыва с положением плоскости разрыва и вектора подвижки по нему по результатам экспериментов Д.Н. Осокиной и Н.Ю. Цветковой [1979б] на упругих моделях (а) и по геологическим данным: по В.Н. Даниловичу [1961](б), по О.И. Гущенко [1979, 1981] (в); Б — схема расположения вторичных нарушений у концов сдвига в природе (план) по В.С. Буртману и др. [1963] (а), на моделях из влажной глины (план) по С. Стоянову [1977] (б).

Для А — условные обозначения см. на рис. 7. I–IV — типы исходного поля напряжений: I — двусное сжатие, II — одноосное сжатие, III — сочетание одноосного сжатия в плоскости  $xu$  с умеренным сжатием по оси  $z$ , IV — сочетание одноосного сжатия в плоскости  $xu$  с сильным сжатием по оси  $z$ . Для Б, а: 1 — основной разрыв (сдвиг), 2 — структуры сжатия, 3 — структуры растяжения; для б: 1 — основной разрыв (сдвиг), 2 — вторичные сдвиги, 3 — вторичные надвиги

ного включения (так же, как вокруг мягких и жестких включений) выражена менее резко, чем вокруг отдельного разрыва. Внутри такого включения поле  $\tau_{\max}$  резко дифференцировано.

Локальные поля жесткого и мягкого включений в какой-то степени противоположны друг другу; области понижения и повышения напряжений у них как бы меняются местами. Было показано, что для всех трех типов включений строение локального поля существенно зависит от ориентации включения относительно осей внешнего поля и от формы включения. Кроме того, строение этого поля зависит от соотношений между величинами упругих констант материалов модели и включения, поэтому непосредственный перенос результатов моделирования на природу освещает лишь качественную сторону явления.

Исследования иерархической структуры тектонического поля напряжений, критериев выделения полей различных рангов (уровней) и связи между ними были проведены Д.Н. Осокиной на основе анализа результатов моделирования и теоретических расчетов локальных полей напряжений в окрестностях разрывов [Осокина, 1982; Осокина, Цветкова, 1979б, 1980; Мячкин и др., 1982], поскольку для каждой точки исходное поле и локальное поле разрыва представляют собой поля напряжений

двух соседних рангов. Было показано, что 1) одной из главных причин возникновения иерархии полей различных рангов может явиться наличие в объеме неоднородностей существенно различных размеров, а условием обнаружения этой иерархии — использование различных масштабов осреднения (рис. 12, А); 2) смещения по разрывам существенно различных размеров могут подчиняться полям напряжений различных рангов.

Был предложен способ количественного разделения полей различных рангов, заключающийся в построении графиков зависимости средних значений характеристик тензора напряжений от логарифма линейного размера объема, по которому проводится осреднение (рис. 12, Б). Предельные значения, к которым поочередно асимптотически стремятся эти средние характеристики при существенных изменениях масштаба осреднения, характеризуют поля напряжений различных рангов. Выход такого графика на новую ступень и является критерием перехода поля напряжений на очередной новый ранг.

Была исследована взаимосвязь между величинами напряжений полей двух соседних рангов. На примере объема с неоднородностью (разрывом) показано, что значения характеристик поля напряжений более низкого ранга оказываются равными среднему значению этих же характеристик поля соседнего более высокого ранга, полученному путем осреднения их по объему, размеры которого существенно больше длины отдельной неоднородности (разрыва).

Была рассмотрена связь между ориентацией осей исходного поля и типом этого поля (с одной стороны) и закономерностями, которым подчиняется ориентация осей напряжений всех локальных полей, могущих возникнуть в объеме за счет смещений по разрывам (с другой стороны), причем были подтверждены эмпирические проявления связи между осями напряжений полей двух соседних уровней, установленные ранее [Сим, 1980; Гущенко, 1981]. На основе рассмотренных представлений об иерархической структуре тектонического поля напряжений было показано, что движения по разломам и землетрясения одного региона могут принадлежать к генетически различным группам смещений, подчиняющимся полям напряжений различных рангов. При решении каждой конкретной задачи необходимо использовать поле напряжений соответствующего ранга.

Исследования полей напряжений в моделях, имитирующих разрывную структуру месторождений различных полезных ископаемых, проводились в течение последних лет рядом авторов. При этом использовалась методика, разработанная в лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР (см. выше), или ее модификации; нагружение моделей отвечало однородному исходному полю напряжений. Так, Л.А. Смирнов [1979] в связи с задачей прогнозирования малоамплитудных нарушений исследовал поля напряжений  $T_{max}$  для моделей с разрывами, имитирующими разрывы некоторых угольных месторождений.

В последние годы Л.А. Черкашин и Н.П. Гречишников в коллективе, продолжающем работы Г.В. Тохтуева (в Институте геохимии и физики минералов АН УССР), исследуют поля напряжений в моделях, имитирующих рудоносные структуры докембрия, и изучают их связи с рудной минерализацией [Черкашин, 1982а,б; Гречишников и др., 1984]<sup>1</sup>.

Моделирование тектонических полей напряжений с использованием поляризационно-оптического метода, включающего методики фотоупругости, фотовязкости, фотоползучести и другие, дает эффективные возможности количественного изучения этих полей и позволяет решать широкий круг задач тектоники и тектонофизики. Выполненные различными авторами исследования такого рода могут быть разбиты на четыре большие группы.

**Методологические и методические исследования.** Применительно к задачам тектонофизики и тектоники были рассмотрены принципы моделирования, разработаны усло-

<sup>1</sup> См. также статью Н.П. Гречишникова, Л.А. Черкашина и др. в наст. сб.

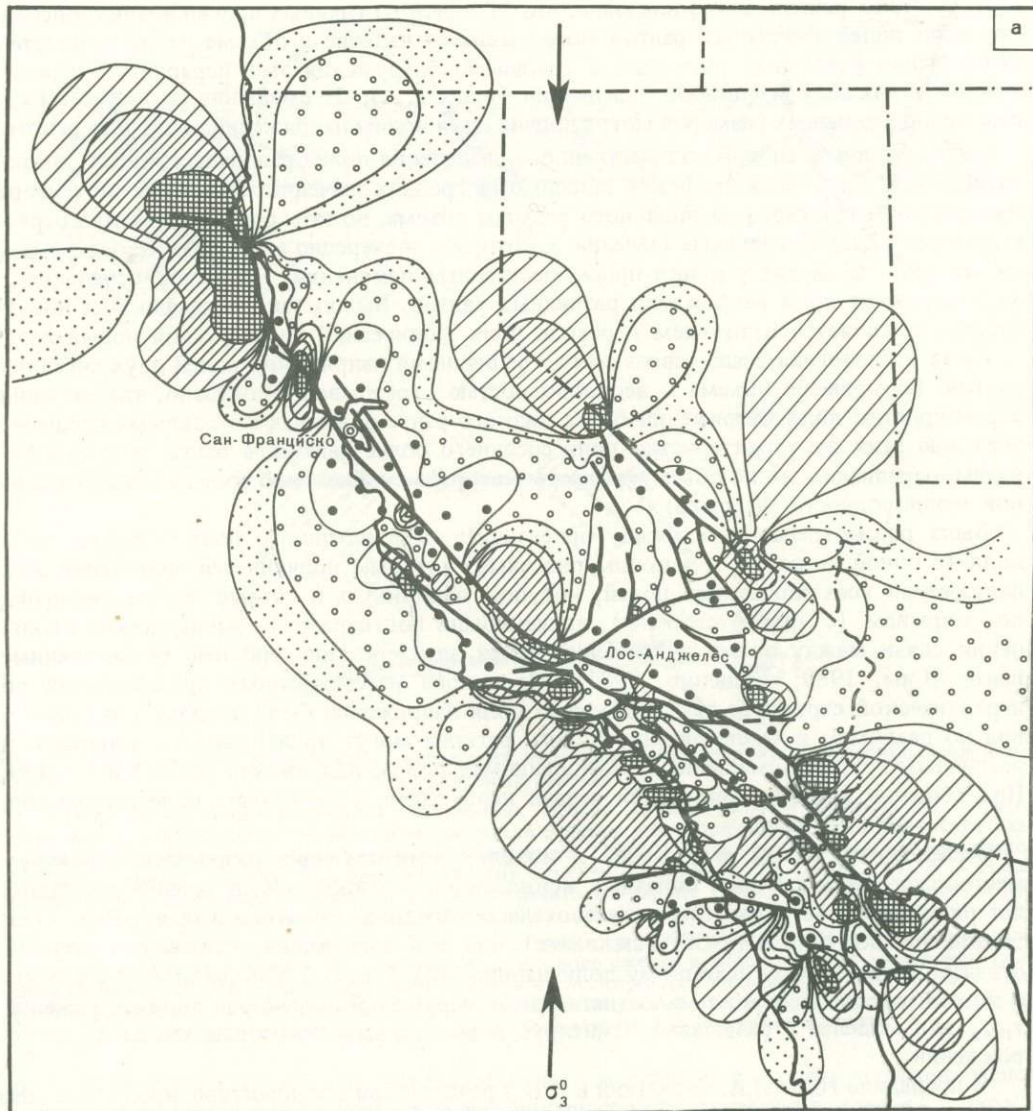


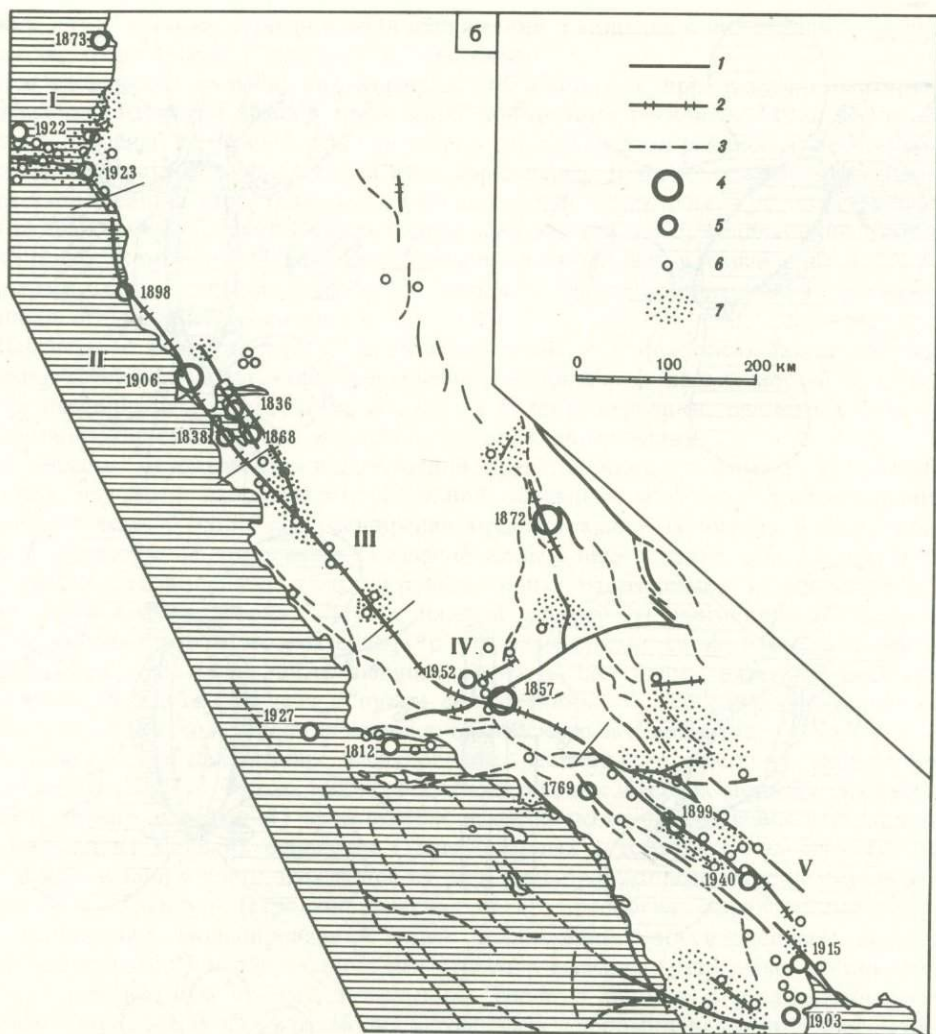
Рис. 10. Локальное поле напряжений  $\tau_{\max}$  (а), система разрывов и карта сейсмичности (б) Калифорнии [Осокина, Никонов, Цветкова, 1979]

а — локальное поле  $\tau_{\max}$  в модели, имитирующей всю систему разломов Сан-Андреас при меридиональной ориентации оси  $\sigma_3$  исходного поля. Условные обозначения см. на рис. 5.

б — карта сейсмичности Калифорнии: 1 — разломы системы Сан-Андреас и Невады, активные в позднем кайнозое; 2 — то же, во время известных землетрясений; 3 — прочие разломы; 4–6 — эпицентры землетрясений (годы землетрясений): 4 —  $M \geq 8$ , 5 —  $7 \leq M < 8$ , 6 —  $6 \leq M < 7$ ; 7 — области, в пределах которых зарегистрировано большое число слабых землетрясений; I–V — участки системы разломов Сан-Андреас с различным характером сейсмичности (I, III, V — с постоянной сейсмичностью, II, IV — со спорадической сейсмичностью)

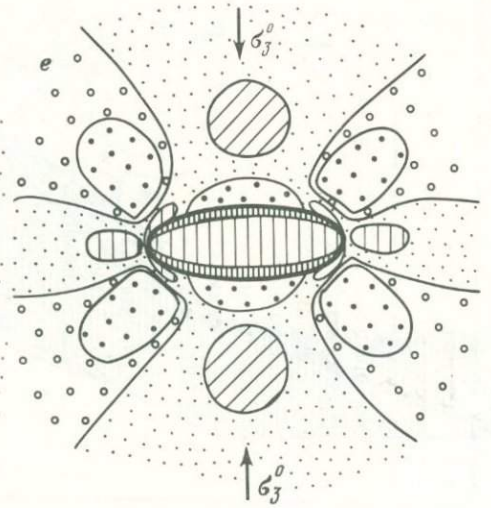
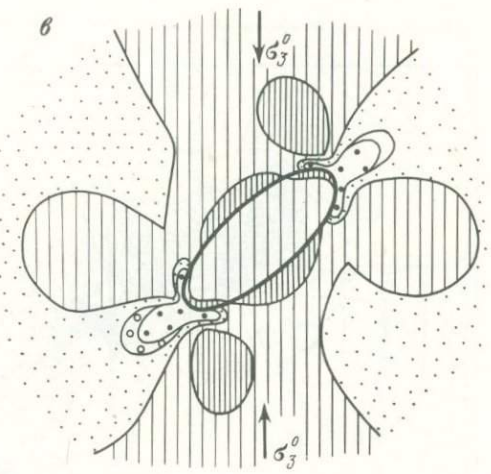
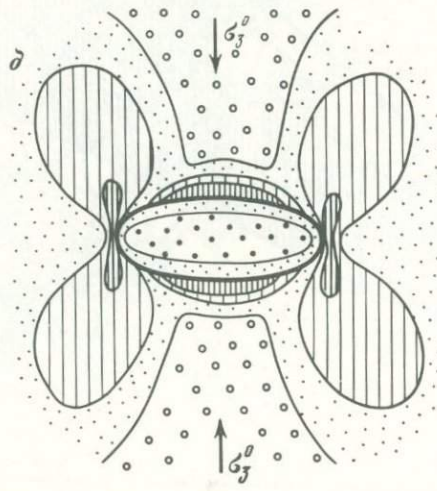
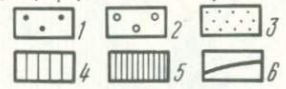
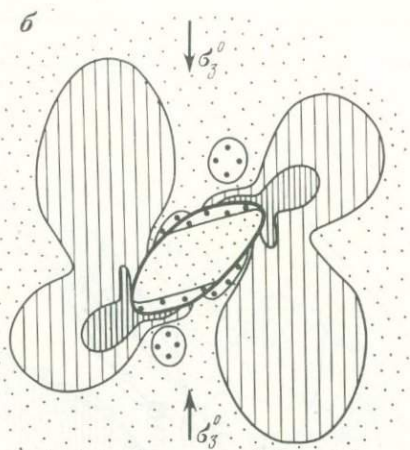
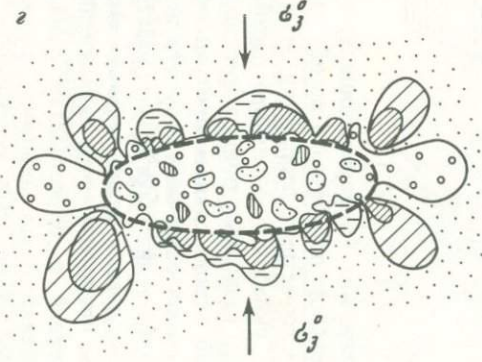
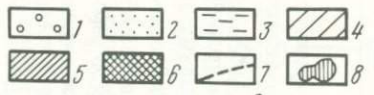
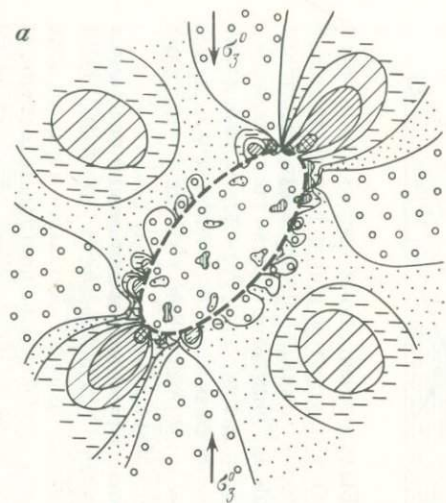
вия подобия, сделан расчет требуемых свойств материалов, проведено изучение свойств известных упругих материалов, созданы новые упругие и вязкие эквивалентные материалы и исследованы их свойства, осуществлено развитие метода фотоупругости и разработан метод фотовязкости, разработана методика изучения напряжений в моделях массивов с разрывами или с включениями различной природы.

Исследования полей напряжений в моделях, воспроизводящих основные типы



тектонических (деформационных) структур. Были изучены поля напряжений в моделях складок поперечного изгиба, развивающихся в упругой или в вязкой толще, с учетом геометрии, слоистости и других факторов; складок продольного расплющивания; складок продольного изгиба различной амплитуды и систем таких складок; флексур различных типов и зон сдвигаения; очагов расширения. Результаты этих исследований использовались при решении вопросов о физических условиях и механизме образования различных структур и связанных с ними разрывов, а также о механизме деформирования значительных участков земной коры и т.п.

Исследования полей напряжений в окрестностях разрывов и включений (при однородном внешнем поле напряжений). Изучались закономерности строения поля напряжений в окрестностях разрывов различной формы. Детально изучено поле напряжений около единичного плоского разрыва, на этой основе построены траектории главных напряжений трехмерного локального поля и новая схема формирования вторичных нарушений около разрыва, которая позволяет интерпретировать геологические данные о вторичных нарушениях и поясах трещин в окрестностях разломов. На этой же основе начато изучение особенностей иерархической структуры тектонического поля напряжения, способов выделения полей различных рангов и связей



между ними, а также строения поля напряжений в моделях с включениями различной природы: трещинными, "мягкими" и "жесткими".

Исследования локальных полей напряжений в моделях, приближенно имитирующих разрывную структуру земной коры ряда конкретных регионов. Такие исследования были проведены, во-первых, для некоторых сейсмоопасных районов и, во-вторых, для некоторых участков рудных полей и месторождений. В первом случае изучалась связь поля напряжений с характеристиками сейсмичности, во втором — условия формирования рудных полей и месторождений и типы зависимости между величиной напряжений и характеристиками оруденения. Исследования проводились в связи с задачами тектонофизики, сейсмогеологии, изучения физики очагов землетрясений, разведочной, рудной и структурной геологии.

Дальнейшее развитие работ по моделированию тектонических полей напряжений должно сочетать существенное увеличение методических возможностей моделирования с расширением круга задач тектоники и тектонофизики, решаемых с помощью поляризационно-оптического метода или метода фотомеханики.

В области методических исследований представляются важными: 1) разработка методик изучения напряженного состояния объемных моделей с учетом специфики условий в земной коре; 2) расширение моделирования на вязких и вязко-пластичных эквивалентных материалах, создание новых видов таких материалов, а также материалов, позволяющих моделировать поля напряжений, изменяющиеся при разрушении массива горных пород; важной задачей будущего является разработка оптически-чувствительного материала с реологическими свойствами, аналогичными свойствам горных пород, включающим упругость, ползучесть, вязкость, пластичность и разрушение (путем отрыва и путем скалывания); 3) использование новых разработок в области техники поляризационно-оптического эксперимента.

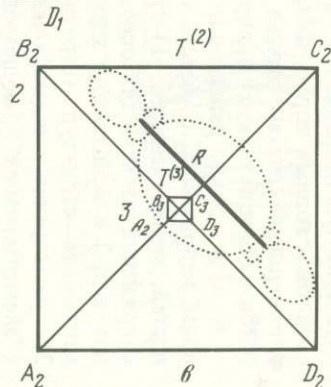
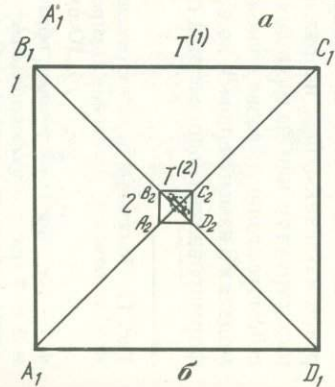
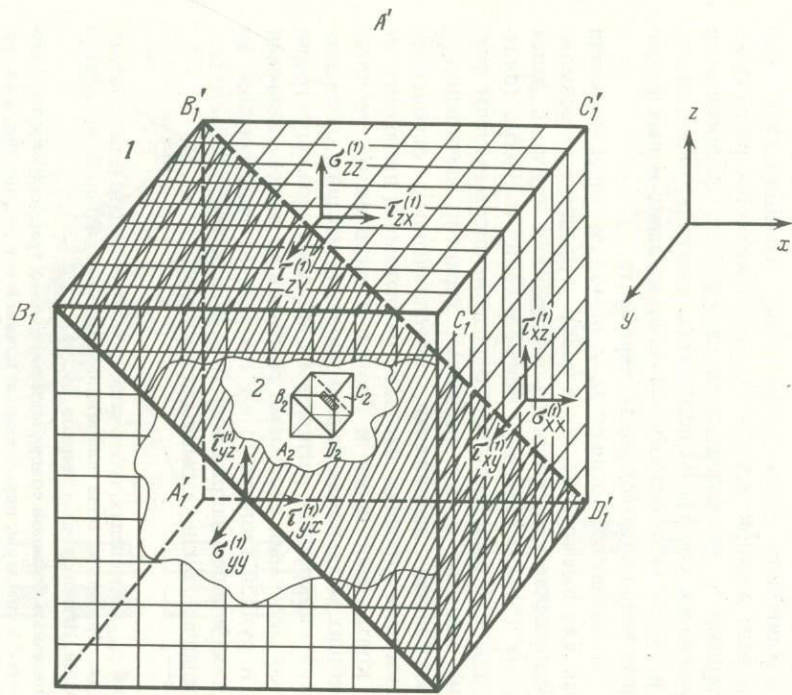
К кругу задач дальнейших исследований, решаемых с помощью моделирования полей напряжений, с учетом как уже имеющихся, так и новых методических возможностей, можно отнести: 1) продолжение классического направления изучения полей напряжений на моделях основных ("элементарных") тектонических структур (складок и др.) и зависимости этих полей от ряда факторов, определяющих механизм формирования структур (строение массива и его реология, характер нагружения); 2) расширение моделирования полей напряжений, обусловленных основными ("элементарными") неоднородностями строения массива (разрывами и включениями часто встречающейся формы, контактами слоев и блоков с различными реологическими свойствами) при важнейших механизмах деформирования массива; 3) расширение изучения полей напряжений конкретных регионов на моделях сложнопостроенных структур или на моделях со сложными системами разрывов (в связи с задачами сеймотектоники, разведочной и рудной геологии); 4) проведение исследований на моделях с изменяющимся во времени полем напряжений, отражающим различные этапы формирования геологических складчатых или разрывных структур.

Рис. 11. Локальные поля напряжений  $\tau_{\max}$  в моделях, содержащих неоднородности (эллипсообразные включения) различной природы. Исходное поле напряжений отвечает одноосному сжатию [Осокина, Игамназаров, Смирнов, 1979]

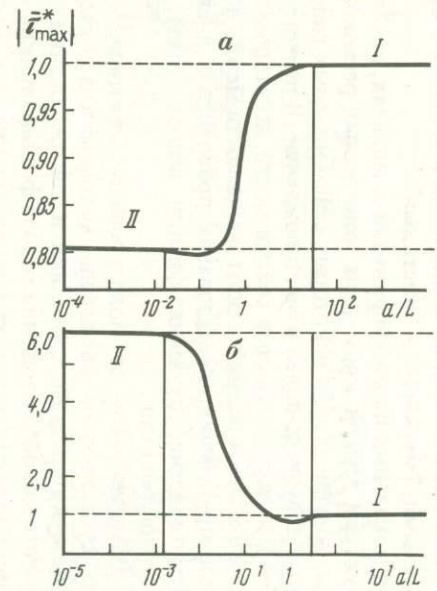
$a, g$  — трещинные включения, образованные большой совокупностью мелких трещин (разрезов) длиной 6–7 мм:  $a$  — включение содержит 72 трещины, параллельные длинной оси включения, и 63 трещины, перпендикулярные этой оси; обе системы трещин нанесены в шахматном порядке;  $b, d$  — "мягкие" включения; отношение модулей Юнга материала включения и материала модели составляет 0,46;  $v, e$  — "жесткие" включения; отношение модулей Юнга материала включения и материала модели составляют  $\sim 4,2$ . Размеры включений: длина 92 мм, ширина 40 мм.  $a, b, v$  — длинная ось включения составляет угол  $45^\circ$  с осью сжатия  $\sigma_3$  исходного поля (направлением сжатия модели);  $g, d, e$  — длинная ось включения составляет угол  $90^\circ$  с осью сжатия  $\sigma_3$  исходного поля.

Для  $a, g$ : 1–6 — см. 2–7 на рис. 5; 7 — граница области с мелкими нарушениями, с трещинами; 8 — условное изображение множества мелких областей изменения  $\tau_{\max}$  внутри включения.

Для  $b, v, d, e$ : 1–5 — относительная величина напряжений  $\tau_{\max}$ : 1 — от 1,21 до 1,62, 2 — от 1,62 до 1,77, 3 — от 1,77 до 2, 4 — от 2 до 2,3, 5 — от 2,3 до 2,59; 6 — границы между областями с различной величиной  $\tau_{\max}$



Б



## ЛИТЕРАТУРА

- Александров А.Я., Ахметзянов И.Х. Поляризационно-оптические методы механики деформируемого тела. М.: Наука, 1973. 576 с.
- Бондаренко П.М. Некоторые особенности распределения полей напряжения в складках, различных по механизму образования: Тез. VI сес. Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1969, с. 135–136.
- Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.
- Бондаренко П.М., Луцицкий И.В. О полях напряжения в складках, возникающих вследствие продольного изгиба. – Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 4, с. 878–880.
- Буртман В.С., Лукьянов В.А., Пейве А.В. и др. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. – В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5–33.
- Гзовский М.В. Тектонические поля напряжений. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954а, № 5, с. 390–410.
- Гзовский М.В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954б, № 6, с. 527–545.
- Гзовский М.В. Моделирование тектонических процессов. – В кн.: Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960а, с. 315–344.
- Гзовский М.В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. – В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. МГК. 21-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960б, с. 17–31.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Т. 3/4. 544 с.
- Гзовский М.В. Развитие новых направлений в тектонофизике. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5, с. 51–84.
- Гзовский М.В. Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре. – В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, с. 5–37.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гзовский М.В., Осокина Д.Н. Моделирование реологических процессов в твердых телах с поляризационно-оптическим исследованием напряжений. – Коллоид. журн., 1960, т. 22, № 5, с. 560–568.
- Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Кузнецова И.М. Применение поляризационно-оптического метода при моделировании геологических процессов. – В кн.: Поляризационно-оптический метод исследования напряжений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960, с. 290–304.
- Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Ломакин А.А., Кудряшова В.В. Моделирование влияния древних разрывов в земной коре на ее напряженное состояние. – В кн.: Тр. VII Всесоюз. конф. по поляризационно-оптическому методу исслед. напряжений. Таллин; Изд-во АН ЭССР, 1971, т. 4, с. 48–56.
- Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Ломакин А.А., Кудряшова В.В. Напряжения, разрывы, очаги землетрясений (результаты моделирования). – В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 113–124.
- Гречишников Н.П., Крамар О.А., Черкашин Л.А. и др. Методы изучения докембрийских рудоносных структур и площадей. Киев: Изд-во АН УССР, 1984. 37 с. Препр. ИГФМ.
- Григорьев А.С., Михайлова А.В., Шахмурадова З.Е. Зависимость между характеристиками верти-

Рис. 12. Условия проявления и способы разделения полей напряжений различных рангов [Осокина, 1982; Мячкин и др., 1982]

*A* – поля напряжений, измеряемые в окрестностях заданной точки (совпадающей с центром объема), зависят от величины объема, в котором производятся измерения: *a* – объем; *b*, *v* – поля напряжений различных рангов: *T*<sup>(1)</sup> – исходное, *T*<sup>(2)</sup> – переходное, *T*<sup>(3)</sup> – локальное I порядка; *R* – разрыв. *B* – способ количественного разделения полей различных рангов, основанный на построении графиков зависимости средних характеристик поля напряжений от величины объема осреднения. Случай наличия в окрестностях точки полей двух рангов – исходного поля и локального поля разрыва. Исходное поле отвечает одноосному сжатию, для него  $|\tau_{\max}^*| = 1$

*a*, *b* – графики зависимости среднего значения модуля напряжения  $\tau_{\max}^*$ , вычисленного для объема с толщиной  $z = 1$  и со стороны квадрата *a*, от логарифма отношения  $a/L$ , где *L* – длина разрыва. Напряжения  $|\tau_{\max}^*|$  определялись для объемов, центры которых отвечали точкам с координатами:  $x = 0,25 L$ ,  $y = 0,15 L$  (*a*) и  $x = 0,505 L$  и  $y = 0$  (*b*). Ось *x* совпадает с линией разрыва, ось *y* – с нормалью к нему, начало координат – с серединой разрыва. Графики типичны для областей локального понижения и локального повышения напряжений. Горизонтальные ступени графиков характеризуют поля напряжений двух рангов: *I* – исходное поле, *II* – локальное поле разрыва. Результаты теоретического расчета отвечают решению плоской задачи теории упругости для случая  $\alpha = 45^\circ$  (см. рис. 5) и коэффициента трения  $k = 0,2$

- кальных перемещений поверхности и напряженным состоянием осадочного чехла в надразломных зонах. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 97–125.
- Громин В.И., Запороженко А.А.* Экспериментальная тектоника: Библиография (1812–1970 гг.). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1971. 132 с.
- Гущенко О.И.* Кинематический метод определения параметров напряжений и характеристика их связи с тектоническими движениями по разрывам разных структурных уровней (на примере Западного Дарваза и сейсмоактивных областей Южной Азии): Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1981. 21 с.
- Данилович В.Н.* Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями: Метод. руководство. Иркутск: Кн. изд-во, 1961. 48 с.
- Дюрелли А., Райли У.* Введение в фотомеханику: (Поляризационно-оптический метод). М.: Мир, 1970. 387 с.
- Кокер Э., Файло Л.* Оптический метод исследования напряжений. Л.; М.: ОНТИ, 1936. 634 с.
- Королев В.А., Фатхуллаев Ш.Д.* Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 9–22.
- Корчмазин В.А.* Трещинная тектоника, механизм и история развития структуры Никитовского рудного поля: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. Донецк: Политехн. ин-т, 1970. 24 с.
- Лучицкий И.В.* О значении эксперимента в геологии. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники: (К 60-летию акад. А.Л. Яншина). М.: Наука, 1971, с. 269–280.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Эксперименты по моделированию сводовых поднятий Байкальского типа. — Геотектоника, 1967, № 2, с. 3–19.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Моделирование полей напряжений в геологических структурах и его значение в теории рудообразования. — В кн.: Роль физико-механических свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М.: Наука, 1973, с. 36–40.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Моделирование кольцевых структур. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 129.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М.* Поля напряжений флексур и разломов. — В кн.: Основные структурные элементы земной коры на территории Сибири и их эволюция в докембрии и фанерозое. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 86–97.
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М., Громин В.И.* и др. Тектонический эксперимент в Сибири. — Геология и геофизика, 1977, № 12, с. 37–45.
- Лыков В.И., Осокина Д.Н., Петров В.А., Цветкова Н.Ю.* Изучение особенностей напряженного состояния в моделях земной коры Копетдагского региона и его сопоставление с современной сейсмичностью. — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 88–90.
- Метод фотоупругости/Под ред. Г.Л. Хесина и др. М.: Стройиздат, 1975. Т. 1/2. 460 с.
- Муди Дж.Д., Хилл М.Дж.* Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 265–333.
- Мячкин В.И., Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Тектонофизический анализ полей напряжений и проблемы физики очага землетрясений. — В кн.: Модели изменения напряженно-деформированного состояния массивов горных пород в приложении к прогнозу землетрясений. Апатиты: КФ АН СССР, 1982, с. 3–24.
- Осокина Д.Н.* Пластичные оптически-активные материалы для моделирования тектонических процессов. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 345–360.
- Осокина Д.Н.* Пластичные и упругие низкомолекулярные оптически-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 196 с.
- Осокина Д.Н.* Вопросы изучения иерархической структуры тектонического поля напряжений, критериев выделения полей различных уровней и взаимосвязи между ними на основе моделирования и теоретических расчетов. — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 11–12.
- Осокина Д.Н., Гембицкий Л.С.* Студни ацетилцеллюлозы как оптически-активный упругий материал для исследования напряжений в моделях, деформирующихся от собственного веса. — Коллоид. журн., 1962, т. 24, № 6, с. 724–732.
- Осокина Д.Н., Фридман В.Н.* Исследование взаимосвязей между характеристиками смещений по разрывам и тектоническими полями напряжений различных уровней. — В кн.: Современные движения земной коры. Кишинев: Штиинца, 1982, с. 89–91.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979а, с. 139–162.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю.* Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979б, с. 163–184.

- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений и в окрестностях систем тектонических разрывов. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 187—206.
- Осокина Д.Н., Гембицкий Л.С., Гзовский М.В. Способ получения оптически-активного низкомолекулярного материала. — Бюл. изобретений и товарных знаков, 1963, № 9, с. 53.
- Осокина Д.Н., Григорьев А.С., Цветкова Н.Ю. Метод и результаты моделирования перестройки регионального поля и формирования локальных полей тектонических напряжений в окрестностях тектонических разрывов. — В кн.: Механика литосферы. М.: НТО "Горное", 1974, с. 16—18.
- Осокина Д.Н., Игамназаров Т., Смирнов Л.А. Моделирование локальных полей напряжений, возникающих в результате наличия в массиве включений (неоднородностей) различной природы. — В кн.: Напряженно-деформированное состояние и устойчивость скальных склонов и бортов карьеров. Фрунзе: Илим, 1979, с. 144—151.
- Осокина Д.Н., Никонов А.А., Цветкова Н.Ю. Моделирование локального поля напряжений системы разломов Сан-Андреас. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 204—226.
- Осокина Д.Н., Гущенко О.И., Лыков В.И., Цветкова Н.Ю. Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Ср. Азии). — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 185—203.
- Осокина Д.Н., Мячкин В.И., Игамназаров Т. и др. Изучение локального поля напряжений аналога очаговой зоны (результаты моделирования). — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 68—78.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю., Гущенко О.И. и др. Применение метода фотоупругости при решении задач тектонофизики, геологии и геофизики. — В кн.: Материалы VIII Всесоюз. конф. по методу фотоупругости. Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1979, т. 4, с. 241—247.
- Парфенов В.Д. Реконструкция и моделирование напряженного состояния в зонах сдвига горных пород. — В кн.: Тр. Всесоюз. семинара по эксперименту и моделированию в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1973, с. 106—108.
- Пригоровский Н.И. Поляризационно-оптический метод. — В кн.: Машиностроение: Энцикл. справ. М.: Машгиз, 1947, т. 3, с. 250—275.
- Сим Л.А. Выявление новейших активизированных разломов в условиях слабо обнаженных районов (на примере зоны сочленения Мезенской синеклизы и Среднего Тимана): Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1980. 20 с.
- Смирнов Л.А. Моделирование локальных полей напряжений при прогнозировании областей развития малоамплитудных разрывов на месторождения полезных ископаемых. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 227—234.
- Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
- Сычова-Михайлова А.М. Некоторые результаты моделирования глыбовых платформенных складок. — Сов. геология, 1958, № 9, с. 78—96.
- Трумбачев В.Ф., Молодцова Л.С. Применение оптического метода для исследования напряженного состояния пород вокруг горных выработок. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 94 с.
- Фатхуллаев Ш.Д. Тектонофизические условия формирования структур рудных полей эндогенных месторождений Средней Азии: Автореф. дис. . . д-ра геол.-минерал. наук. Ташкент, 1981. 42 с.
- Фатхуллаев Ш.Д., Королев В.А., Шехтман П.А. Оптическое моделирование тектонических структур для целей детального прогнозирования эндогенных месторождений. — В кн.: Тр. Межвуз. конф. по применению физ. и мат. моделирования в ряде областей техники. М.: МЭИ, 1968, с. 155—157.
- Фатхуллаев Ш.Д., Королев В.А., Белоус И.Р. и др. Опыт моделирования рудоносных структур при детальном и крупномасштабном прогнозировании. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 166—174.
- Фотоупругость-79: Материалы VIII Всесоюз. конф. по методу фотоупругости. Таллин; Изд-во АН ЭССР. 1979. Т. 1. 220 с.; Т. 2. 228 с.; Т. 3. 302 с.; Т. 4. 283 с.
- Фрохт М.М. Фотоупругость. М.: Гостехиздат. Т. 1. 1948. 432 с.; Т. 2. 1950. 488 с.
- Цимбаревич П.М. Механика горных пород. М.: Углетехиздат, 1948. 184 с.
- Черкашин Л.А. Моделирование тектонических напряжений в структурах, контролирующих редкометальное оруднение. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1982а, № 1, с. 38—41.
- Черкашин Л.А. Особенности интерпретации тектонофизических моделей структуры редкометального рудопроявления. — В кн.: Рудоконтролирующие структуры докембрийских месторождений. Киев: Изд-во АН УССР, 1982б, с. 45—52. Препр. ИГФМ.
- Шамина О.Г., Осокина Д.Н., Томашевская И.С. и др. Модельные и экспериментальные исследования разрушения и связанных с ним процессов. — В кн.: Предвестники землетрясений. М., 1973, с. 28—60. Рукопись деп. в ВИНТИ № 5498—73.
- Chinnery M.A. Secondary faulting. 1. Theoretical aspects. 2. Geological aspects. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1966, vol. 3, N 2, p. 163—174.
- Currie J.B., Patnode H.W., Trump R.P. Development of folds in sedimentary strata. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, vol. 73, N 6, p. 655—674.
- Roberts D., Strömgarð K.-E. A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones. — *Tectonophysics*, 1972, vol. 14, N 2, p. 105—120.

## СОБСТВЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ В МОДЕЛЯХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

Моделирование автоколебательных систем, имеющих геологическое значение, начало развиваться сравнительно недавно. Однако интерес к нему непрерывно возрастает. Моделирование показывает, что автоколебательные системы могут возникать в недрах Земли и на ее поверхности, что эти системы могут вызывать собственные колебания в таких процессах как магматизм, деформация горных пород, осадконакопление, формирование климата, дифференциация вещества в глубоких недрах и т.д. [Сергин С.Я., Сергин В.Я., 1966, 1978; Тихонов и др., 1969, 1972; Кеонджян, 1980; Кеонджян, Монин, 1980; Лукьянов, 1980, 1985; Девдариани, Питовранов, 1981; Аквис, Девдариани, 1982; Лукьянов и др., 1982, 1984; Lukyanov, 1972; и др.]. Периоды собственных колебаний могут быть и непродолжительными и очень длительными, а размеры автоколебательных систем — от совсем небольших до глобальных.

Интерес к геологическим автоколебательным системам определяется прежде всего тем, что они позволяют дать простое и естественное объяснение хорошо известному в геологии явлению неравномерности развития геологических процессов. Неравномерность развития, порой доходящая до цикличности, характерна практически для всех геологических процессов начиная от формирования ритмично построенных слоистых осадочных толщ и кончая образованием таких мощных и длительно развивающихся явлений, как тектоно-магматические циклы, орогенические фазы и фазы складчатости [Шатский, 1939, 1964; Штилле, 1964; Дафф и др., 1971; Stille, 1924]. Обычно предполагается, что ритмика в развитии геологических процессов определяется периодическими внешними воздействиями на них либо со стороны космоса, либо со стороны других геологических объектов. Допустить самопроизвольное возникновение пульсаций в геологических процессах геологи обычно не решаются, так как не видят причин и механизмов для превращения равномерно протекающего процесса в пульсирующий. Моделирование автоколебательных систем обнаруживает такие механизмы.

Как известно, колебательными называются такие физические системы, которые испытывают периодические изменения своего состояния, определяющиеся их внутренними свойствами, а не внешними воздействиями. С энергетической точки зрения все колебательные системы делятся на консервативные, диссипативные и автоколебательные. Консервативные колебательные системы не получают энергии извне и не отдают ее. Энергия только перераспределяется внутри системы. Колебания продолжают сколь угодно долго не затухая. Примером может быть идеальный маятник без трения. Диссипативные колебательные системы не получают энергии извне, но в них происходит потеря, диссипация, энергии обычно за счет трения или излучения. Колебания постепенно затухают. Примером могут быть колебания маятника в незаведенных часах: если его качнуть, то возникшие колебания довольно быстро затухают за счет потери энергии на преодоление трения в механизме. Автоколебательные системы не только теряют энергию, но и получают ее извне. При этом устройство системы автоматически регулирует поступление и расход энергии таким образом, что в среднем между ними устанавливается равновесие. Период и амплитуда колебаний определяются параметрами системы и сохраняются пока действуют источники энергии. Примером могут быть заведенные часы, которые будут исправно идти, пока завод не кончится.

Автоколебательные системы имеют самую разнообразную природу и устройство. Они бывают механические, электрические, термодинамические и др. Однако для всех этих систем характерно то, что они как бы пропускают через себя поток энергии или вещества. Таким образом, автоколебательные системы всегда являются неравновесными, открытыми системами. Среди множества автоколебательных систем особенно

интересны релаксационные. Эта разновидность характеризуется тем, что в ней осуществляется постепенное накопление напряжений (механических, электрических и др.) и последующая их релаксация. В первую фазу (обычно более длительную) энергия в системе накапливается, во вторую (обычно более короткую) — расходуется. В строении таких систем обязательно присутствуют "накопитель энергии" и "нелинейный элемент", который в зависимости от количества накопленной энергии производит переключение системы с режима накопления на режим расхода и наоборот.

Автоколебательные системы вообще и релаксационные в частности широко используются в технике. Множество таких систем известно и в естественных природных процессах начиная с ритмично падающих капель при весенней капели и кончая периодически извергающимися гейзерами и изменяющимися популяциями в биологических системах "хищник—жертва". Геологические процессы тоже не лишены автоколебательных систем. Однако их изучение затруднено слишком большой длительностью геологического времени и невозможностью осуществить эксперимент, т.е. повторить геологический процесс в условиях, позволяющих следить за его ходом и влиять на него.

Моделирование позволяет проводить эксперименты с моделями и исследовать поведение геологических автоколебательных систем в идеализированном виде. Экспериментальное исследование моделей может быть особенно полезным для правильной постановки задачи при корреляции геологических событий. Проблемы корреляции в существенной мере зависят от ответа на вопрос: отражает ли геологическая ритмика данного района общепланетарную ритмику космического происхождения или она связана с собственными колебаниями локальной системы, с особенностями развития данного района? Совместный анализ результатов моделирования и глобальной корреляции геологических явлений несомненно позволит ответить на этот вопрос и отделить общепланетарные ритмы от локальных. Такое разделение совершенно необходимо для правильной корреляции геологических событий в удаленных районах.

Ниже мы рассмотрим несколько моделей геологических автоколебательных систем, возникающих в недрах Земли и на ее поверхности.

#### АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ В НЕДРАХ ЗЕМЛИ ПРИ ПЛАВЛЕНИИ ЛИТОСФЕРЫ

В моделях, имитирующих тепловую эволюцию литосферы, рассматривается перенос тепла через толщу, в которой могут осуществляться плавление и кристаллизация вещества. Таким образом, эти модели характеризуют некоторые аспекты проблемы магматизма. В простейших моделях состав толщи принимается однородным, в более сложных — учитывается неоднородность состава литосферы по вертикали. Деформации и механические внедрения магмы не рассматриваются. В большинстве случаев такая система не генерирует колебаний. Однако при определенных условиях в ней возникают тепловые колебания, приводящие к пульсации теплового потока и пульсирующему плавлению и кристаллизации вещества.

Впервые расчетные результаты о пульсирующем проплавлении литосферы были получены А.Н. Тихоновым, Е.А. Любимовой и В.К. Власовым [1969, 1972]. Они казались парадоксальными и вызвали оживленное обсуждение и критику. Расчеты теоретически построенной модели были осуществлены на ЭВМ. Рассматривалась разогревающаяся за счет радиоактивного распада Земля с постоянной температурой на поверхности. Значения теплопроводностей, теплоемкостей, температур плавления и скрытых теплот плавления горных пород на различных глубинах были взяты в соответствии с современными представлениями о значениях этих величин. Эффективная теплопередача  $\lambda_{эф}$  в расплаве бралась выше теплопроводности  $\lambda$  нерасплавленных пород, чем имитировалось возникновение конвекции в расплаве. Расчет показал, что в такой модели расплав возникает на глубине 400—500 км от поверхности Земли, после чего идет быстрое плавление в его кровле. В результате этого верхняя граница расплава начинает подниматься (перемещаться вверх за счет плавления). Через некоторую

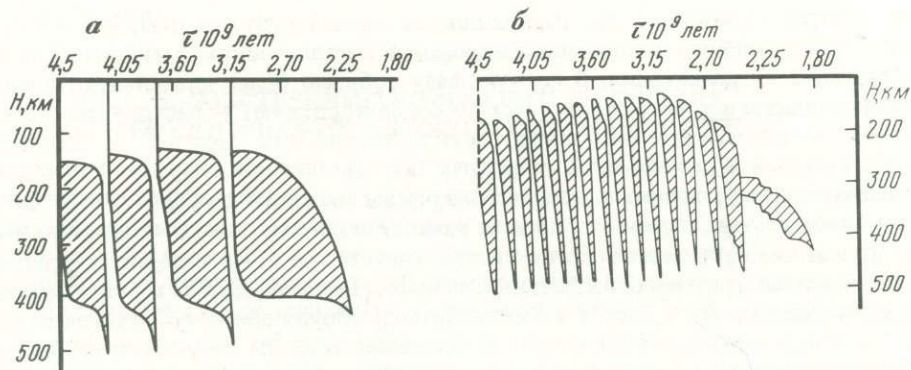


Рис. 1. Цикличность проплавления верхней мантии при включении интенсивной теплопередачи ( $\lambda_{эф}$ ) в слое расплава по данным А.Н. Тихонова и др. [1972]

$a - \lambda_{эф} = 0,05 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{град}^{-1}$ ;  $b - \lambda_{эф} = 0,1 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-1} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{град}^{-1}$

время на нижней границе расплава начинается кристаллизация, в результате чего эта граница тоже поднимается (перемещается вверх за счет кристаллизации).

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

Наши исследования аналогичной модели<sup>1</sup> подтвердили вывод о значении отношения  $\lambda_{эф}/\lambda$  как параметра, контролирующего частоту возникающих колебаний. Однако этот параметр оказался не единственным. Более того, для возникновения тепловых колебаний в рассматриваемой модели необходимо задать дополнительные условия, о которых не упомянули авторы указанных выше статей. Эти условия определяют зависимость появления конвекции от толщины расплавленного слоя. Если допустить, что конвекция возникает сразу же после появления ничтожных количеств расплава, то заметных тепловых колебаний не возникает. Вернее, возникают колебания настолько

<sup>1</sup> Мы исследовали эту модель на аналоговой вычислительной машине системы В.С. Лукьянова — гидроминтеграторе ИГЛ. О принципах и методах решения задач на ИГЛ см. в работах В.С. Лукьянова [1937, 1959], Вевировской и др. [1962].

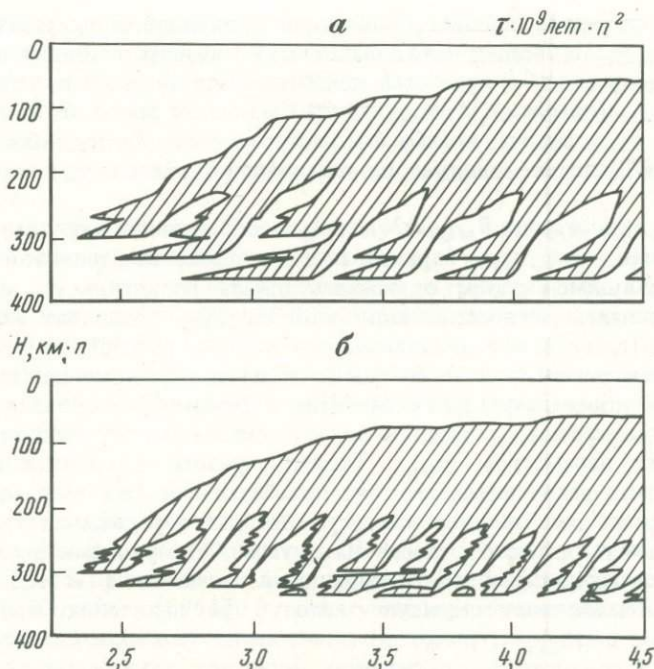


Рис. 2. Зависимость периодов проплавления однородной литосферы от момента появления конвекции (включения  $\lambda_{эф}$ )  
Толщина расплава в момент включения  $\lambda_{эф}$  достигает: а — 30 км, б — 10 км

большой частоты, что в модели появляются многочисленные мелкие очажки плавления и кристаллизации, образующие зону частичного плавления со средней теплопроводностью  $\lambda < \lambda_{ср} < \lambda_{эф}$ , а решение в целом оказывается стационарным. Если же предположить, что конвекция возникает только в больших количествах расплава, и задать минимальную толщину расплавленного слоя, необходимую для "переключений"  $\lambda$  на  $\lambda_{эф}$ , то система начинает генерировать тепловые колебания, описанные А.Н. Тихоновым, Е.А. Любимовой и В.К. Власовым. Геологические предпосылки для такого предположения имеются. Во-первых, расплав имеет значительную вязкость, в результате чего конвекция в тонких прослоях расплава невозможна. Во-вторых, в реальных толщах, имеющих гетерогенный состав, плавление разных компонентов горной породы осуществляется при разных температурах; в результате этого толща оказывается расплавленной не полностью, а частично; вязкость частично расплавленной толщи значительно выше вязкости расплава, и соответственно для возникновения конвекции нужна еще большая толщина слоя. Наконец, большинство толщ имеет слоистое строение с чередованием более тугоплавких и более легкоплавких прослоев; в таких условиях для начала конвекции необходимо "взломать" тугоплавкие слои-перегородки между расплавленными прослоями, что требует еще большего увеличения зоны плавления перед началом конвекции. О наличии всех этих неоднородностей, затрудняющих конвекцию, можно судить, например, по ксенолитам основного состава внутри гранитных массивов. Таким образом, в реальных условиях конвекция может начаться только после того, как будет расплавлена (или частично расплавлена) толща значительной мощности. Поэтому при постановке задачи мы должны ввести условие о минимальной толщине расплавленного слоя ( $h_{min}$ ), необходимой для "переключения"  $\lambda$  на  $\lambda_{эф}$ .

На рис. 2 приведены результаты исследования зависимости частоты возникающих колебаний от  $h_{min}$ . В приведенной модели плавление зарождается на глубине 300—350 км, откуда расплав путем зонного плавления и кристаллизации перемещается в

более высокие горизонты. Верхняя граница расплавленной зоны устанавливается на уровне около 60 км. Пульсации охватывают лишь нижнюю половину проплавляемой зоны, а в верхней расплав сохраняется длительное время. Частота тепловых колебаний зависит от  $h_{\min}$  (на рис. 2, а  $h_{\min} = 30$  км, а на рис. 2, б  $h_{\min} = 10$  км). С уменьшением  $h_{\min}$  частота колебаний увеличивается. Таким образом, параметр  $h_{\min}$  оказывает не меньшее влияние на тепловые колебания, чем параметры  $\lambda$  и  $\lambda_{эф}$ .

Оценивая роль параметров  $h_{\min}$ ,  $\lambda$  и  $\lambda_{эф}$  в образовании тепловых колебаний, нетрудно заметить, что  $h_{\min}$  характеризует количество тепловой энергии, накапливаемой плавящимся слоем с момента начала плавления до момента начала конвекции в расплаве. Основную часть этой энергии составляет скрытая теплота плавления. Параметры  $\lambda$  и  $\lambda_{эф}$  характеризуют соответственно пониженную теплопередачу во время развития этой тепловой системы в режиме накопления энергии и повышенную теплопередачу при ее развитии в режиме расходования энергии. Момент переключения системы с режима накопления на режим расходования энергии определяется тоже параметром  $h_{\min}$ . Таким образом, в земных недрах возникает классическая релаксационная автоколебательная система, состоящая из "накопителя энергии" и "нелинейного элемента", в определенных условиях переключающего систему с одного режима на другой. Обе функции выполняет горная порода, претерпевающая фазовые превращения (плавление и кристаллизацию); она, во-первых, накапливает скрытую теплоту при плавлении, выделяет ее при кристаллизации и, во-вторых, резко изменяет свою теплопроводность при появлении конвекции.

Автоколебательная система возникает лишь в том случае, если распределение источников тепла (радиоактивных и др.) в модели не соответствует получению стационарного решения задачи и приводит к образованию глубоко расположенного очага плавления. Расплав накапливает тепловую энергию пока не достигнет толщины  $h_{\min}$ . После этого возникшая конвекция и резко увеличившаяся теплопередача приводят к интенсивному оттоку тепла от нижней части расплавленного слоя к верхней. Внизу начинаются кристаллизация и выделение скрытой теплоты, которая устремляется вверх, расплавляя кровлю. Зонное плавление и кристаллизация выводят расплав в высокие горизонты, в результате чего температурный градиент в перекрывающей его толще возрастает, тепловой поток увеличивается и препятствует дальнейшему продвижению фронта плавления вверх. Фронт кристаллизации тоже поднимается вверх. Он либо нагоняет фронт плавления и полностью ликвидирует расплав (см. рис. 1), либо отстает от фронта плавления и сохраняет слой длительно существующего расплава (см. рис. 2). Но в обоих случаях отток тепла из глубоких недр уменьшается, и там вновь возникают условия для образования очага плавления. Процесс повторяется. Возникшая релаксационная автоколебательная система пропускает через себя тепловой поток не равномерно, а порциями, вызывая периодические увеличения и уменьшения теплового потока, переключаясь то на конвективный, то на кондуктивный режим. Эти колебания являются собственными колебаниями системы и зависят не от внешних воздействий на нее, а от внутренних характеристик самой системы (от параметров  $h_{\min}$ ,  $\lambda$  и  $\lambda_{эф}$ ).

Таким образом, автоколебательная система может возникнуть при переносе тепла даже через простейшую однородную модель литосферы.

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

Для этой модели существенным оказалось изменение величины теплопередачи расплава в зависимости от распределения в нем концентраций исходных веществ. Известно, что в жидкости теплопередача осуществляется двумя способами: без конвекции и с конвекцией. При этом величина теплопередачи существенно изменяется. Если в жидкости отсутствует конвекция, то жидкая фаза переносит тепло хуже, чем твердая. Конвекция резко увеличивает теплоперенос в жидкости, и он становится больше, чем в твердой фазе.

При тепловом потоке, направленном снизу вверх, конвекция в однородном расплаве возникает, если термический градиент больше адиабатического. Это почти всегда имеет место в литосфере, так как адиабатический градиент очень мал ( $\sim 0,3$  град/км). Он на порядок меньше градиента температур плавления горных пород ( $\sim 3$  град/км) [Магницкий, 1964]. Именно это обстоятельство заставляет расплавленные массы конвектировать и перемещаться в направлении теплового потока, т.е. снизу вверх [Магницкий, 1964, Shimazu, 1959, 1961]. Этот процесс был определяющим при анализе рассмотренной выше однородной модели литосферы. Однако это справедливо только для однородного расплава.

Совершенно иная картина возникает, когда расплав образуется на границе двух сред и когда его состав неоднороден. Градиент концентрации может влиять на плотность расплава больше, чем температура. Поэтому его плотность может увеличиваться сверху вниз даже при значительных градиентах температуры. На это обратил внимание В.Н. Жарков [1964]. В таких условиях конвекция не возникает, и теплоперенос в расплаве остается низким. Более того, градиент температуры плавления может оказаться ниже градиента температур. В результате этот расплав окажется перегретым у нижней границы и переохлажденным у верхней. Плавление у нижней границы, кристаллизация у верхней и соответствующее перемещение расплава вниз будут неизбежным результатом такой ситуации, т.е. возникнет зонная плавка с движением расплава в а в с т р е ч у тепловому потоку. Такой процесс уже давно обнаружен и воспроизведен экспериментально [Whitman, 1926] при изучении механизма опреснения морского льда. В нашей модели смена двух типов теплопередачи приводит к возникновению автоколебательной системы. При этом на первой стадии расплав мигрирует вниз, а на второй — вверх. В зависимости от направления его миграции изменяется тенденция эволюции его состава и появляется ряд следствий, имеющих тектоническое значение [Лукьянов, 1985].

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

В начальный момент времени было принято такое распределение температур, что оба слоя находились в нерасплавленном состоянии, а их температура была еще не установившейся и со временем постепенно повышалась, стремясь к установившемуся распределению при данных граничных условиях. Интересные результаты получаются в том случае, когда толщина слоя *A* достаточно велика, чтобы температура у его основания могла подняться выше температуры плавления вещества *A*. Забегая вперед, скажу, что в этом случае стационарное решение отсутствует и система генерирует тепловые колебания. В связи с этим начальные условия не оказывают существ-

венного влияния на решения, так как уже через несколько циклов ход процесса стабилизируется и на каждой фазе цикла устанавливается определенное распределение температур. Поэтому за начальные условия целесообразно брать распределение вещества и температур, соответствующие любой фазе цикла.

Плавление начинается в слое  $A$  около его нижней границы. И сейчас же в зоне плавления возникают сложные процессы растворения, кристаллизации и миграции расплавов, которые я постараюсь кратко охарактеризовать. Слой расплавленного вещества  $A$  образуется и увеличивается за счет повышения температуры. Одновременно с этим в нем растворяется вещество  $B$  и состав расплава становится смешанным. Вещество  $B$  растворяется на нижней границе расплавленного слоя и диффундирует вверх, в результате чего в расплаве возникает градиент концентрации. В этих условиях рассуждения Й. Шимазу [Shimazu, 1959, 1961], доказывающие неизбежность возникновения конвекции и миграции расплава вверх, неприменимы. Расплав представляет собой раствор тяжелого вещества  $B$  в легком веществе  $A$ , причем концентрация вещества  $B$  возрастает сверху вниз. Поэтому при достаточно большом градиенте концентрации плотность расплава тоже возрастает сверху вниз, несмотря на то, что увеличение температуры с глубиной значительно превышает адиабатический градиент. В результате этого конвекция не возникает и градиент температуры в расплаве остается большим. Более того, он оказывается больше градиента температуры кристаллизации вещества  $B$ , вычисленного с учетом градиента его концентрации в расплаве. Это приводит к кристаллизации вещества  $B$  у верхней границы расплава. Между твердым веществом  $A$  и расплавом появляется прослой твердого вещества  $B$ . Расплав оказывается заключенным внутри вещества  $B$ . При этом растворение вещества  $B$  у нижней границы, диффузия его вверх и кристаллизация у верхней границы продолжают. Таким образом, замкнутый объем растворителя (вещества  $A$ ) движется навстречу тепловому потоку, растворяя вещество  $B$  на фронте движения, пропуская его через себя и кристаллизуя в тылу. По мере продвижения расплава (лучше сказать — раствора) в область более высоких температур содержание вещества  $B$  в нем возрастает, и соответственно возрастает объем расплавленной массы. Описанный процесс хорошо изучен и теоретически и экспериментально при исследовании поведения жидкой фазы в морском льду [Савельев, 1963; Паундер, 1967; Цуриков, 1976]. Движение каплевидных включений раствора сквозь лед навстречу тепловому потоку вне зависимости от направления силы тяжести было экспериментально воспроизведено В.Г. Уитменом еще в 1926 г. [Whitman, 1926].

В нашей модели включения расплавленного вещества  $A$  неоднократно возникают около границы слоев и, растворяя вещество  $B$ , уходят внутрь слоя  $B$  навстречу тепловому потоку. В результате этого нижняя граница слоя  $A$  постепенно отступает кверху пока не достигнет более холодной зоны и не займет положение, в котором вещество  $A$  уже не плавится. Ниже этой границы образуется "полурасплавленная" зона, состоящая из вещества  $B$ , насыщенного мигрирующими вниз (навстречу тепловому потоку) включениями расплава смешанного состава. Эти включения при движении вниз увеличиваются и на определенной глубине сливаются друг с другом, образуя зону расплава. Когда нижняя граница слоя  $A$  перестает генерировать расплавленные включения, "полурасплавленная" зона начинает очищаться от них. Постепенно все включения расплава выходят из нее, опускаясь в зону расплава. Модель приобретает четырехслойное строение: 1) твердый слой  $A$  (толщина которого значительно сократилась); 2) слой вновь образовавшегося вещества  $B$ ; 3) зона расплава смешанного состава; 4) нижняя часть слоя  $B$ , которая не подвергалась плавлению. В таком состоянии модель прекращает активное развитие и в течение длительного времени сохраняется почти без изменений. Только очень медленно продолжает опускаться нижняя граница зоны расплава (за счет растворения), еще медленнее, едва заметно, — ее верхняя граница (за счет кристаллизации), и постепенно уменьшается градиент концентрации в расплаве. Последнее обстоятельство оказалось роковым: градиент концентрации со вре-

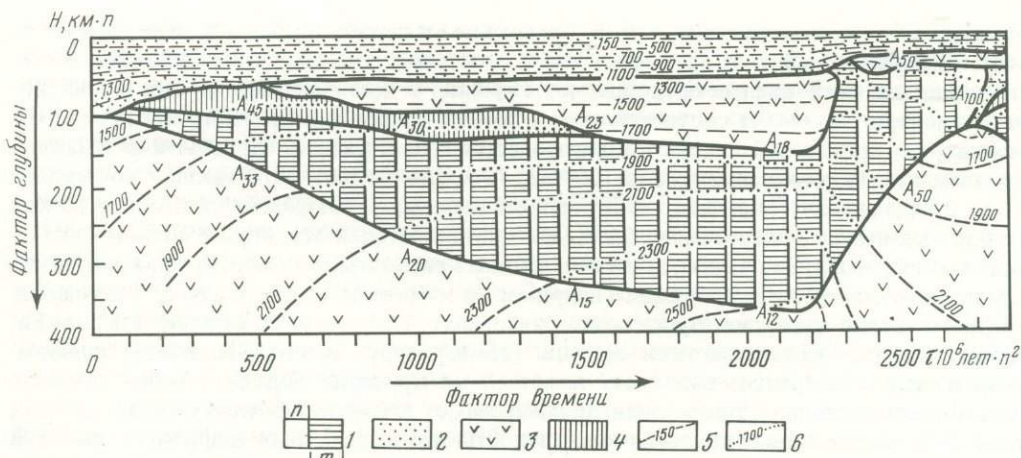


Рис. 3. Термальный цикл в двухслойной модели литосферы

1 — жидкая фаза состава  $A_nB_m$  ( $m = 100 - n$ ); 2 — твердая фаза А; 3 — твердая фаза В; 4 — зона полурасплава; 5 — изотермы в твердых фазах ( $^{\circ}\text{C}$ ); 6 — изотермы в расплаве и в зоне полурасплава ( $^{\circ}\text{C}$ )

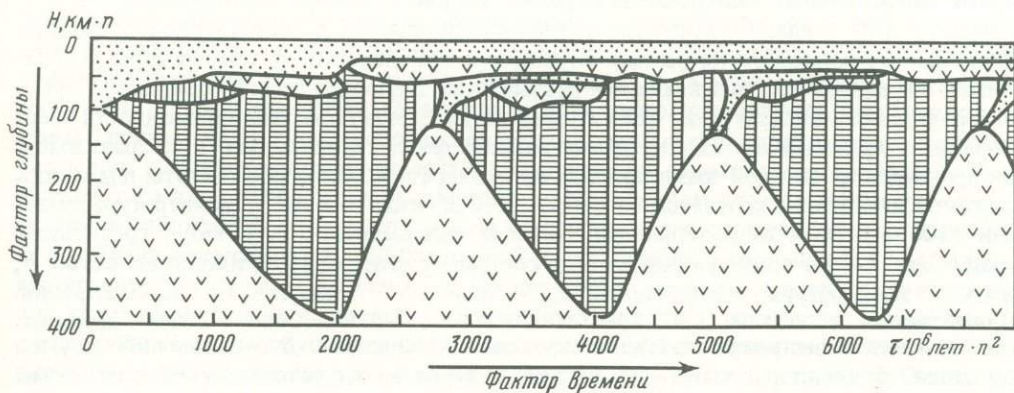


Рис. 4. Циклы проплавления в двухслойной модели литосферы

Условные обозначения см. на рис. 3

менем становится настолько мал, что в расплаве образуется тепловая инверсия плотностей и начинается конвекция.

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

Рисунки 3 и 4 иллюстрируют развитие двухслойной модели на конкретном примере. По вертикали отложена глубина, по горизонтали — время. Замечу сразу, что эти величины даны в условных единицах (в факторах глубины и времени), так как модель можно интерпретировать в разных временных и пространственных масштабах в соот-

ветствии с критерием подобия Фурье. Изменение масштаба глубины в  $n$  раз влечет за собой изменение масштаба времени в  $n^2$  раз. Так, при  $n = 1$  нанесенные вдоль координатных осей цифры представляют глубины в километрах и время в миллионах лет, а при  $n = 0,1$  соответственно в сотнях метров и в десятках тысяч лет. Это означает, что при первой интерпретации модели граница раздела слоев  $A$  и  $B$  в начальный момент находится на глубине 100 км, а продолжительность цикла составляет около 2500 млн. лет; при второй интерпретации граница окажется на глубине 10 км, а цикл закончится через 25 млн. лет. При интерпретации мы вправе принять любое другое значение  $n$ . Это важно, так как позволяет рассматривать модель применительно к разным геологическим границам (например, и к границе Мохоровичича, и к границе Конрада). Более того, пользуясь критериями подобия<sup>1</sup>, можно варьировать также и теплофизические характеристики модели (температуру, теплопроводность, теплоемкость и др.). Я обращаю внимание читателей на критерии подобия, чтобы показать возможность интерпретации модели применительно к широкому кругу геологических условий и чтобы подчеркнуть относительность тех конкретных цифровых значений теплофизических характеристик, размеров и времени, которые будут указаны ниже.

Если принять  $n = 1$  и оцифровку изотерм на рис. 3 в градусах Цельсия, то в модели использованы следующие параметры. Толщина модели 400 км. Граница раздела  $A$  и  $B$  в начальный момент находится на глубине 100 км. Удельные теплоемкости  $A$  и  $B$   $0,3 \text{ кал} \cdot \text{г}^{-1} \cdot \text{град}^{-1}$ . Удельные теплопроводности  $A$  и  $B$  в твердом состоянии одинаковы и изменяются на разных глубинах в зависимости от температуры в соответствии с графиками, учитывающими разные виды теплопередачи [Любимова, 1968]; теплопроводность жидкой фазы (без конвекции) в 2 раза ниже теплопроводности твердой фазы, а эффективная теплопередача жидкой фазы с конвекцией в 3 раза выше теплопроводности твердой фазы при той же температуре. Скрытые теплоты плавления веществ  $A$  и  $B$  равны соответственно  $0,13$  и  $0,35 \text{ ккал} \cdot \text{см}^{-3}$ ; температуры плавления  $1100$  и  $1450^\circ\text{C}$  на поверхности Земли и повышаются с глубиной с градиентом  $3 \text{ град} \cdot \text{км}^{-1}$ . Из расплава смешанного состава кристаллизуется только вещество  $B$ , причем температура кристаллизации линейно зависит от концентрации. Легкоплавкое вещество  $A$  кристаллизуется только при 100% концентрации и может имитировать эвтектическую смесь вещества  $B$  с каким-либо другим веществом  $C$  (если рассматривать только одну ветвь их эвтектической диаграммы от  $A$  до  $B$ ). Температура на поверхности была принята постоянной и равной  $0^\circ\text{C}$  (практически оказалось удобнее принять постоянную температуру  $150^\circ\text{C}$  на глубине 5 км, что почти не влияет на результаты). Тепловой поток из недр через нижнюю границу модели принят  $0,3 \cdot 10^{-6} \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ . Внутренние источники тепла приняты распределенными неоднородно и уменьшающимися с глубиной: в каждом 10-километровом слое к тепловому потоку добавляется за счет внутренних источников поток, равный  $0,6 \cdot 10^{-6} \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$  на глубинах от 0 до 30 км,  $0,15 \cdot 10^{-6} \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$  на глубинах 30–110 км и  $0,03 \cdot 10^{-6} \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$  на глубинах 110–400 км. Распределение концентраций вещества  $A$  в расплавленном слое принято линейным со средней концентрацией в середине слоя. Градиент концентрации зависит от скорости движения границ расплавленного слоя. Вопрос о величине градиента и характере его зависимости от развития модели весьма сложен и пока остается недостаточно разработанным. В разных вариантах модели мы принимали слегка различающиеся зависимости, чем и определяются различия вариантов, изображенных на рис. 3 и 4. Значения концентраций вещества  $A$  в расплаве у его нижней и верхней границ на рис. 3 показаны индексами у буквы  $A$  (например,  $A_{12}$ ,  $A_{18}$ , означают соответственно 12 и 18% вещества  $A$  в расплаве) и толщиной белой незаштрихованной

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

полосы условного знака 1. За время появления конвекции условно принимался момент, когда градиент концентрации становился настолько мал<sup>1</sup>, что в расплавленном слое возникала ярко выраженная инверсия плотностей. Поскольку такой момент определяется скоростью движения границ расплава и, как правило, соответствует проникновению расплава на определенную глубину, момент появления конвекции практически определялся по этим показателям. В этот момент включалась эффективная теплопередача, в 6 раз превышающая теплопроводность расплава при данной температуре.

На рис. 3 показано развитие одного цикла. В начальный момент (ноль на горизонтальной оси фактора времени) модель состоит из двух слоев, состоящих из веществ  $A$  и  $B$  в твердом состоянии (условные знаки 2 и 3). Температура нигде не достигает температуры плавления этих веществ. Однако со временем температура повышается (см. наклон изотерм, знаки 5, 6), и уже при факторе времени, равном 100, осуществляется плавление слоя  $A$  и растворение в расплаве вещества  $B$  (знак 3). Концентрация вещества  $A$  и градиент его концентрации велики (см. толщину белой полосы в знаке 1). При факторе времени около 150 в верхней части расплава происходит кристаллизация вещества  $B$  и возникает зона, насыщенная движущимися вниз включениями расплава (знак 4). До фактора времени 500 эта зона разрастается кверху за счет плавления слоя  $A$ , толщина которого заметно уменьшается. При времени 500 плавление слоя  $A$  практически прекращается и верхняя часть слоя, насыщенного включениями расплава, начинает очищаться от этих включений. Здесь появляется чистая твердая фаза  $B$  (знак 3). В основании этой верхней (вновь образующейся) линзы вещества  $B$  еще сохраняется (до времени 1500) зона, насыщенная включениями расплава. Расплав к этому времени уже имеет большую (фактор глубины 200) толщину и низкую концентрацию вещества  $A$  ( $A_{15} - A_{23}$ ). Все это время температуры неуклонно повышаются (см. наклон изотерм), причем ниже слоя расплава повышение температуры идет быстро, в расплаве медленно, а выше расплава температура практически сохраняется постоянной. Поступающее в систему тепло аккумулируется в расплавленном слое за счет увеличения его энтальпии при фазовом переходе, т.е. за счет накопления скрытой теплоты плавления. В интервале времени 1500–2200 толщина расплавленного слоя почти не изменяется, его границы опускаются медленно, а концентрация вещества  $A$  и градиент концентрации становятся еще меньше ( $A_{12}, A_{18}$ ). В момент 2200 начинается конвекция, и в расплавленном слое осуществляется повышенная эффективная теплопередача. Одновременно в результате перемешивания исчезает и градиент концентрации. Отток тепла от нижней границы расплава превышает выделение скрытого тепла кристаллизации, и температура в толще под расплавом начинает падать (см. наклон изотерм). Мощный поток тепла устремляется в верхнюю часть расплавленного слоя, перегревает ее и быстро расплавляет вышележащую толщу. Однако кристаллизация в нижней части расплавленного слоя осуществляется еще быстрее. В результате этого толщина расплава уменьшается и соответственно повышается концентрация вещества  $A$  (см. толщину белых полос в знаке 1). Ко времени 2700 расплав полностью теряет растворенное в нем вещество  $B$ , которое выкристаллизовалось и снизу, и сверху. Температура в расплаве продолжает падать пока не замерзнет и чистое вещество  $A$ . С исчезновением конвектирующего расплава исчезает и повышенная теплопередача. Цикл завершается. От исходного состояния модель отличается только небольшим прослоем вещества  $B$  в слое  $A$ , немного более низким положением его нижней границы и немного более высокими температурами (см. положение изотерм). Однако уже в этот момент температура в средней части модели начинает расти и осуществляется плавление нижней части слоя  $A$ . Начинается новый цикл.

На рис. 4 показано более длительное развитие модели, во время которого осуществились три цикла. Масштаб на оси фактора времени уменьшен более чем в 2,5 раза. Поэтому рисунок сильно сжат в горизонтальном направлении. В этом варианте модели

<sup>1</sup> Меньше заданной величины.

изменены некоторые параметры, вследствие чего толщина зоны расплава достигает большей величины. Однако общий характер процесса остается тем же. Хорошо видно, что режим колебаний быстро устанавливается: второй и третий циклы мало отличаются друг от друга. Устойчиво сохраняется вновь образовавшийся прослой вещества  $B$  выше зоны расплава. Под ним твердое вещество  $A$  то появляется, то исчезает. Зона расплава пульсирует: изменяются толщина и состав расплава. Пульсирует и тепловой поток, как это было показано на рис. 3 (на рис. 4 изотермы не показаны). Период и амплитуда колебаний зависят от параметров модели.

Зависимость периода колебаний от параметров модели можно продемонстрировать, используя критерии подобия. При перечисленных выше номинальных значениях параметров модель характеризует 400-километровый слой, который может соответствовать земной коре и верхней мантии. В такой интерпретации верхний слой вещества  $A$  толщиной 30 км имитирует земную кору; подстилающий его твердый слой, состоящий преимущественно из вещества  $B$  и имеющий толщину 30–100 км, имитирует мантийную часть литосферы, а 200–300-километровый слой расплава — астеносферу. Температура в астеносфере достигает 1900–2500 °С. Период цикла 2200–2700 млн. лет. Однако существует мнение, что астеносфера состоит из полурасплавленного вещества, т.е. ее тугоплавкая часть образует твердый каркас, не участвующий в расплавлении, а более легкоплавкое расплавленное вещество заполняет поры в этом каркасе подобно тому, как вода заполняет поры в водоносном горизонте. Наша модель может быть интерпретирована и для такой ситуации. При этом линейные размеры модели следует сохранить, а величину удельной теплоты уменьшить, так как скрытые теплоты при плавлении и кристаллизации будут поглощаться или выделяться не всем объемом, а только той его частью, которая подвергается плавлению. Примем номинальные значения параметров за единицы и определим по критериям подобия (см. выше сноску), насколько они должны быть изменены при новой интерпретации. Пусть расплавляется 48% объема астеносеры. Тогда  $Q' = 0,48$ ;  $l' = 1$ ; остальные параметры примут следующие значения:  $T' = 0,8$ ;  $C' = 0,06$ ;  $q' = 0,8$ ;  $\tau' = 0,6$ ;  $\lambda' = 1$ . При такой интерпретации размеры слоев сохраняются, несколько изменяются теплоемкости и потоки, температура в астеносфере достигает 1500–2000 °С, а период циклов составляет 1320–1620 млн. лет.

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

На рис. 5 изображены описанные выше три варианта интерпретации одной из моделей (см. рис. 3). В каждом варианте по координатным осям отложены глубина и время уже не в факторах глубины и времени, а в километрах и в миллионах лет. Штриховкой выделены площади, которые должен занять чертеж, представляющий результат моделирования. Сам чертеж в схематизированном виде изображен в середине каждого рисунка, причем оцифровка изотерм дана в градусах Цельсия и соответствует рассмотренным выше вариантам интерпретации модели. В приведенных примерах масштаб температур изменяется вдвое, масштаб глубин — в 5 раз, масштаб времени — в 250 раз. Разумеется, возможны и другие соотношения масштабов, отвечающие критериям подобия. Таким образом, исследованные модели могут быть использованы при анализе магматических явлений около литологических границ в разных горизонтах литосферы, применительно к магмам разного состава и для автоколебательных систем с периодами колебаний разной продолжительности — от десятков миллионов лет до первых миллиардов лет.

Описанные выше модели показывают, что в недрах Земли могут возникать автоколебательные системы как в однородной среде, так и около контактов разных сред.

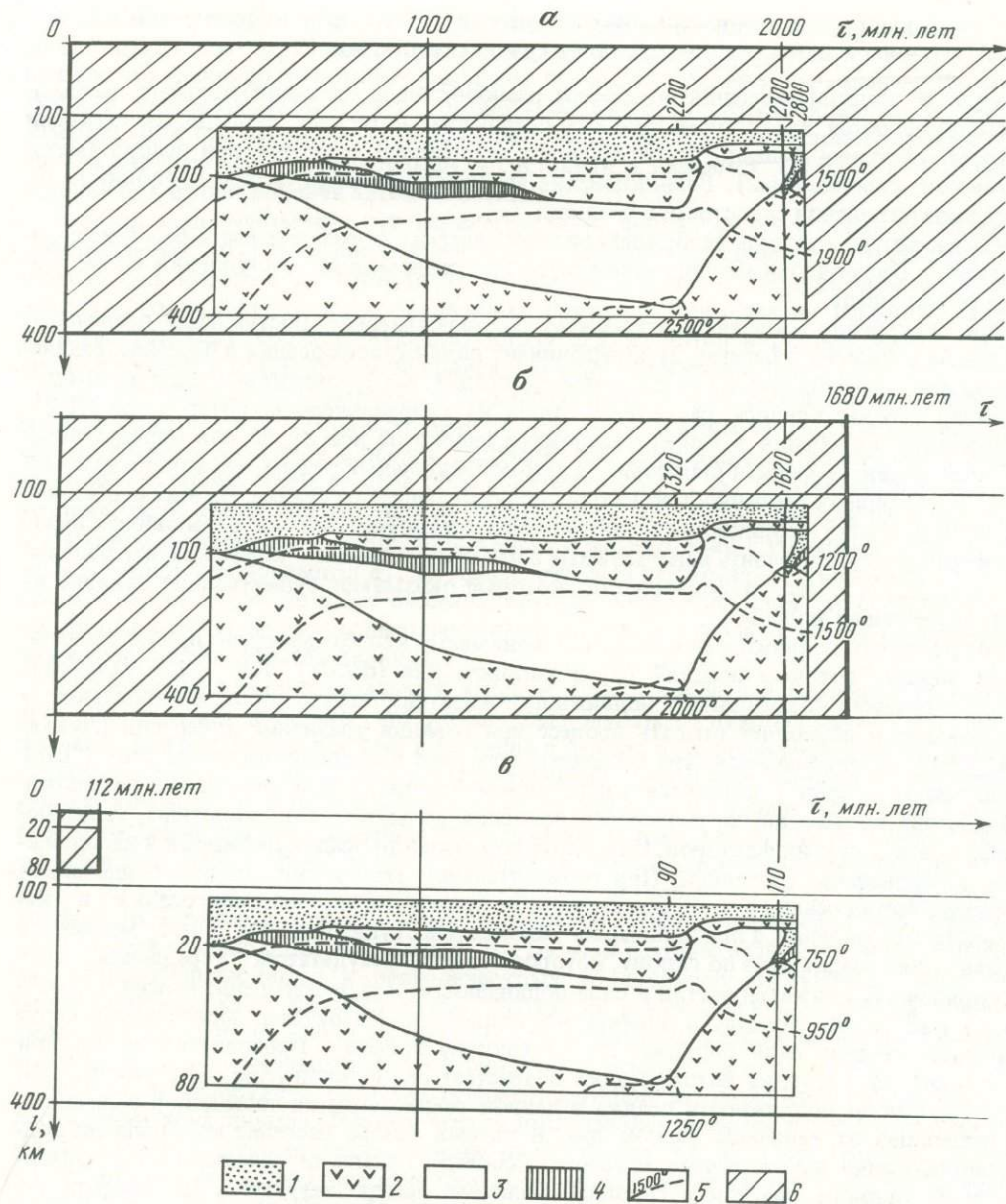


Рис. 5. Три варианта интерпретации модели

$a - Q = 1, q = 1, c = 1, \lambda = 1, T = 1, l = 1, \tau = 1, \quad б - Q' = 0,48, q' = 0,8, c' = -0,6, \lambda' = 1, T' = 0,8, l' = 1, \tau' = 0,6; \quad в - Q'' = 0,5, q'' = 2,5, c'' = 1, \lambda'' = 1, T'' = 0,5, l'' = 0,2, \tau'' = 0,04$

1 - вещество А; 2 - вещество В; 3 - расплав смешанного состава; 4 - частично расплавленная зона; 5 - изотермы; 6 - площадь на графике "глубина - время", которую должен занять чертеж

Эти системы относятся к категории тепловых. Их возникновение определяется тепловым потоком и теплофизическими свойствами горных пород и их расплавов. В недрах Земли могут возникать автоколебательные системы и других категорий, например механические, образующиеся при деформациях горных пород и др. Но в этой статье мы их рассматривать не будем.

## АВТОКОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ, ВОЗНИКАЮЩИЕ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ В ПРОЦЕССЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

В процессе осадконакопления возникают разнообразные автоколебательные системы. Они определяются характером переноса осадочного материала различными агентами (ветром, текучими водами, беспорядочным волнением) и свойствами осадка (механическими, химическими). Возникновение автоколебательных систем приводит к образованию ритмичной слоистости в осадках.

Мы рассмотрим модель автоколебательной системы, образующейся в бассейне седиментации с беспорядочным движением воды при равномерном поступлении в него осадочного материала.

При построении модели учитывались: 1) равномерное поступление осадочного материала в бассейн с берега; 2) коэффициент подвижности осадка в бассейне, различный на разных глубинах; 3) тиксотропность осадка. Исследование модели в различных условиях осуществлялось расчетным путем на гидравлическом интеграторе ИГЛ<sup>1</sup>. Собственные колебания в модели возникали далеко не всегда, но при определенных условиях развитие модели выходило на автоколебательный режим, что влекло за собой серию характерных особенностей в строении образующегося осадка. На этих особенностях и на условиях возникновения автоколебательной системы мы остановимся ниже. Но сначала следует уточнить используемые нами представления о коэффициенте подвижности осадка и о его тиксотропности, которые оказывают существенное влияние на построение нашей модели.

Коэффициент подвижности осадка ( $k$ ) понимается как коэффициент пропорциональности между "потокосом осадка" ( $q$ ) и уклоном дна ( $dH/dx$ ), т.е.  $q = -k(dH/dx)$ . Такое понимание коэффициента подвижности имеет достаточно хорошее геологическое обоснование и позволяет описать процесс при помощи уравнения диффузии [Лукьянов, 1980]. Предполагается, что осадочный материал в приповерхностном слое ("слое подвижности осадка") находится в постоянном беспорядочном движении в результате воздействия на него неупорядоченного волнения воды, морских животных, выделяющихся газов и других факторов. Ниже слоя подвижности осадок находится в неподвижном, захороненном состоянии. При горизонтальном положении дна неупорядоченное движение частиц осадка в слое подвижности не приводит к перемещению осадка в каком-либо направлении, а при небольших уклонах дна осуществляется очень медленное перемещение осадка вниз по склону, которое является результатом усреднения всех беспорядочных движений частиц в слое подвижности. Это перемещение можно рассматривать как "поток осадка" и оценить его количеством вещества, переносимого через единичное сечение слоя подвижности за единицу времени. Предполагается, что при небольших уклонах дна поток осадка возрастает пропорционально углу уклона дна, т.е. коэффициент подвижности осадка в данной точке является постоянной величиной, не зависящей от величины уклона дна. В разных частях бассейна коэффициент подвижности осадка имеет разные значения. Особенно сильно он изменяется в зависимости от глубины, так как с глубиной волнение быстро затухает. Мы изучили серию моделей с разными зависимостями коэффициента подвижности от глубины. В модели, рассмотренной ниже, было принято, что коэффициент подвижности осадка уменьшается обратно пропорционально квадрату глубины.

Тиксотропность осадка понимается нами в широком смысле этого слова, т.е. как изменение механических свойств осадка от сотрясения вне зависимости от того, какие особенности осадка приводят к изменению этих свойств. При таком понимании к тиксотропным следует относить не только глинистые и гелеобразные вещества, в которых при сотрясении нарушаются связи между частицами на молекулярном уровне, но и пес-

<sup>1</sup> К выводу о возможности возникновения автоколебательной системы в бассейне седиментации независимо от нас пришел А.С. Девдариани с сотрудниками [Девдариани, Питовранов, 1981, 1982; Аквис, Девдариани, 1982], которые исследовали модель осадконакопления на материковых окраинах при помощи ЭВМ.

чаные и более грубообломочные осадки со слабой цементацией, в которых связи между частицами тоже нарушаются при сотрясении и восстанавливаются в спокойном состоянии, что приводит к резкому различию прочности осадка в нарушенном и ненарушенном состоянии. Большинство осадков обладает тиксотропностью в таком понимании. Для нас это особенно важно, так как две прочностные характеристики осадка — в нарушенном и в ненарушенном состоянии — являются одним из необходимых условий для возникновения автоколебательной системы.

В модели мы учитывали эти характеристики, вводя два предельных угла откоса: максимальный ( $\alpha_1$ ) и минимальный ( $\alpha_2$ ). Первый характеризует предельный угол откоса, при котором не происходит оползания осадка в ненарушенном состоянии, второй — то же для осадка в нарушенном состоянии. При решении задачи был введен и третий угол ( $\alpha_3$ ), соответствующий уклону дна, на котором останавливается мутьевой или грязевый поток, образовавшийся при оползании нарушенного осадка.

Мы исследовали двухмерную модель путем расчета на гидравлическом интеграторе ИГЛ. В модели были заданы исходный рельеф дна и глубина бассейна, постоянный поток осадочного материала с берега, распределение коэффициента подвижности осадка на разных глубинах и предельные углы наклона дна  $\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3$ . Соблюдались следующие условия: если уклон дна бассейна не превышал  $\alpha_1$ , то осадок считался ненарушенным и спокойно перемещался в слое подвижности в соответствии с уравнением диффузии; если же уклон дна превышал  $\alpha_1$ , то осадок считался нарушенным и мгновенно перемещался в более глубокие части бассейна, оставив после оползания угол откоса в осадке, равный  $\alpha_2$ ; перемещенный материал располагался в глубоких частях бассейна, причем его поверхность имела уклон  $\alpha_3$ .

Исследование влияния начальных условий (т.е. рельефа дна бассейна) на процесс осадконакопления показало, что это влияние заметно только на начальных стадиях процесса. Через некоторое время в бассейне с любым исходным рельефом дна устанавливается устойчивый профиль поверхности осадка. Этот профиль определяется зависимостью коэффициента подвижности осадка от глубины и глубиной бассейна. В неглубоком бассейне профиль поверхности осадка выпуклый. Уклон дна постепенно увеличивается с глубиной, но нигде не превышает угол  $\alpha_1$ . В таком бассейне оползаний осадка не происходит и автоколебательная система не возникает. В глубоком бассейне профиль поверхности осадка выпукло-вогнутый. Уклон постепенно возрастает до критической глубины, где он достигает  $\alpha_1$ . На этой глубине возникает автоколебательная система, приводящая к периодическому порционному поступлению осадков в более глубокую часть бассейна путем оползания в нарушенном состоянии. Поэтому уклон дна в закритической части бассейна устанавливается равным  $\alpha_3$ . В докритической части бассейна максимальный уклон периодически изменяется от  $\alpha_2$  до  $\alpha_1$ .

На рис. 6 изображено развитие седиментационной автоколебательной системы на протяжении двух циклов. Первый чертеж представляет развитие первой фазы первого цикла. Линией с точками показаны начальные условия, т.е. исходная поверхность осадка. Слева от нее — дно бассейна, справа — вода, осадочный материал поступает по поверхности дна слева. Бассейн достаточно глубокий, имеет глубину больше критической. Изображенный профиль дна образовался после очередного оползания осадка. Тонкими линиями показано последовательное накопление осадка на протяжении первой фазы цикла. Волнистая линия показывает размыв дна в начале первой фазы. Наиболее быстро осадок накапливается в верхней части крутого склона. В результате этого поверхность осадка на склоне становится все круче и круче пока не достигнет угла  $\alpha_1$ . К этому времени накапливается уже значительная линза осадка, а напряжения в ней достигают предела прочности. Второй чертеж изображает вторую фазу первого цикла. В эту фазу перенапряженный осадок начинает разрушаться и смещаться, что приводит к сотрясению толщ. От сотрясения прочность осадка падает. Процесс приобретает лавинообразный характер. Поэтому в оползании участвует значительная часть накопившегося осадка, которая находилась выше поверхности срыва, изображенной на рис. 2 толстой линией. Эта поверхность наклонена под углом  $\alpha_2$ . Разрушенный и перемещен-

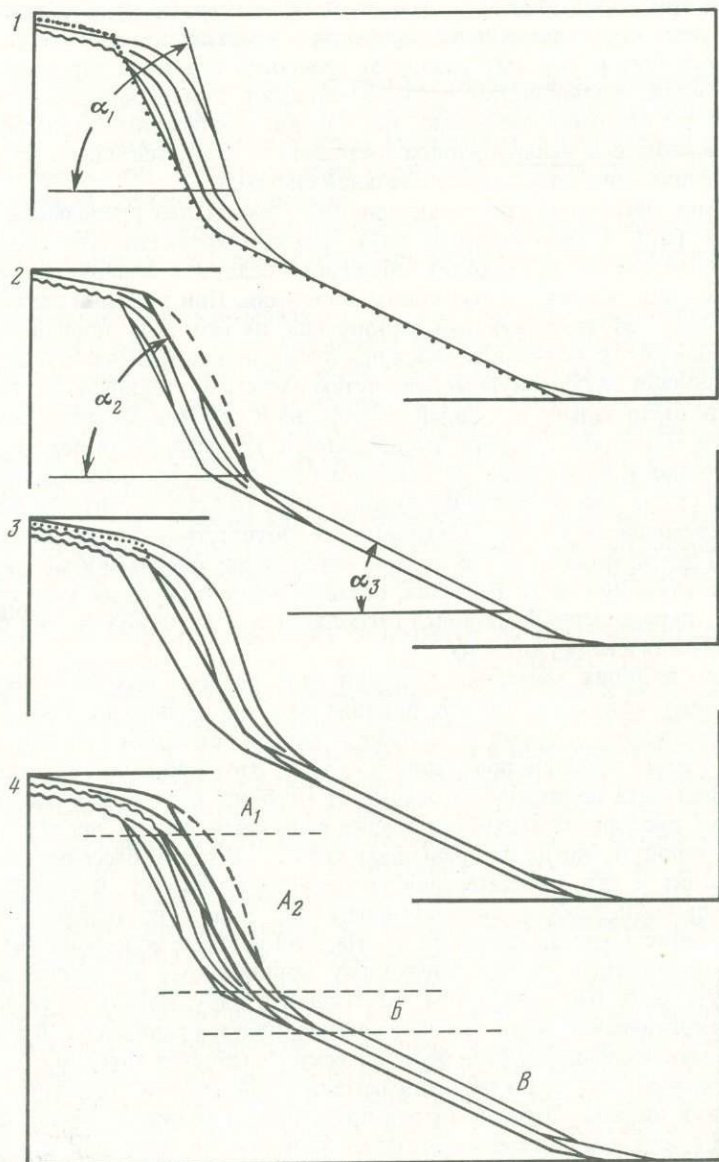


Рис. 6. Развитие седиментационной автоколебательной системы на протяжении двух циклов  
Объяснения в тексте

ный в разжиженном состоянии материал располагается в основании склона в виде тонкого слоя, наклоненного под углом  $\alpha_3$ . Чем глубже закритическая часть бассейна, тем этот слой тоньше и протяженнее. После оползания осадка и завершения второй фазы цикла профиль дна приходит к конфигурации, аналогичной упомянутым выше "начальным условиям". На этой поверхности развивается второй цикл, изображенный на чертежах 3 и 4, за ним — третий и т.д.

Описанная выше модель развивается как типичная релаксационная автоколебательная система. Через нее проходит поток осадочного материала с берега в глубокие части бассейна. Однако свойства осадка и гидродинамики бассейна оказываются такими, что непрерывный поток материала не может пройти через критическую глубину. Здесь

возникает своеобразная "ловушка" — крутой склон, являющийся накопителем осадка. Этот накопитель периодически разгружается в более глубокие части бассейна, используя совершенно иной способ переноса материала, зависящий не от гидродинамики бассейна, а от резкого снижения прочности тиксотропного осадка.

Внимательно рассматривая четвертый чертеж на рис. 6, нетрудно заметить, что при существовании автоколебательной системы в бассейне седиментации четко выделяются три зоны, в которых характер осадконакопления существенно различается: *A* — зона докритических глубин; *B* — зона критических глубин; *B* — зона закритических глубин. Во всех трех зонах автоколебательная система приводит к образованию ритмичной слоистости. Ритмичное развитие осадконакопления в каждой из этих зон неразрывно связано с ритмичным развитием в соседней зоне и не может существовать одно без другого. Однако характер и происхождение слоистости и ритмов в каждой зоне имеют собственные черты и принципиально отличают эти зоны друг от друга. Ритмичность в зоне закритических глубин (*B*) определяется тем, что материал в эту зону поступает порционно, и эти лавинные поступления разделены длительными периодами крайне ослабленной седиментации. В зоне докритических глубин (*A*), напротив, материал поступает и накапливается непрерывно, но его излишки периодически разрушаются и выносятся. В зоне критических глубин (*B*) непрерывное осадконакопление периодически дополняется лавинным поступлением материала.

Каждой зоне соответствуют комплексы осадков, несомненно отличающихся друг от друга по петроструктурным признакам. Эти комплексы располагаются горизонтальными полосами, которые соответствуют определенным глубинам осадконакопления. Они не являются стратиграфическими единицами (одновозрастными образованиями), хотя при вертикальном бурении всюду обнаружилась бы одинаковая последовательность этих комплексов. Слоистость располагается косо по отношению к границам комплексов, т.е. прослеживая один стратиграфический горизонт, мы будем последовательно переходить из комплекса в комплекс, а разбуривая толщу в разных местах, будем находить границы между комплексами на разных стратиграфических уровнях. Однако по характеру слоистости и другим структурным признакам каждый комплекс составляет одно целое.

Намечается следующая последовательность комплексов (сверху вниз):

*A*. Комплекс остаточных осадков. Для него характерно то, что он состоит из остатков того осадочного материала, который временно накапливается в докритической зоне бассейна, чтобы в дальнейшем переместиться в следующую зону. По характеру слоистости в этом комплексе можно выделить две серии осадков:  $A_1$  и  $A_2$  (см. рис. 6).  $A_1$  — серия со слоистостью, нарушенной за счет периодических размывов, осуществляющихся после каждого оползания.  $A_2$  — серия с сорванной нарушенной слоистостью; она состоит из остатков слоев, которые накапливались, образуя линзы, подвергавшиеся оползанию. Поэтому для этой серии характерна короткая слоистость, сорванная в верхней части каждого слоя поверхностью оползания.

*B*. Комплекс смешанных осадков. Для него характерна сложная слойчатость. Чередуются слои остаточных осадков со слоями осадков, перемещенных при оползании.

*B*. Комплекс перемещенных осадков. Он целиком (или почти целиком) состоит из перемещенного материала, поступавшего в закритическую зону бассейна при периодических оползаниях. В этом материале следует ожидать слои, отвечающие каждому оползанию и имеющие параллельные границы, следы размыва на верхней поверхности, уменьшение грубости материала снизу вверх, следы течения осадка и прочие признаки, характерные для турбидитов. Поскольку комплекс формировался за счет быстрого переноса на большие глубины сравнительно мелководных осадков, в нем могут быть встречены хорошо сохранившиеся остатки мелководной фауны и флоры.

В разных моделях, исследованных нами, частота колебаний в автоколебательной системе, мощность ритмов и глубина критической зоны значительно менялись. На эти величины существенное влияние оказывали отношения углов  $\alpha_1 : \alpha_2 : \alpha_3$  и характер изменения коэффициента подвижности осадка ( $k$ ) с глубиной. Именно эти параметры

настраивают систему на ту или иную частоту. В природных объектах они изучены еще недостаточно. Поэтому сходство моделей с конкретными природными объектами следует устанавливать, скорее, по получаемым результатам, чем по вводимым параметрам.

При интерпретации моделей используются следующие критерии подобия:  $\tau kl^{-2} = \text{inv}$ ;  $Hkl^{-1}q^{-1} = \text{inv}$ ;  $Hl^{-1}(\text{tg}\alpha_i)^{-1} = \text{inv}$ , где  $\tau$  — время (годы);  $l$  — длина (по горизонтали) (м);  $H$  — глубина (по вертикали) (м);  $\alpha_i$  — критические углы (градусы);  $q$  — удельный поток терригенного материала ( $\text{м}^2 \cdot \text{год}^{-1}$ ),  $k$  — коэффициент подвижности осадка ( $\text{м}^2 \cdot \text{год}^{-1}$ ).

В качестве примера интерпретации моделей используем модель, два цикла из развития которой представлены на рис. 6. Эта модель удобна для иллюстрации работы автоколебательной системы, так как в ней получились мощные ритмы, а критическая глубина оказалась в середине модели. Однако это не означает, что она наилучшим образом соответствует какому-либо конкретному природному объекту. Поэтому к цифрам, полученным при ее интерпретации, не следует относиться слишком критически. В этой модели  $\alpha_1 : \alpha_2 : \alpha_3 = 8 : 4 : 1$ , а коэффициент подвижности осадка ( $k$ ) увеличивается от нижней части модели к верхней обратно пропорционально квадрату глубины в 100 раз.

Приведем три варианта интерпретации модели (с округлением полученных величин).

1. Континентальный склон при умеренном поступлении терригенного материала: глубина бассейна  $H = 1,7 \cdot 10^3$  м; критические углы  $\alpha_1 = 8^\circ$ ,  $\alpha_2 = 4^\circ$ ,  $\alpha_3 = 1^\circ$ ; расстояние от берега до максимального распространения осадочного материала на дне в 20-м цикле  $l_{20} = 75 \cdot 10^3$  м; удельный поток терригенного материала, поступающего в бассейн  $q = 3 \text{ м}^2 \cdot \text{год}^{-1}$ ; коэффициент подвижности осадка в нижней части модели  $k = 0,7 \text{ м}^2 \cdot \text{год}^{-1}$ ; время накопления 20 циклов  $\tau_{20} = 22 \cdot 10^6$  лет.

2. Континентальный склон при значительном поступлении терригенного материала:  $H = 1,7 \cdot 10^3$  м;  $\alpha_1 = 8^\circ$ ,  $\alpha_2 = 4^\circ$ ,  $\alpha_3 = 1^\circ$ ;  $l_{20} = 75 \cdot 10^3$  м;  $q = 7 \text{ м}^2 \cdot \text{год}^{-1}$ ;  $k = 1,63 \text{ м}^2 \cdot \text{год}^{-1}$ ;  $\tau_{20} = 9 \cdot 10^6$  лет.

3. Склон меньшего по размерам и более мелководного бассейна при значительном поступлении терригенного материала:  $H = 0,6 \cdot 10^3$  м;  $\alpha_1 = 8^\circ$ ,  $\alpha_2 = 4^\circ$ ,  $\alpha_3 = 1^\circ$ ;  $l_{20} = 24 \cdot 10^3$  м;  $q = 7 \text{ м}^2 \cdot \text{год}^{-1}$ ;  $k = 1,63 \text{ м}^2 \cdot \text{год}^{-1}$ ;  $\tau_{20} = 10^6$  лет.

Если построить модель, аналогичную описанной, но со значительно увеличенной глубиной закритической зоны, то мощность циклов в этой зоне уменьшится обратно пропорционально глубине закритической зоны. При этом уменьшится и время накопления циклов, но незначительно (порядок величин останется тем же). Таким образом, приведенная модель может характеризовать бассейны седиментации в широком диапазоне природных условий.

Результаты моделирования показывают, что в процессе осадконакопления могут возникать автоколебательные системы, вносящие в осадконакопление ритмику, связанную с собственными колебаниями этих систем. Появляющаяся ритмика определяется параметрами самой системы, а не периодическими внешними воздействиями на нее. В соседних бассейнах и даже в разных частях одного и того же бассейна частота колебаний может быть различной при сохранении общего морфологического сходства ритмов. Поэтому следует соблюдать осторожность при попытках сопоставления удаленных разрезов по характеру ритмичности.

Мы рассмотрели модели всего лишь двух геологических процессов, которые в определенных условиях из равномерно протекающих превращаются в пульсирующие. Это — важные геологические процессы (перенос тепла в недрах Земли и перенос осадков на земной поверхности), определяющие такие широко распространенные геологические явления как магматизм, метаморфизм, осадконакопление. Количество примеров

можно было бы увеличить и рассмотреть модели автоколебательных систем, возникающих при тектонической деформации горных пород [Уайт, 1984], движении ледников [Шумский, 1973; Кренке, 1974], гравитационной дифференциации вещества в мантии Земли [Кеонджян, 1980], формировании климата Земли, великих оледенений ее поверхности [В.Я. Сергин, С.Я. Сергин, 1978] и при других геологических явлениях. Однако для наших целей достаточно приведенного материала. Нам хотелось привлечь внимание геологов к способности геологических процессов генерировать собственные колебания и показать специфические особенности условий, в которых эти колебания возникают.

Условия возникновения автоколебательных систем заключаются не только в том, что некоторые элементы этих систем должны находиться в экстремальных условиях, когда изменения их количественных характеристик приводят к качественным превращениям внутри системы (например, повышение температуры в толще горных пород приводит к плавлению, конвекции и повышенной теплопередаче; увеличение механических напряжений в деформируемых породах или осадках приводит к их разрушению и увеличению подвижности и т.д.) Этого условия еще недостаточно. Необходимо также, чтобы качественное превращение немного запаздывало, например, чтобы конвекция начиналась не сразу, а после образования значительного количества расплава, чтобы угол откоса в ненарушенном осадке заметно превышал соответствующий угол в осадке, ослабленном разрушением. Только в этом случае в системе накапливается избыточное вещество или энергия и появляется "отрицательная обратная связь", возвращающая систему на более низкий энергетический уровень, чем тот, который был достигнут перед качественным изменением процесса. Необходимость хотя бы одной отрицательной обратной связи для возникновения автоколебательной системы убедительно показали А.А. Андронов, А.А. Витт и С.Э. Хайкин еще в 1937 г., разрабатывая теорию колебаний [Андронов и др., 1981].

В геологических объектах как на поверхности Земли, так и в ее недрах имеются все условия для возникновения автоколебательных систем. Следы их деятельности встречаются очень часто. Однако в большинстве случаев геологи либо только констатируют и детально описывают поразительную ритмику в развитии геологических процессов, либо пытаются объяснить ее возникновение периодическими изменениями внешних условий. Попытки обнаружить собственные колебания в геологических процессах и выяснить их причину встречаются не так уж часто. В последнее время количество таких попыток увеличивается. Это позволяет надеяться, что в ближайшем будущем изучение геологических автоколебательных систем даст интересные новые результаты, которые обогатят геологическую теорию и будут использованы при поисках полезных ископаемых и для прогноза землетрясений. Моделирование может и должно помочь целенаправленному изучению геологических автоколебательных систем.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аквис Т.М., Девдариани А.С. Математическая модель осадконакопления на материковых окраинах Атлантического океана. — В кн.: Геология морей и океанов. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1982, т. 3, с. 10—11.
- Андронов А.А., Витт А.А., Хайкин С.Э. Теория колебаний. М.: Наука, 1981. 568 с.
- Вевиоровская М.А., Кравченко И.П., Румянцев С.А. Метод гидравлических аналогий В.С. Лукьянова и метод электродинамических аналогий Н.П. Павловского применительно к фильтрационным расчетам. М.: Изд-во МГУ, 1962, с. 31—194.
- Виноградов А.П. Метеориты и земная кора. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 10, с. 5—27.
- Дафф П., Халлам А., Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. М.: Мир, 1971. 284 с.
- Девдариани А.С., Питовранов С.Е. Некоторые закономерности эволюции материковых окраин атлантического типа (по результатам математического моделирования). — Океанология, 1981, т. 21, вып. 2, с. 323—328.
- Девдариани А.С., Питовранов С.Е. Закономерности формирования осадочного чехла материковых окраин (по результатам математического моделирования). — В кн.: Лавинная седиментация в океане. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1982, с. 154—161.

- Жарков В.Н. Об адиабатическом градиенте температур в оболочке Земли. — Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 1, с. 88–90.
- Кеонджян В.П. Модель химико-плотностной конвекции в мантии Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 8, с. 3–21.
- Кеонджян В.П., Монин А.С. О концентрационной конвекции в земной мантии. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 1, с. 78–81.
- Кренке А.Н. Существующие представления о быстрых подвижках ледников. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М.: ИГ АН СССР, 1974, с. 274–288.
- Лукьянов А.В. Моделирование систем, имеющих циклическое развитие. — В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980, с. 28–32.
- Лукьянов А.В. Проблемы физики тектонических процессов. — В кн.: Будущее геологической науки. М.: Наука, 1985, с. 53–62.
- Лукьянов А.В., Зиньков В.В., Шерба И.Г. Автоколебательная природа ритмичности осадконакопления. — В кн.: Геология морей и океанов. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1982, т. 3, с. 33–35.
- Лукьянов А.В., Шерба И.Г., Зиньков В.В. Образование ритмично построенных толщ в результате возникновения автоколебательной системы в бассейне седиментации. — В кн.: Математические методы анализа цикличности в геологии. М.: Наука, 1984, с. 99–107.
- Лукьянов В.С. Технические расчеты на гидравлических приборах Лукьянова. М.: Трансжелдориздат, 1937. 28 с.
- Лукьянов В.С. Метод гидравлических аналогий как средство исследований и расчетов. — В кн.: Труды Научно-технического совещания по вопросам строительства и эксплуатации горных предприятий на месторождениях полезных ископаемых со сложными гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями. М.: Углетехиздат, 1959, с. 146–150.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.
- Магницкий В.А. Зонная плавка как механизм образования земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 11, с. 3–8.
- Паундер Э. Физика льда. М.: Мир, 1967. 187 с.
- Савельев Б.А. Строение, состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоемов. М.: Изд-во МГУ, 1963. 560 с.
- Сергин В.Я., Сергин С.Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 279 с.
- Сергин С.Я., Сергин В.Я. "Земная поверхность—атмосфера" как система автоматического регулирования. — Докл. АН СССР, 1966, т. 171, № 4, с. 923–926.
- Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 2, с. 27–31.
- Тихонов А.Н., Любимова Е.А., Власов В.К. Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 27–37.
- Уайт С.Х. Хрупкие деформации в зонах пластических разломов. МГК. 27-я сесс.: Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1984, т. 7, с. 163–180.
- Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. М.: Наука, 1976. 210 с.
- Шатский Н.С. Орогенические фазы и складчатость. — В кн.: Тр. XVII сес. Междунар. геол. конгр. (СССР, 1937 г.). М.: ГОНТИ, 1939, т. 2, с. 329–330.
- Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. 720 с.
- Штелле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
- Шумский П.А. Ледники. — В кн.: БСЭ. 3-е издр, 1973, т. 14, с. 258–261.
- Лукуанов А.В. External and internal causes of the cycles in some geological phenomena. — J. Interdiscipl. Cycle Res., 1972, vol. 3, N 3/4, p. 358.
- Shimazu Y. A note on genesis and upward transfer of parental magma of igneous rocks: A thermodynamical aspect of the Earth's interior. Pt 3. — J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1959, vol. 7, N 1, p. 91–97.
- Shimazu Y. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation, solidification and explosion of magmas. — J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1961, vol. 9, N 2, p. 185–223.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. В.: Borntraeger, 1924. 443 p.
- Whitman W.G. The elimination of salt from sea-water ice. — Amer. J. Sci. Ser. 5, 1926, vol. 11, p. 126–132.

## ЗАДАЧА МОДЕЛИРОВАНИЯ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ВОЛНОВЫХ ПОЛЯХ МЕХАНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Многие особенности тектонических и других геологических структур находят удовлетворительное объяснение только при учете волновых свойств полей механических напряжений, обусловивших образование этих структур [Плотников, Петров, 1969; Шафрановский, Плотников, 1975; Плотников, 1981]. Поэтому одной из важнейших задач экспериментальной тектоники является моделирование структурообразования в волновых полях.

Современная наука и техника располагают весьма совершенными средствами моделирования волновых полей механических напряжений в виде разнообразных генераторов ультразвука. Эти генераторы широко применяются в различных физических экспериментах и при решении многих практических задач [Красильников, 1960; Михайлов, 1968; Майер, 1968], но в экспериментальной тектонике еще не использовались.

Между тем в ультразвуковых полях может быть смоделировано образование любых тектонических структур, а также разнообразных текстур и структур метаморфических и магматических горных пород.

Строго говоря, образование некоторых геологических структур в волновых полях моделируется в физике уже давно. В частности, возникновение ритмично-полосчатых текстур метаморфических и магматических пород прекрасно имитируется в опытах с трубкой Кундта, описываемых во всех учебниках физики. Однако применение таких экспериментов к решению геологических задач затруднено в данном случае резкими различиями формы пространства, занимаемого натурными объектами (пластообразные тела), и их моделью (трубка), а также вещества объектов (горная порода или магматический расплав) и модели (воздух с примесью пыли).

В то же время, если поместить увлажненную смесь песка и глины в поле плоских стоячих волн ультразвука, может быть достигнуто расслоение образца на существенно песчаные и существенно глинистые слои вплоть до полного разделения песка и глины с образованием резких границ между слоями (рис. 1). В таком случае модель будет гораздо ближе к геологическим объектам, и это, разумеется, не предел приближения.

Варьируя состав исходных смесей и термобарические условия эксперимента, можно моделировать расслоение породы, сопровождаемое физико-химическими преобразованиями ее вещества, а усложняя структуру поля ультразвука (модулируя колебания вибратора или вводя две и более системы плоских стоячих волн, пересекающиеся различным образом), можно воспроизвести образование текстур более сложных, чем ритмично-полосчатая.

Модуляцией колебаний вибратора может быть достигнута закономерная модуляция мощностей возникающих слоев. В частности, если задать биения колебаний вибратора, обусловленные сложением двух гармонических колебаний с близкими частотами, возникнут "биения" мощностей слоев (рис. 2).

Суперпозицией различно ориентированных полей плоских стоячих волн достигается образование более сложных результирующих полей, простейшие варианты которых изображены на рис. 3—5. Как можно видеть на этих рисунках, дифференциация смесей в таких полях приведет к обособлению цилиндрических тел с сечениями, соответствующими какой-то из изоамплитуд результирующего поля. В частности, в полях, изображенных на рис. 3,а и 5, возможно воспроизведение текстуры "карандашного" гнейса с карандашами круглого сечения.

Наряду с использованием двух систем "вибратор—отражатель", поле, изображенное на рис. 3,а, может быть воспроизведено в системе с одним вибратором и уголко-

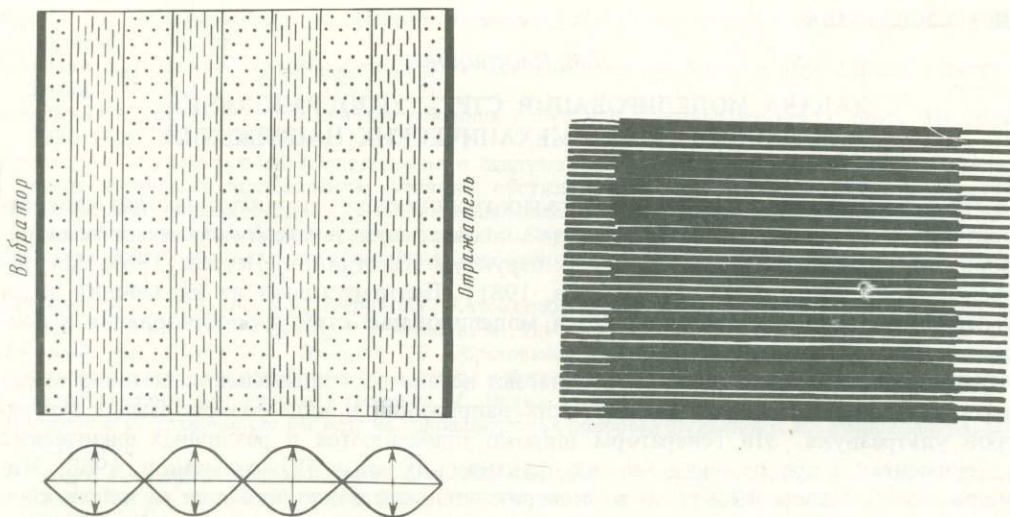


Рис. 1. Схема расслоения исходно однородной песчано-глинистой смеси в поле гармонических плоских стоячих волн. Внизу – распределение амплитуд колебаний в разрезе поля

Рис. 2. "Биения" ширины полос при сложении двух "гармонических" систем полос с близкими "частотами". По А.В. Шубникову и В.А. Копцику [1972]

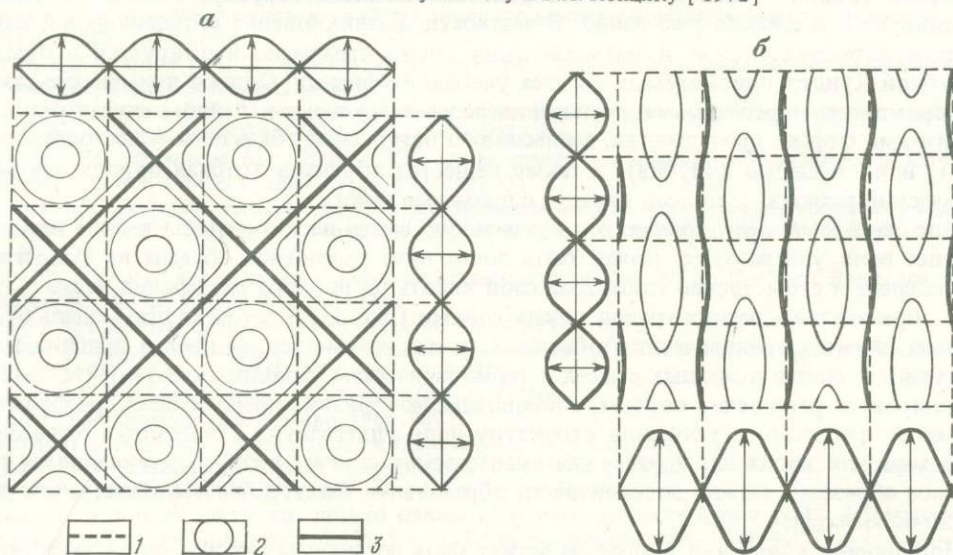


Рис. 3. Схемы распределений амплитуд колебаний в результирующих полях, образованных при пересечении двух полей плоских синусоидальных стоячих волн одинаковой частоты, ориентированных перпендикулярно друг другу

Амплитуды колебаний в составляющих полях: *a* – одинаковы, *б* – различны; 1 – следы узловых поверхностей (плоскостей) составляющих полей; 2 – тонкие сплошные линии – следы изоамплитудных поверхностей результирующих полей; 3 – результирующие поля

вым отражателем, раскрывающимся в сторону вибратора. Грани отражателя должны быть ориентированы под углом  $90^\circ$  друг к другу, а их продолжения должны пересекаться с продолжениями вибратора под углом  $45^\circ$ . В этом случае в промежутке между вибратором и отражателем возникнет поле гармонических плоских стоячих волн, а внутри отражателя – ячеестое поле, аналогичное изображенному на рис. 3, *a*. Соответственно в этих полях может быть воспроизведено одновременное образование слоистой текстуры и текстуры карандашного гнейса.

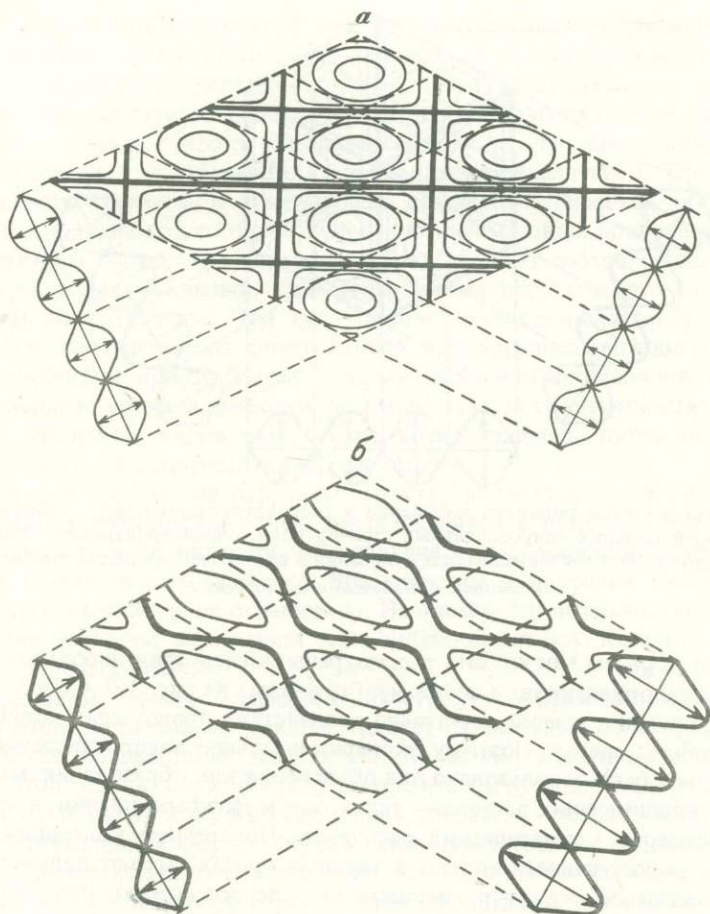


Рис. 4. Схемы распределений амплитуд колебаний в результирующих полях, образованных пересечениями двух полей плоских синусоидальных стоячих волн одинаковой частоты, ориентированных под косым углом друг к другу

Амплитуды колебаний в составляющих полях: *a* — одинаковы, *б* — различны. Условные обозначения см. на рис. 3

Если заменить уголкового отражателя полой правильной четырехгранной пирамидой, противоположные грани которой ориентированы под углом  $90^\circ$  друг к другу, а высота перпендикулярна поверхности вибратора, то внутри этого пирамидального отражателя возникнет кубическая решетка узловых плоскостей. Внутри кубов, ограниченных этими плоскостями, изоамплитудные поверхности образуют трехмерные концентрические фигуры, сферические во внутренних частях кубов и переходные от сферических к кубическим — в периферических. В таком поле может быть воспроизведено образование текстуры очкового гнейса со сферическими "очками".

Если, оперируя тремя системами "вибратор—отражатель", к полю, изображенному на рис. 4, *a*, добавить третье составляющее поле, идентичное первым двум и ориентированное под прямыми углами к ним, то возникнет прямоугольно-параллелепипедальная решетка узловых плоскостей. Изоамплитудные поверхности во внутренних частях ячеек решетки образуют концентрические эллипсоидальные фигуры, в периферических — переходные от эллипсоидальных к параллелепипедальным. В таком поле может быть воспроизведено образование текстуры очкового гнейса с эллипсоидальными "очками".

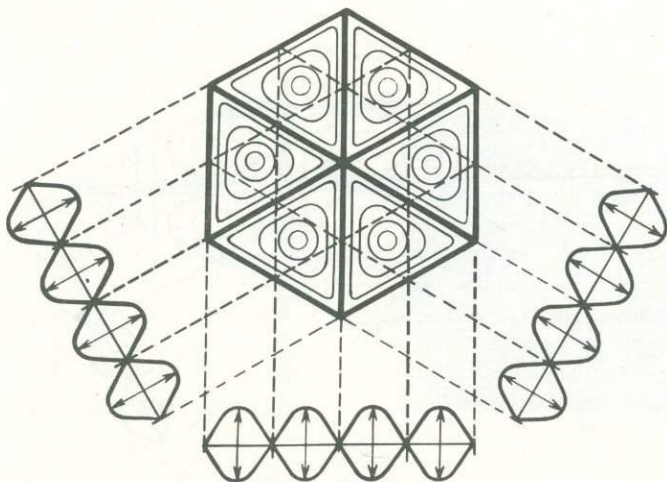


Рис. 5. Схема распределения амплитуд колебаний в результирующем поле, образованном пересечением трех полей плоских синусоидальных стоячих волн, ориентированных под углом  $60^\circ$  друг к другу. Частоты и амплитуды колебаний в составляющих полях одинаковы  
Условные обозначения см. на рис. 3

Аналогичным образом могут быть рассмотрены последствия дополнения составляющими полями иной ориентировки полей, изображенных на рис. 3, б, 4, б и 5.

Для дифференциации смесей достаточно воздействия продольных колебаний, реализующихся в любых средах. Поэтому экспериментальное воспроизведение ее в полях ультразвука может быть использовано для объяснения как образования метаморфогенных структур, возникающих в твердых телах, так и дифференциации, в частности ритмического расслоения магматических расплавов. Поперечные колебания, поперечные стоячие волны, реализующиеся только в твердых средах, играют ведущую роль в образовании складчатых структур, искажающих первоначально плоско-параллельные структуры слоистых геологических тел.

Распределения амплитуд колебаний в системах поперечных плоских стоячих волн аналогичны таковым продольных волн. Также аналогичны распределения амплитуд продольных и поперечных колебаний в результирующих полях, образующихся при пересечениях двух и более систем плоских стоячих волн (если векторы поперечных колебаний в составляющих полях ориентированы одинаково).

Воздействуя теми же системами вибраторов и отражателей на твердые слоистые модели, можно воспроизвести образование складчатых, складчато-разрывных и разрывных структур, отражающих возникшие структуры соответствующих полей. При этом следует иметь в виду, что в участках максимальных амплитуд колебаний будет наблюдаться максимальное отклонение элементов деформируемых слоев от исходного положения (ядра антиклиналей, синклиналей, куполов, мульд). Поверхности же нулевых изоамплитуд (узловые поверхности) и при продольных, и при поперечных колебаниях наиболее благоприятны для образования разрывов, так как этим поверхностям соответствуют максимальные значения относительных смещений соседних элементов деформируемых тел. Именно с образованием правильных сеток и решеток узловых поверхностей связаны широко распространенные в природе правильные сетки и решетки разрывных нарушений (см. рис. 3, а, 4, а, 5), а с образованием волнистых узловых поверхностей — наблюдаемая иногда волнистость простираения разрывов (см. рис. 3, а, 4, а).

Нетрудно видеть, что результирующие поля рис. 3, а и 4, а представляют собой частные случаи полей рис. 3, б и 4, б, характеризующиеся равенством амплитуд колебаний в составляющих полях. Варьируя соотношения этих амплитуд, можно воспроизвести

образование складчатых структур с любыми соотношениями продольных и поперечных размеров. Размеры амплитуд самих складок будут зависеть как от амплитуд колебаний, так и от времени воздействия поля, т.е. от импульса силы.

Распределения амплитуд в полях рис. 3,а и 4,а позволяет объяснить причины возникновения достаточно широко распространенных проявлений концентрически-скорлуповатой отдельности кубических или параллелепипедальных блоков массивных пород различного генезиса. В этих случаях основная кубическая или параллелепипедальная отдельность пород соответствует решеткам узловых поверхностей. По направлениям к центрам блоков нарушенность пород убывает соответственно убыванию величин относительных смещений. При этом равная нарушенность соответствует изомплитудным поверхностям. При неглубоком проникновении скорлуповатости монолитные ядра блоков имеют форму кубов или параллелепипедов со сглаженными ребрами и вершинами, при глубоком — форму шаров или эллипсоидов.

Как правильные сетки и решетки разрывов, так и концентрически-скорлуповатая отдельность различных видов могут быть воспроизведены путем воздействия соответствующих полей на однородные твердые модели.

Рассмотренные простейшие варианты структур волновых полей естественно далеко не исчерпывают многообразия полей, реализующихся в природе. Тем не менее уже в этих полях можно воспроизвести образование весьма разнообразных геологических, в частности тектонических структур. Возможности расширения круга воспроизводимых структур практически не ограничены. Например, значительные возможности такого расширения дает учет материалов А.В. Шубникова и В.А. Конщика [1972] о суперпозициях правильных сеток.

Общая постановка задачи моделирования структурообразования в волновых полях наряду с учетом многообразия полей требует также учета многообразия объектов, подвергающихся воздействию этих полей. Комплекс экспериментов, направленных на решение этой задачи, должен предусматривать нагружение однородных объектов с различными свойствами (акустической прозрачностью, скоростями распространения звука и др.) и различной формы (кубической, параллелепипедальной, призматической и др.) и неоднородных, прежде всего слоистых. Слоистые модели должны различаться по сечениям мощностей слоев с различными свойствами материалов и по прочности сцепления слоев. Кроме того, в упомянутом выше комплексе экспериментов должны быть предусмотрены различные виды нагружения (сжатие, сдвиг со сжатием, чистый сдвиг, сдвиг с растяжением, растяжение) и различные способы приложения нагрузок.

Выполнение достаточно обширного комплекса экспериментов обусловит воспроизведение образования любых тектонических структур: разрывных, складчатых, складчато-разрывных; одиночных и образующих разнообразные системы: однопорядковые, двух- и более порядковые; складок и складчатостей, прямых и наклонных, синусоидальных и шевронных, гармоничных и дисгармоничных; разнообразных структур будинажа и т.д. и т.п. Соответственно оно обеспечит экспериментальное решение вопроса — какие свойства объектов и полей определяют возникновение каждой конкретной разновидности тектонических структур. Это, в свою очередь, даст существенное повышение уровня теоретических построений структурной геологии и эффективности использования указанных построений при решении разнообразных практических задач.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Красильников В.А. Звуковые и ультразвуковые волны. М.: Физматгиз, 1960. 560 с.  
Майер В.В. Простые опыты с ультразвуком. М.: Наука, 1978. 160 с.  
Михайлов И.Г. Ультразвук и его применение. Л.: Знание, 1968. 192 с.  
Плотников Л.М. Основные проблемы структурной геологии: Обзор. М.: ВИЭМС, 1981. 20 с.  
Плотников Л.М., Петров А.И. Об отражениях в геологических объектах волновой природы механических напряжений. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 46—50.  
Шафрановский И.И., Плотников Л.М. Симметрия в геологии. Л.: Недра, 1975. 144 с.  
Шубников А.В., Конщик В.А. Симметрия в науке и искусстве. М.: Наука, 1972. 339 с.

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ МОДЕЛИ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Тектоническая деформация в определенном масштабе исследования именуется дизъюнктивной, если она происходит с разделением деформируемого объема на макроскопически различимые в этом масштабе структурно обособленные части. Вне зависимости от того, осуществляется ли эта деформация с образованием разрывов сплошности прежде монолитной геологической среды (разрывная деформация *s. str.*) или же путем относительного перемещения отдельных ранее обособившихся участков (кусковая деформация), характернейшей ее чертой является резкая неравномерность распределения внутри деформируемого объема с обособлением зон сосредоточения деформации (трещины, разрывы, зоны концентрации деформаций, шовные зоны, зоны диастрофизма и т.д.) и областей ослабленной деформированности (зерна, литоны, отдельности; пластины, линзы и блоки разного масштаба; геоблоки, тектонические массивы и литосферные плиты). Морфология, взаимное расположение, а иногда и история (кинетика) формирования различных элементов дизъюнктивной структуры зависят в первую очередь от физико-механических особенностей деформации, понимание которых приобретает, таким образом, большую практическую и теоретическую значимость.

Изучение дизъюнктивной тектонической деформации имеет множество различных аспектов. В фундаментальных исследованиях по геотектонике и структурной геологии анализируются геометрические, структурно-морфологические и геолого-кинематические типы дизъюнктивных нарушений различных видов и рангов, а также геолого-генетические и историко-геологические особенности их образования и развития. Целые научные коллективы исследуют проблемы кинетики дизъюнктивной деформации, что особенно важно при решении сейсмопрогностических задач. Специальные работы посвящены также характеристике метрических параметров дизъюнктивной деформации — исследованию соотношений между длиной, шириной и глубиной проникновения в литосферу дизъюнктивных нарушений разных типов и рангов, частоты их встречаемости на единицу объема и характерных размеров, образующихся при дизъюнкции блоков или кусков. Настоящее сообщение не затрагивает ни метрических закономерностей дизъюнктивной деформации, ни ее кинетических или геолого-генетических особенностей; оно базируется на статистическом и теоретическом анализе пространственных соотношений дизъюнктивов разных геолого-кинематических типов и посвящено выделению различных механико-генетических семейств дизъюнктивных нарушений, которые отвечают определенным геомеханическим моделям тектонической деформации.

Ввиду чрезвычайной сложности и изменчивости физико-механической обстановки дизъюнктивной тектонической деформации реальных геологических объемов, разработка обобщенных геомеханических моделей такой деформации неизбежно будет весьма приближенной; она должна основываться на сопоставлении результатов натуральных структурно-геологических наблюдений (естественные или природные модели), тектонофизического эксперимента (экспериментальные или физические модели) и общих положений механики геологической среды (теоретические или механико-математические модели). Составленные в итоге общие геомеханические модели дизъюнктивной деформации будут отражать закономерности распределения тех или иных параметров этой деформации и могут служить основой для физико-механической интерпретации реально наблюдаемых дизъюнктивных структур. В настоящей статье рассматриваются некоторые общие геомеханические модели дизъюнктивной деформации, исследующие закономерную связь между геолого-кинематическим типом дизъюнктивов,

их взаимной ориентировкой и основными параметрами напряженно-деформированного состояния массива к моменту его деформирования.

Традиционные объекты для натуральных геолого-кинематических исследований дизъюнктивов — современные и древние разрывные нарушения с фиксированным характером геологического перемещения крыльев [Разломы..., 1963; Лукьянов, 1965; Anderson, 1942; Lensen, 1958; и др.], а в последнее время также глубинные дислокации в очагах землетрясений, устанавливаемые сейсмологически по методу первых вступлений [Гуценко, 1979]. Трещинные структуры издавна рассматривались как следствие воздействия касательных (сколы) или нормальных (отрывы) тектонических напряжений, что послужило основой первых схем геомеханической интерпретации дизъюнктивной деформации, предложенных Г. Беккером еще в конце прошлого века и получивших дальнейшее развитие в работах Б. Зандера, Г. Клооса, А.В. Пэка, М.В. Гзовского и других исследователей. Однако широко распространенный взгляд на трещины как на "разрывы без смещения" долгое время препятствовал использованию их в качестве объекта специального геолого-кинематического анализа подобно более крупным геологическим разрывам. Лишь массовые замеры трещин с бороздами скольжения (а впоследствии и других кинематических разновидностей трещинных структур), проводимые систематически с середины 60-х г. автором и другими исследователями [Расовитаев, 1969, 1973, 1982; Гуценко, 1973, 1975, 1979; Сим, 1978; Парфенов, 1980; и др.], позволили включить в геолого-кинематический анализ большой трещинный материал с традиционным аппаратом его статистической обработки и геомеханической интерпретации. Именно этот материал и послужил главным структурно-геологическим фондом для выявления и характеристики некоторых природных моделей дизъюнктивной деформации, выделение которых по более крупным структурам не казалось столь очевидным и необходимым.

Геолого-кинематическое исследование трещиноватости потребовало внесения ряда дополнений в стандартную методику ее анализа. Наиболее существенное из них — обязательное морфологическое изучение трещинных структур с выделением среди них структур раздвижения (отрывы и дайки), сдвигения (зеркала скольжения и зоны сдвиговых деформаций), а также мелкие разрывы со смещением в плоскости сместителя) и сдвигения (стилолиты, кливаж, трещины сплющивания и др.). Изученный таким образом трещинный массив дает иногда ценный и статистически представительный структурно-геологический материал для суждения о форме сочетания дизъюнктивных структур разных геолого-кинематических и геологических типов, а также о характере и геомеханической обстановке дизъюнктивной деформации объема в целом. Использование статистических методов и, в частности, стереографических структурных диаграмм для подсчета плотностей распределения трещин позволяет выявлять преобладающие ориентировки трещинных систем различных типов, что облегчает применение к этим дизъюнктивам парагенетического принципа структурного анализа, давно уже разработанного для более крупных дизъюнктивных структур [Разломы..., 1963; Лукьянов, 1965; и др.].

Парагенетический структурный анализ десятков тысяч тектонических трещин с фиксированным направлением геологического смещения крыльев, проведенный в разных частях Альпийской зоны юга СССР, послужил основой для выявления некоторых типовых, устойчиво повторяющихся, упорядоченных в геолого-геометрическом отношении естественных ассоциаций дизъюнктивных структур — структурных парагенезисов, характеризующихся определенной взаимосвязью между морфокинетическим габитусом и пространственной ориентировкой отдельных составляющих их дизъюнктивных систем. Образующие этими системами закономерные геометрические сочетания, или структурные рисунки трещиноватости (особенно наглядно выявляемые на стереографических диаграммах при изображении полюсов трещин разных типов различными символами), рассматриваются нами в качестве природных моделей фигур разрушения геологической среды. Парагенетические ассоциации трещин могут состоять из одной системы (отрывов, плоскостей скольжения или сплющивания), нескольких (двух—

четырёх) систем сколов, нередко сочетающихся с системами отрыва или сплющивания, или множества (упорядоченного или неупорядоченного) систем нарушений. Среди упорядоченных множеств наиболее распространены пояса трещиноватости — большие, когда полюса трещин располагаются вдоль меридианов или по экватору стереограммы, и малые, с расположением полюсов вдоль отличных от экватора широт стереографической сетки. Геометрическими образами типовых пространственных сочетаний трещинных систем внутри этих парагенезов являются плоскость, призма, тетрагональная пирамида, конус и цилиндр вращения; при этом особенно существенны морфология и геолого-кинематический тип трещин, образующих эти геометрические фигуры. Наличие древних структурных неоднородностей в деформируемом объеме иногда существенно меняет обычное соотношение систем внутри типового парагенеза и искажает его внешний структурный рисунок, но для всякой парагенетической ассоциации трещин (в отличие от случайного их сочетания) сохраняется вполне определенной зависимости геолого-кинематического типа нарушения от его ориентировки относительно главных структурных направлений (внутренний структурный рисунок).

Сопоставление выявленных по натурным измерениям дизъюнктивных структурных рисунков с фигурами разрушения, образующимися в образцах при тектонофизическом эксперименте, позволяет в ряде случаев непосредственно увязать отмеченные выше структурные направления с ориентировкой основных тектодинамических (сжатие, растяжение) или кинематических (вращение, перемещение) осей деформации. Широко известны эксперименты с моделированием одной или двух систем скола в условиях простого или чистого сдвига, конусов скальвания при сжатии или растяжении, трещин отрыва и сплющивания и т.д. Семейства трещин, образующихся при разных условиях нагружения и деформирования образцов различных материалов, иногда достаточно точно имитируют наблюдаемые в природе парагенезы тектонических нарушений [Белоусов, Гзовский, 1964; Бондаренко, 1976; Гзовский, 1975; Михайлова, 1971; Гептнер, 1970; Лучицкий и др., 1977; Надаи, 1954; Осокина и др., 1979; Стоянов, 1977; Спенсер, 1981; Хиллс, 1967; и др.].

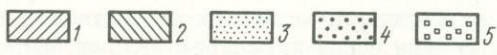
При теоретической интерпретации результатов структурно-геологических наблюдений и тектонофизического эксперимента в качестве основных геомеханических параметров, определяющих тип и конфигурацию модели разрушения, учитываются: эффективная реологическая характеристика среды в момент разрушения (хрупкая, вязкая, пластичная или более сложная модель); общий характер нагружения объема внешними силами (сжатие, растяжение, сдвиг, кручение или их сочетание); тип напряженного состояния однородно нагруженного объема (двухосно-анизотропное в условиях активного сжатия или растяжения; трехосно-анизотропное, осесимметричное, при стационарном положении осей  $\sigma_1$  или  $\sigma_3$ ; трехосно-анизотропное, с вращением вокруг оси  $\sigma_2$ ; возможны и более тонкие различия типа напряженного состояния по величине коэффициента Лодэ—Надаи  $\mu_\sigma$ ); тип деформированного состояния (плоское или струйное течение; вращение); геологический тип поля напряжений (надвиговый, сдвиговый или сбросовый при вертикальном положении осей  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$  соответственно).

Установление общих геолого-геометрических моделей типовых структурных рисунков различных генетических семейств дизъюнктивных нарушений составляет одну из главнейших задач геомеханического анализа дизъюнктивной тектонической деформации. Как уже отмечалось, для этого необходимо сопоставление природных, экспериментальных и теоретических моделей разрушения, исследуемых в широком спектре геоло-

Рис. 1. Стереографические структурные рисунки типовых геомеханических семейств дизъюнктивных нарушений (идеализированная схема)

Области локализации полюсов тектонических нарушений: 1 — правсдвиговых, 2 — левсдвиговых, 3 — взбросо-надвиговых, 4 — сбросовых, 5 — раздвиговых. Оси главных нормальных напряжений;  $\sigma_1$  — максимального растяжения,  $\sigma_2$  — промежуточного,  $\sigma_3$  — максимального сжатия. Ориентировка главных тектодинамических и кинематических осей: направление тектонической транспортировки:  $t$  — при течении,  $r$  — при вращении

| Преобладающий вид разрушения | Геометрическая модель разрушения | Геологический тип поля напряжений |            |           |
|------------------------------|----------------------------------|-----------------------------------|------------|-----------|
|                              |                                  | сдвиговый                         | надвиговый | сбросовый |
| Скалы в ядре                 | Парные скалы                     |                                   |            |           |
|                              | Пирамида сжатия                  |                                   |            |           |
|                              | Пирамида растяжения              |                                   |            |           |
|                              | Конус сжатия                     |                                   |            |           |
|                              | Конус растяжения                 |                                   |            |           |
|                              | Произвольные сколы               |                                   |            |           |
|                              | Пояс вращения                    |                                   |            |           |
| Скольжение (срез)            | Пояс течения                     |                                   |            |           |
|                              | Сплюсывание                      |                                   |            |           |
| Отрыв                        | Система раздвижения              |                                   |            |           |



го-структурных, физико-механических и реологических параметров. Некоторые типовые структурные рисунки дизъюнктивных семейств изображены на идеализированных стереограммах полюсов плоскостей смещения различных геолого-кинематических типов, соответствующих разным геомеханическим моделям дизъюнктивной тектонической деформации элементарных объемов при некоторых стандартных ориентировках и соотношениях главных тектодинамических и кинематических осей (рисунок). Охарактеризуем кратко эти общие модели и соответствующие им стереографические структурные рисунки дизъюнктивов.

**Парные сколы** — две сопряженные системы структур скальвания, развивающиеся вдоль плоскостей максимальных касательных напряжений при общем сжатии (растяжении) массива в условиях трехосно-анизотропного напряженного состояния [Пэк, 1939; Гзовский, 1975]. Механически это деформация "чистого сдвига". Линия скрещения сопряженных сколов фиксирует ось  $\sigma_2$  эллипсоида напряжений, две другие оси расположены в перпендикулярной этой линии главной кинематической плоскости, причем ось  $\sigma_1$  — всегда биссектриса квадранта растяжения,  $\sigma_3$  — квадранта сжатия; в этой же главной кинематической плоскости лежат и векторы смещения обоих сопряженных сколов. Симметрично к сколам иногда располагается система отрывов, делящая пополам квадрант сжатия.

**Пирамида скальвания** — четыре системы попарно сопряженных сколов, линии скрещения которых расположены под прямым углом друг к другу и к активной тектодинамической оси. Такие взаимно перпендикулярные парные сколы возникают при близком к "осесимметричному" напряженном состоянии, когда одна из экстремальных тектодинамических осей ( $\sigma_1$  при активном сжатии — на рисунке пирамида сжатия,  $\sigma_3$  при активном растяжении — на рисунке пирамида растяжения) близка по величине к средней оси  $\sigma_2$  и попеременно с нею занимает одно из двух твердо закрепленных в пространстве направлений [Расцветаев, 1969]. Наиболее распространенные разновидности этого парагенеза — сочетание сдвиговых и надвиговых систем в складчатых областях альпийского типа (пирамида сжатия) или сочетание сдвигов и сбросов в рифтовых структурах (пирамида растяжения). Здесь же развиваются обычно одна или две взаимно перпендикулярные системы отрывов, фиксирующие возможные направления оси максимального растяжения.

**Конус скальвания** — результат хрупкого разрушения среды в соответствии с законом скальвающих напряжений при воздействии на квазиизотропный элементарный объем одноосного сжатия (на рисунке конус сжатия) или растяжения (на рисунке конус растяжения) [Горшков, 1947; Надаи, 1954]. Напряженное состояние такого объема описывается двухосным эллипсоидом напряжений; благодаря изотропии напряжений в плоскости, перпендикулярной активной силе, образуется не два или четыре, а множество систем сопряженных сколов, ориентированных под углом скальвания  $\alpha$  к активной тектодинамической оси. Последняя является одновременно осью конуса скальвания, а также линией пересечения главных кинематических плоскостей всех входящих в парагенез сколов [Гущенко, 1975]. Полюса сколов образуют на стереограмме так называемый малый пояс трещиноватости с телесным углом  $2\alpha$ , в центре которого располагается выход активной тектодинамической оси. Часто в этот парагенез входят и трещины отрыва, полюса которых образуют большой пояс трещиноватости с той же осью, что и малый пояс трещин скальвания.

**Пояс вращения** — упорядоченное множество разноориентированных поверхностей скольжения, параллельных одной прямой, являющейся осью пояса [Данилович, 1961]. На стереограмме этот парагенез выражен поясным максимумом полюсов трещин скола, расположенным вдоль одного из меридианов сетки и фиксирующим общую для всех сколов главную кинематическую плоскость; соответственно все линии скольжения входящих в пояс трещин перпендикулярны его оси, являющейся общей осью  $\sigma_2$  всего парагенеза. Возникновение такой совокупности структур скольжения связано с вращением системы напряжений вокруг оси  $\sigma_2$  под действием пары сил в главной ки-

Таблица 1

Физико-механические типы напряженного состояния элементарных геомеханических объемов и соответствующие им динамические семейства дизъюнктивных нарушений

| Тип напряженного состояния             | Коэффициент Лодэ-Надаи $\mu_{\sigma} = \frac{2(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)} - 1$ | Соотношения главных осей эллипсоида напряжений $\sigma_1, \sigma_2$ и $\sigma_3$ | Характеристика дизъюнктивных семейств при директивном типе деформации (число и типы имманентных динамически сопряженных систем тектонических нарушений) |
|--|--|--|---|
| Трехосно-анизотропный:                 | $ \mu_{\sigma}  \neq 1$  | $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$   | 2 системы сколов + 1 система содвигов + система отрывов   |
| а) при активном сжатии                 | $1 > \mu_{\sigma} > 0$   |  |   |
| б) при активном растяжении             | $0 > \mu_{\sigma} > -1$  |  | 2 системы сколов + 1 система отрывов  |
| Трехосно-анизотропный; осесимметричный | $ \mu_{\sigma}  \approx 1$   |  | 4 системы сколов + 1 система содвигов + 2 системы отрывов   |
| а) при активном сжатии                 | $\mu_{\sigma} \approx 1$   | $\sigma_1 \approx \sigma_2 \gg \sigma_3$   |   |
| б) при активном растяжении             | $\mu_{\sigma} \approx -1$  | $\sigma_1 \gg \sigma_2 \approx \sigma_3$   | 4 системы сколов + 1 система отрывов  |
| Двухосно-анизотропный:                 | $ \mu_{\sigma}  = 1$   |  | Множество ("малый пояс") систем сколов + 1 система содвигов + множество ("большой пояс") систем отрывов   |
| а) при активном сжатии                 | $\mu_{\sigma} = 1$   | $\sigma_1 = \sigma_2 \neq \sigma_3$  |   |
| б) при активном растяжении             | $\mu_{\sigma} = -1$  | $\sigma_1 \neq \sigma_2 = \sigma_3$  | Множество ("малый пояс") систем сколов + 1 система отрывов  |

нематической плоскости. Этот вид деформации может развиваться как в хрупкой (вращение тензора напряжений с образованием все новых сколовых пар), так и в вязкой (вращательное скольжение вдоль цилиндрических поверхностей) среде. Если в описываемый парагенез входят и трещины отрыва, их полюса также образуют большой пояс, совпадающий с поясом скальвания.

**Пояс течения** принципиально отличен от предыдущего семейства нарушений тем, что все линии скольжения входящих в него нарушений параллельны, а не перпендикулярны его оси. Такая совокупность структур скольжения формируется в условиях ламинарного разрывно-глыбового тектонического течения геологических масс [Пейве, 1967]. Ориентировка оси пояса течения и следов скольжения на поверхностях входящих в него трещин соответствуют направлению тектонического транспорта, иногда совпадающему с осью максимального сжатия  $\sigma_3$ . Неодинаковая скорость перемещения различных блоков и пластин ("струй" тектонического потока) приводит в действие механизм "простого сдвига", с которым, видимо, и следует связывать возникновение структур скольжения этого парагенеза.

**Система содвижения** [Расцветаев, 1973] или система поперечных направлению сжатия структур сплющивания [Ажгирей, 1966; Паталаха, 1970] возникает иногда в массиве, подвергающемся ориентированному сжатию. Обычно это трещины кливажа или стилолиты. Однако часто деформация сплющивания приводит к образованию системы субпараллельных поверхностей скольжения, в связи с чем Г.Д. Ажгирей [1966] уподобляет эту деформацию скальванию идеального упруго-пластического тела с углом скальвания  $90^\circ$ . Явление сплющивания также обычно связывают с ламинарным течением вещества, хотя перемещение вдоль плоскостей скольжения далеко не всегда бывает однонаправленным и имеет иногда хаотический или вращательный ("вихревой") характер.

Таблица 2

## Основные геолого-механические типы тектонических нарушений

| Геомеханический тип дизъюнктива | Тип дизъюнктивного процесса | Физико-механические условия разрушения             |                           |   |
|---------------------------------|-----------------------------|--|---------------------------|---|
|                                 |                             | Реологическая модель среды                         | Тип внешнего нагружения   | Механизм деформации                             |
| Отрыв                           | Раздвижение                 |  | Растяжение                | Разрыв  |
| Скол                            | Скалывание                  | Упруго-хрупкое твердое тело ("тело Гука")          | Сжатие и (или) растяжение | Чистый сдвиг                                    |
| Срез                            | Скольжение                  | Упруго-вязкое твердое тело ("тело Максвелла")      | Вращение (пара сил)       | Простой сдвиг                                   |
| Сдвиг                           | Сплющивание                 | Упруго-пластичное твердое тело ("тело Сен-Венана") | Сжатие                    | Сочетание простого и чистого сдвигов с разрывом |

Система раздвижения (отрывы и раздвиги) образуется в условиях хрупкого разрыва при растяжении (абсолютном или относительном). Оно является надежным признаком, позволяющим устанавливать преобладающую ориентировку оси  $\sigma_1$ . Максимумы, образуемые жилами сколового типа, могут свидетельствовать о вторичном раздвижении сколов или о наличии раздвиговой составляющей по ним уже в момент их формирования. Анализ отрывов, трещин раздвижения и жил является особенно важным в практическом отношении, так как именно эти типы нарушений являются основными рудовмещающими, флюидо- и водопроводящими структурами.

Рассмотренные структурные рисунки отражают типовые сочетания нарушений внутри элементарных (однородно нагруженных и деформируемых) объемов. Они могут быть использованы в качестве эталонов для расчленения и интерпретации и более сложных стереографических рисунков трещиноватости. Геомеханическая интерпретация структурных рисунков, образуемых тектоническими нарушениями разных порядков, позволяет определить характер напряженного состояния и тип деформации трещинных массивов, направление смещений по крупным разломам и зонам дислокаций, а в некоторых случаях и эффективные реологические свойства деформируемых масс. Наличие структур сплющивания свидетельствует о способности среды к деформации упруго-пластического типа, а скольжения и течения — к деформации упруго-вязкого типа. Отрывы и сколы формируются при хрупкой деформации. Структуры скалывания, скольжения и сплющивания могут сочетаться внутри единых деформируемых объемов. В табл. 1 дана характеристика типовых дизъюнктивных семейств, образующихся при разрушении геологических объемов с различными типами напряженного состояния, отличающимися по характеру внутренней анизотропии и внешнего нагружения.

Если описанные выше структурные рисунки проявляются в квазиизотропной среде,

Геологические типы дизъюнктивных нарушений разных рангов

| Министруктуры (трещины, малые разрывы)  | Мезоструктуры (разрывы, локальные зоны концентрации деформации)  | Мегаструктуры (глубинные разломы, зоны концентрации деформаций)   |
|---|--|---|
| Отрывы, раздвиги, жилы, трещины отслаивания   | Раздвиги, жилы, дайки, факолиты, сбросо-раздвиговые зоны, грабены  | Зоны спрединга, рифтовые зоны, зоны сбросо-раздвиговых деформаций, дайковые рои, зоны повышенной проницаемости и магматизма   |
| Диагональные сколы и зеркала скольжения; кливаж скальвания; малые зоны сдвиговых, сбросовых или взбросовых деформаций | Диагональные сдвиги; надвиги и взбросы; листрические сбросы; зоны сдвиговых, сбросовых деформаций, сопряженные в единые парагенетические системы                                 | Глубинные зоны диагонально-сдвиговых деформаций; глубинные надвиги и сбросы; глобальные сколы; зоны Бенюфа; крупные сбросо-грабеновые системы   |
| Кливаж течения, поперечные зеркала скольжения, малые зоны сдвигаения и течения  | "Сорванные" покровы, поперечные сдвиги, межформационные срывы со скольжением   | Глобальные сдвиговые зоны, трансформные разломы I рода, глубинные поверхности скольжения I рода   |
| Трещины сплющивания, кливаж осевой плоскости, стилолиты, плоскости скольжения II рода                                 | Межформационные срывы со сплющиванием; зоны линейных складок продольного сжатия; зоны смятия, сплющивания и пластического течения, ограниченные продольными сдвигами и "врезами" | Альпийнотипные складчатые системы; крупные зоны смятия, сопровождающиеся продольными сдвигами и "врезами"; трансформные разломы II рода; глубинные поверхности раздела и скольжения II рода |

то они характеризуются правильным геометрическим расположением и полным развитием всех членов дизъюнктивного семейства. Такая деформация названа нами *директивной*, так как ориентировка образующихся нарушений целиком диктуется здесь направлением главных касательных или нормальных напряжений. В резко неоднородной среде дизъюнктивные нарушения, как правило, развиваются вдоль ослабленных зон, уже существующих к началу деформации, и геометрическая правильность ориентировки формирующихся дизъюнктивов обычно не выдерживается; однако и здесь соблюдается строгая зависимость между ориентировкой нарушения и его геолого-кинематическим типом. Такую деформацию мы именуем *адаптивной*, поскольку ее дизъюнктивный каркас приспосабливается к уже существовавшей структурной неоднородности деформируемого объема. Одним из наглядных проявлений адаптивной деформации является своеобразный структурный рисунок, названный нами "произвольные сколы" (см. рис.). Многосистемное скальвание по произвольным плоскостям — такая дизъюнктивная деформация, когда при общем сжатии (растяжении) однородного объема структуры скальвания возникают не по направлениям максимальных касательных напряжений  $\tau_{max}$ , как этого требует теория разрушения Мора—Беккера—Гзовского, а по "случайным" относительно эллипсоида напряжений, но уже существовавшим к моменту деформации ослабленным плоскостям. Чем разнообразнее ориентировка случайных плоскостей скольжения, тем точнее и увереннее определяются параметры (ориентировка, соотношение разноименных осей) эллипсоида напряжений. Этот вид деформации исчерпывающе рассмотрен в работах О.И. Гуценко [1973, 1975, 1979], разработавшего и применившего специальную методику для обработки разноориентированных систем скольжения внутри одномерноосного объема.

В реальной геологической обстановке наблюдается сочетание элементов директивной и адаптивной деформации, чаще всего выражающееся в своеобразной "селекции"

древних изначальных структурных неоднородностей, когда в новообразованной дизъюнктивной структуре реализуются не все, а только некоторые элементы типовой модели разрушения в соответствии с конкретными особенностями геологической и физико-механической структуры деформируемого объема. В пределах однородно нагруженных объемов структурные рисунки дизъюнктивных парагенезов тем больше приближаются к своим идеальным геометрическим моделям, чем меньше структурная анизотропия деформируемой среды и чем больше объем осреднения и количество измеренных дизъюнктивов. Так, среди реально наблюдаемых стереографических рисунков трещиноватости, как правило, встречаются неполные пирамиды и конусы скальвания, неполные пояса вращения, а пояса течения чаще всего имеют один или два наиболее четких максимума ("плоское течение" в отличие от "струйного"). Дополнительные структурные системы иногда выявляются в смежных рангах структур разрушения.

Описанные выше типы и модели разрушения действуют на самых разнообразных масштабных уровнях структурного анализа — от микронарушений кристаллов [Лукин и др., 1965; Казаков, 1967, Парфенов, 1972] до мегарегиональных и глобальных дизъюнктивных систем [Расцветаев, 1980]. Анализ конкретных структурных рисунков разрывов разных порядков и типов позволяет увидеть в них те же, что и в трещинных узорах, элементы и соотношения, хотя выбор предпочтительных элементов в большей степени определяется здесь изначальной геологической неоднородностью и, в частности, слоистой мегаструктурой приповерхностных частей тектоносферы. В табл. 2 сведены некоторые типы дизъюнктивных структур разных рангов, образующиеся при различных дизъюнктивных процессах (раздвижении, скальвании, скольжении и сплющивании) в разных физико-механических условиях разрушения геологических тел.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 364 с.
- Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 120 с.
- Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 119 с.
- Гептнер Т.М. Моделирование трещин скальвания в условиях больших деформаций. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 4, с. 62–77.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 532 с.
- Горшков Г.П. Дизъюнктивная тектоника Конетдага и закон скальвающих напряжений. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1947, № 1, с. 103–115.
- Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений. — Докл. АН СССР, 1973, т. 210, № 2, с. 331–334.
- Гущенко О.И. Кинематический принцип реконструкции направлений главных напряжений. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 3, с. 557–560.
- Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 7–25.
- Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Метод. руководство. Иркутск: Кн. изд-во, 1961. 48 с.
- Казаков А.Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л.: Наука, 1967. 212 с.
- Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П. Микроструктурный анализ. М.: Наука, 1965. 124 с.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 136).
- Лучицкий И.В., Бондаренко П.М., Громин В.И. Изучение разломов экспериментальными методами. — В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 144–154.
- Михайлова А.В. Разрывы, деформации и перемещения в моделях надвиговой структуры. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971, с. 48–61.
- Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел/Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 648 с.
- Осокина Д.Н., Гущенко О.И., Лыков В.И., Цветкова Н.Ю. Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 185–203.

- Парфенов В.Д. Значение микроструктурного анализа кальцитовых тектонитов для изучения разрывных смещений. — Геотектоника, 1972, № 3, с. 37–50.
- Парфенов В.Д., Парфенова С.И. К вопросу о реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 4, с. 938–941.
- Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
- Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 8–23.
- Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 148 с.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Наука, 1963. 312 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Расцветаев Л.М. Опыт палеодинамического анализа Келятской антиклинали (Восточный Копетдаг). — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1969, вып. 2, с. 40–59.
- Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей Юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 5, с. 57–107.
- Расцветаев Л.М. Закономерный структурный рисунок земной поверхности и его динамическая интерпретация. — В кн.: Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. М.: Наука, 1980, с. 145–197. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 340).
- Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация. — Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 4, с. 904–909.
- Сим Л.А. Тектонические напряжения зоны сочленения Среднего Тимана и Мезенской синеклизы. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 5, с. 117–125.
- Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию/Пер. с англ. Л.: Недра, 1981. 367 с.
- Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
- Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 479 с.
- Anderson E.M. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Edinburgh; London: Oliver and Boyd, 1942, S. 241.
- Lensen G.Y. Rationised fault interpretation. — N.Z. J. Geol. and Geophys., 1958, vol. 66, N 1, p. 307–317.

УДК 551.24.02

В.Ю. Забродин

## К МЕТОДОЛОГИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

В развитых отраслях естествознания, где хорошо выражена методологическая рефлексия, существуют определенные, четко сформулированные требования к постановке и осмыслению результатов эксперимента. Эти методологические требования являются там нормативами работы, и несоблюдение их выводит научного работника за рамки настоящей науки. Говоря иначе, работник, не соблюдающий нормативы экспериментальной деятельности, не может рассчитывать на то, что его результаты будут приняты во внимание.

В геологии в целом и в тектонике в частности эксперимент играет несравненно меньшую роль, чем наблюдение (натурное), что прямо противоположно ситуации, существующей, положим, в физике или химии (это положение специфично и для некоторых других естественных наук — астрономии, географии). Между тем если мы хотим, чтобы геологический эксперимент приносил пользу нашей науке, в частности при теоретических построениях, а не был бы самоцелью, следует позаботиться о том, чтобы и для него были выработаны определенные нормативы, в рамках которых протекала бы работа любого экспериментатора. Ниже я пытаюсь изложить некоторые методологические критерии и требования, основанные как на опыте моей собственной деятельности тектониста-теоретика и методолога, так и на общем опыте методологии науки.

Прежде всего хотелось бы отметить, что в экспериментальной тектонике зачастую не проводятся различия между моделированием и экспериментированием. Но, хотя любой эксперимент — это моделирование, далеко не любое моделирование является экспериментом. Так, математическое моделирование, например, пол-

ностью является разновидностью теоретической деятельности (так же, как и мысленный эксперимент). Как полагает В.И. Громин (и с ним, видимо, следует согласиться), не относится к собственно эксперименту и аналоговое моделирование. То же нужно сказать и о природном моделировании, когда один естественный геологический объект или явление рассматривается в качестве модели другого по каким-либо причинам недоступного непосредственному наблюдению. Наконец, основной класс геологических моделей — геологические карты — хотя и относится в основном к эмпирической геологии, очевидно не имеет отношения к геологическому (в частности, тектоническому) эксперименту. Поэтому ниже имеется в виду только эксперимент в собственном смысле слова, т.е. лабораторные опыты с материальными моделями.

Начнем с того, что любой эксперимент может преследовать достижение как минимум одной из трех следующих целей:

1. Контролируемое воспроизведение и наблюдение (сопровождающееся, как правило, измерением) некоторого природного феномена с целью получения его количественных и (или) качественных характеристик. Так, поступает, например, физик-экспериментатор, измеряющий зависимость коэффициента трения от угла наклона поверхности, по которой скатывается шарик, от материала поверхности и шарика и т.п. Такой эксперимент направлен на получение объяснения уже известных (из наблюдения теоретических соображений) фактов. На основании результатов таких экспериментов формулируются эмпирические законы типа законов Ома или Кулона. В тектонике таковы, по-видимому, эксперименты, воспроизводящие пликативы или дизъюнктивы с целью изучения механизма их образования.

2. Попытка обнаружения неизвестного ранее природного феномена, существование которого предсказывается какой-либо теорией или гипотезой, или опровержение такого предсказания (верификация гипотезы или теории, как говорят методологи). В физике к такого рода экспериментам относятся опыты по обнаружению новых элементарных частиц, кварков, солнечных нейтрино и т.п. Очевидно, что в таком эксперименте ищутся новые научные факты. В экспериментальной тектонике к этому типу я бы отнес, с известными оговорками, опыты по моделированию на шаровых моделях сетки дизъюнктивов и пликативов, существование которой постулируется теоретическими представлениями Дж.Д.Муди и М.Дж.Хилла (я бы хотел специально подчеркнуть, что в данном случае совершенно несущественно, что упомянутые теоретические представления относятся к эмпирическому уровню тектонической науки).

3. Создание и испытание модели некоторого объекта, который предполагается впоследствии запустить в промышленное производство (самолет, станок, автомобиль и т.д.) или как-то использовать в народном хозяйстве (плотина гидроэлектростанции, химические средства борьбы с сорняками и вредителями сельскохозяйственных растений и т.п.). Такой тип эксперимента пока не находит применения в экспериментальной тектонике, однако возникающие здесь методологические трудности характерны и для нее.

Если мы просмотрим всю уже огромную литературу по экспериментальной тектонике, то вряд ли обнаружим четкое представление о том, с каким же типом эксперимента имеет дело исследователь. Между тем, представляется, что делать это необходимо, если экспериментатор желает отчетливо осознать, что и м е н н о должен дать его опыт, к а к с л е д у е т осмыслить его результаты, к у д а эти результаты следует относить. Как можно полагать, современный тектонический эксперимент, явно или неявно, направлен просто на чисто иллюстративное воспроизведение природного феномена; в большинстве случаев, впрочем, явно указываемая цель состоит в получении некоторого "генетического объяснения". Было показано [Забродин, 1981], что понятие "генезис" неоднородно и многоаспектно, а в рамках генетических задач имеются тривиально разрешимые, тривиально неразрешимые и нетривиальные. Очевидно, что следует ставить опыты, направленные только на решение нетривиальных задач; в противном случае мы будем лишь тратить напрасно время, силы и средства. Кроме того, следует помнить, что если целью эксперимента провозглашается "получение объяснения", то ведь генетическое объяснение — лишь один из видов последнего, а большинство видов

объяснения получить гораздо легче, чем генетическое (последнее в тривиально неразрешимых задачах вообще недостижимо в обозримом будущем).

Любой экспериментатор сейчас, наверное, хорошо понимает, что перенесение результатов опыта с модели на оригинал производится с помощью такого логического приема, как аналогия. Однако, по-видимому, мало кто из тектонистов-экспериментаторов знаком с работой А.У. Умова [1970], в которой показано, что только в истории физико-математических наук можно установить использование 51 (!) типа заключений по аналогии, от очень слабых до весьма сильных, приближающихся по логической силе к дедукции (анalogии типа пропорции или изоморфизма). Поэтому сказать: "Я делаю выводы по аналогии" — значит не сказать почти ничего. Очевидно, экспериментатор должен стремиться к тому, чтобы при анализе результатов опыта основываться на наиболее логически сильных типах аналогий. Естественно, в предвидении этого следует соответствующим образом и планировать эксперимент.

В лабораторном тектоническом эксперименте, так же как и в натурном наблюдении, безусловно должны выполняться требования воспроизводимости и интерсубъективности, т.е. результат эксперимента должен быть воспроизведен в принципе неограниченное число раз как самим его автором, так и разными исследователями и в разных лабораториях (нетрудно видеть, что это элементарное методологическое требование выражает принцип униформизма в слабой формулировке, см. подробнее: [Забродий, 1981]). Однако если с воспроизводимостью собственных экспериментов дело, по-видимому, хотя бы в некоторых лабораториях обстоит благополучно, то мне почти не известны случаи, когда бы выполнялось требование интерсубъективности: тектонисты-экспериментаторы упорно не желают воспроизводить опыты своих коллег. Несоблюдение же указанных требований приводит к тому, что результат эксперимента не попадает в категорию научных фактов и не может учитываться в теоретической работе.

Собственной теоретической основой тектонического эксперимента в значительной мере служит теория подобия (см. статью С.И. Шермана в наст. сб.). Эта теория практически полностью заимствована из физики. Однако в физическом эксперименте отсутствуют те специфические методологические проблемы, которые возникают перед теорией подобия в тектонике. Прежде всего это проблема времени. Все уравнения подобия, в которые входит время, безусловно применимы лишь для моделирования тех процессов, длительность которых не слишком отличается от длительности эксперимента (положим, не более чем на два порядка: если реальная длительность эксперимента достигает одного года, то реальное время наблюдений за естественными геологическими процессами не превышает сотни лет). Во всех остальных случаях, вообще говоря, следовало бы ждать, когда будут получены надежные результаты по проблеме (теории) времени. Ей сейчас занимается большое количество исследователей во многих странах, создано даже Международное общество по изучению времени, с 1967 г. выпускающее свои труды [Молчанов, 1977]. Однако с сожалением приходится отмечать, что за более чем 2-тысячелетнюю историю исследования проблемы времени крупных результатов здесь получено не было (правда, в самые последние годы появились очень интересные и совершенно нетрадиционные работы по данной проблематике [Кулаков, 1980]). В частности, до сих пор нет надежных доказательств того, что время однородно и течет равномерно; вся же теория подобия молчаливо принимает такие допущения. Ждать, когда будет создана удовлетворительная теория времени, значит практически полностью отказаться от эксперимента в геологии. Вряд ли на это стоит идти. Однако экспериментаторам следует отдавать себе отчет в слабой обоснованности переноса результатов эксперимента на длительно протекающие геологические процессы.

Другой аспект проблемы времени в теории подобия состоит в том, что временная структура геологических процессов гетерогенна. Ни теория подобия, ни тектонический эксперимент этого не учитывают, за исключением экспериментального воспроизведения систем с "циклическим временем", например автоколебательных процессов, которые моделирует А.В. Лукьянов.

Следующая крупная проблема, которая полностью игнорируется используемой ныне

в экспериментальной тектонике теорией подобия, проблема перехода от малых масс и объемов моделей в лабораторном опыте к гигантским массам и объемам реальных геологических объектов. Эта проблема не возникала в физике, однако с ней вплотную столкнулись химики (реакции, хорошо протекавшие в пробирках, совсем по-другому шли в заводских реакторах), экологи (средства, хорошо уничтожавшие вредных насекомых и сорные растения в лабораторных условиях, вызывали совершенно неожиданные последствия при переходе к широким масштабам сельскохозяйственного производства), конструкторы самолетов (несмотря на тщательное испытание моделей, опытные образцы самолетов "доводятся" годами, прежде чем начинается серийное производство), проектировщики гидроэлектростанций (как бы тщательно ни экспериментировали с моделями плотин, через несколько лет или десятилетий после постройки ГЭС возникают совершенно непредвиденные последствия) и т.д. На мой взгляд, здесь вступают в силу системные закономерности, которые в малых объектах-системах одни, а в больших — другие, причем о них-то мы как раз мало что знаем. Почему они не проявляются в физическом эксперименте? Потому, что физика — наука преимущественно асистемная, она не исследует системные свойства объекта (недаром в физике так важен "принцип суперпозиции", прямо противоположный системному "принципу эмерджентности"). Поскольку системный подход сейчас широко развивается с самых различных позиций, то следует ожидать в обозримом будущем и решения рассмотренной проблемы.

Использование теории подобия в ее современном виде неявно редуцирует в эксперименте геологические явления к физическим. Правомерность такой редукции требует самостоятельного методологического обоснования.

Еще одна важная методологическая проблема связана со слабой расчлененностью геологических дисциплин по методу исследования. В тектонике, в частности, хорошо обособлен раздел, занимающийся преимущественно натурным наблюдением и картографированием — региональная тектоника. Сейчас можно уверенно утверждать, что вполне самостоятельной стала и тектоника экспериментальная. Однако теоретической тектоники, как официально признанной науки, не существует. Конечно, это связано с тем, что геология в целом находится еще на эмпирическом уровне, и все почти ее теоретические обобщения — это также обобщения эмпирического уровня. Такая нерасчлененность приводит к ситуации, в которой каждый тектонист-экспериментатор практически "сам себе теоретик". В общем, в этом не было бы ничего плохого (такая ситуация даже сейчас изредка встречается в хорошо развитых отраслях естествознания — в физике, химии), но "эксперименты" с мелкомасштабными моделями нельзя считать доказательством. Мы их придумываем и конструируем для того, чтобы облечь в конкретную форму более или менее интуитивные представления, так что получаем в результате только то, что мы заложили в создание эксперимента" [Лемуан, 1976, с. 221].

Между тем С.В. Мейен [1978] "извлек из небытия" выдвинутый еще в 30-е годы методологический "принцип Чемберлина", или "принцип множественных рабочих гипотез". Следование этому принципу (в достаточно развитой науке) представляется обязательным для теоретика, тем более оно обязательно для экспериментатора. Обычное сейчас принятие единственной гипотезы в качестве основы как для постановки эксперимента, так и для объяснения его результатов — шоры на глазах исследователя, не видящего альтернативных путей для истолкования полученных результатов. Поэтому-то экспериментатор в тектонике в с е г д а подтверждает именно те теоретические положения (как правило, они принадлежат самому экспериментатору), для проверки которых ставился эксперимент; понятно, что ценность таких результатов не может быть очень высокой. Во всяком случае, с противоположным явлением мне встречаться практически не приходилось.

Итак, подведем общий итог. Тектонический эксперимент в настоящее время во многих случаях лишь иллюстрирует какое-либо природное явление, позволяя получить причинное "объяснение" его на основании чисто внешнего сходства. Дальнейшая разработанность методологических принципов тектонического эксперимента и

развитие у большинства экспериментаторов методологической рефлексии позволяют однозначно толковать результаты опытов; знания об этих результатах смогут получить статус научных фактов, а следовательно, плодотворно использоваться в теоретических построениях.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Забродин В.Ю.* Системный анализ дизъюнктивов. М.: Наука, 1981, 199 с.
- Кулаков Ю.И.* Время как физическая структура. — В кн.: Моделирование и прогнозирование в экологии: Межвуз. сб. науч. тр. Рига: Латв. гос. ун-т, 1980, с. 23—43.
- Лемуан М.* О тектонике гравитационного скольжения в Западных Альпах. — В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976, с. 207—222.
- Мейен С.В.* О наиболее общих принципах исторических реконструкций в геологии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11, с. 79—91.
- Молчанов Ю.Б.* Труды "Международного общества по изучению времени". — Вопр. философии, 1977, с. 159—166.
- Уемов А.И.* Аналогия в практике научного исследования. Из истории физико-математических наук. М.: Наука, 1970. 264 с.

УДК 551.24.035+551.242.1+551.24.02

*А.С. Григорьев, А.В. Михайлова*

### СОЧЕТАНИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКОГО И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО МЕТОДОВ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ ПРОЦЕССОВ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

В настоящей работе изложен метод изучения тектонических процессов, основанный на сочетании теоретических и экспериментальных исследований. Для первых характерна большая общность, доступность детального количественного анализа результатов, возможность выявления с помощью графиков и формул роли тех или иных параметров: температуры, внешних сил, неоднородности строения и т.п. В то же время каждому геофизику хорошо известно, что задачи описания тектонических процессов с физико-механических позиций, задачи "расчета сооружений", созданных природой за геологическое время, несоизмеримо труднее тех, с которыми сталкивается инженер. Сложность структуры и формы изучаемых объектов, история их образования, которая может быть связана с многократными созиданиями и разрушениями, существенно затрудняют выбор моделей, для которых можно построить мало-мальски обозримое решение. Такие модели и соответственно решения в рамках механики сплошной среды, основанные на ряде допущений и упрощений, пригодны, на наш взгляд, для описания кратковременных процессов — сейсмических, вулканических либо для описания процессов в пределах таких интервалов времени, когда можно еще не считаться с "благоприобретенными" нарушениями сплошности, а генезис и геологическую историю изучаемого объекта с большой степенью достоверности считать известными.

Экспериментальные исследования на физических моделях имеют свои минусы, наиболее существенными из которых нам представляются малая возможность обобщения результатов и низкая точность, с которой они были получены. Тем не менее эксперименты на моделях именно при изучении тектонических процессов должны, на наш взгляд, играть весьма существенную и притом двоякую роль: "диагностическую" и исследовательскую. Под первой мы подразумеваем модельный эксперимент, поставленный с целью выявления хотя бы с качественной стороны тех основных характерных для исследуемого процесса сторон, знание которых необходимо для самой постановки математической задачи. Так, для теоретического изучения процесса образования складок как поперечного, так и продольного изгиба важно хотя бы грубое представление о характере кон-

такта (сцепление, проскальзывание, отрыв) складкообразующего слоя с основанием. Однако гораздо существеннее собственно исследовательская роль экспериментов. Дело в том, что на моделях можно вести измерения деформаций и перемещений даже при образовании в изучаемом массиве больших по протяженности разрывов и больших по объему областей трещиноватости. Более того, эксперименты на моделях позволяют проследить вплоть до полного разрушения структуру картину развития нарушений сплошности, характерную для механизма, отвечающего изучаемому процессу. Таким образом, возникает дополнительная возможность при сопоставлении с натурными данными судить о механизме образования тех или иных структур в природных условиях.

В настоящей работе проводится и иллюстрируется мысль о том, что оптимальное в смысле описания тектонического процесса на всех его стадиях исследование должно быть комплексным. Описание начальных стадий развития структуры в ряде случаев может быть выполнено с помощью решения задачи математической физики. Ее постановка, особенно если речь идет о конкретном объекте, должна основываться на геологической и геофизической информации по данному району, и может быть уточнена с помощью моделирования. Начиная с некоторого уровня развития процесса, чаще всего с такого, когда изменение формы структуры, развитие нарушений сплошности в ней уже вступают в противоречия с допущениями, использованными при теоретическом решении, исследование необходимо продолжать путем моделирования, путем определения характеристик процесса (деформаций, смещений и т.д.) с помощью прямых измерений на моделях. Речь идет именно о продолжении исследования. Это предполагает существование какого-то интервала изменения основного параметра процесса: времени, нагрузки, может быть скорости; такого интервала, в пределах которого можно определять основные величины обоими способами с примерно одинаковой степенью точности. Эксперимент и теория должны быть как бы "зацеплены". Изложенное выше иллюстрируется конкретным примером.

Исследовался процесс деформирования осадочного слоя постоянной мощности, обусловленный опусканием или поднятием блоков фундамента по разделяющим их разломам. Было построено теоретическое решение задачи о напряженном состоянии слоя и скоростях смещения его точек в рамках теории плоской деформации линейно-вязкой бесконечной полосы при смешанных краевых условиях. Это решение, строго говоря, об установившемся течении несжимаемой вязкой жидкости можно было трактовать и как описание той начальной стадии движения слоя, когда его деформации еще малы в сравнении с единицей, смещения малы в сравнении с мощностью, а нарушения носят локальный характер. Наряду с теорией ставился эксперимент на моделях из вязко-пластичной глины. Условия эксперимента были максимально приближены к предпосылкам теоретического решения, и на той стадии процесса, когда деформации модели уже были доступны для измерения, а появившиеся нарушения сплошности не утратили местного характера, можно было убедиться в неплохом соответствии результатов, полученных обоими путями. Следующие стадии процесса изучались только на моделях. При этом удалось проследить за его ходом вплоть до деформаций порядка единицы и наблюдать развитие нарушений сплошности в слое до разрушения его по всей мощности.

Перейдем к краткому изложению конкретного материала, который мы привлекли здесь в качестве иллюстративного. Как уже говорилось выше, речь шла об описании процесса деформирования осадочного чехла при смещениях его подошвы. Заметим, что задача рассматривалась не только как методическая. Ее решение ставилось в рамках работ, проводимых ИФЗ АН СССР совместно с ИГиРГИ, и увязывалось с задачами поиска и добычи нефти в Припятской впадине, где проводятся измерения кинематических характеристик современных движений и геофизические исследования. Анализ этих данных позволил в первом приближении принять ранее использовавшуюся нами модель в виде бесконечной полосы линейно-вязкого слоя постоянной мощности, находящегося в условиях плоской деформации и расположенного на относительно жестком фундаменте, разбитом на отдельные блоки [Григорьев, Шахмурадова, 1973; Шахмурадова, 1975; Григорьев и др., 1979а; Михайлова, 1979]. Верхняя граница полосы, ассоциировавшаяся

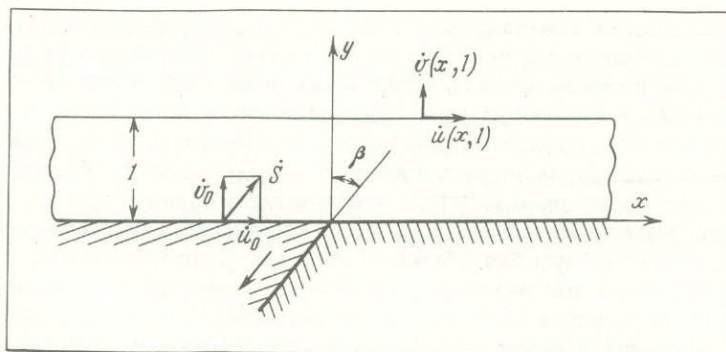


Рис. 1. Общая схема постановки теоретического решения задачи о деформировании слоя над движущимся по разлому жестким блоком фундамента

Пояснения в тексте

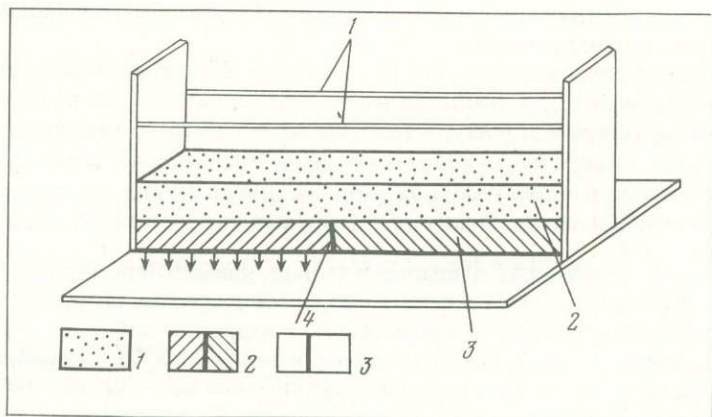


Рис. 2. Принципиальная схема физической модели образования тектонической структуры в слое над движущимся по разлому жестким блоком фундамента

1 — слой, имитирующий осадочный чехол; 2 — слой, имитирующий фундамент; 3 — разрыв. Объяснения цифр — в тексте

ся с дневной поверхностью, считалась свободной от напряжений. На нижней подошве слоя задавались скорости смещений, которые считались равными скоростям относительных движений блоков фундамента. Таким образом, предполагалось, что имеет место полное слипание подошвы с основанием. Дополнительно рассматривался случай, когда при отсутствии отрыва подошвы от основания возможно горизонтальное ее проскальзывание. В силу линейности постановки задачи решение для общего случая, когда основание состоит из нескольких блоков, можно было свести к простому "наложению" решений для слоя, расположенного на двух полубесконечных блоках, смещающихся друг относительно друга вдоль плоского наклонного разрыва-щели. На рис. 1 дана соответствующая общая схема постановки задачи. Все указанные там величины — безразмерные. Линейные размеры и следовательно координаты отнесены к  $H$  — мощности слоя;  $\dot{u}$  и  $\dot{v}$  — скорости горизонтального и вертикального смещений, отнесенные к скорости  $\dot{S}$  движения левого блока относительно правого. Последняя, а следовательно, и ее компоненты и соответствующие им безразмерные  $\dot{u}_0$  и  $\dot{v}_0$  при построении решения предполагались заданными. Условия физического моделирования выбирались в возможно более близком соответствии с условиями теоретического решения. На рис. 2 дана принципиальная схема модели. В станок между двумя стеклами (1) помещался слой влажной глины (2) мощностью 10 см. Незначительная ширина слоя (9 см) по сравнению с дли-

ной (50 см) и обильная смазка стекол позволяли рассматривать деформированное состояние модели, возникающее при приложении усилий, равномерно распределенных по ширине слоя, как плоское. Слой, имитирующий осадочный чехол, находился на жестком основании (3), воспроизводящем фундамент; последний был разделен на два блока плоской щелью (4) — разломом (в данном случае вертикальным), по которому один из блоков мог перемещаться вверх или вниз. По контакту деформируемого слоя с основанием осуществлялось полное слипание, как это было принято при теоретических расчетах. Материал модели, ее размеры и скорость перемещения блока были выбраны в соответствии с условиями подобия обычным образом [Григорьев и др., 1979а, с. 116], в частности так, чтобы при переходе к природным условиям при значении множителя подобия линейных размеров  $C_l = 10^{-4}$  и при скоростях смещений порядка 1–2 см/год напряжения имели бы значение первых сотен килограммов на квадратный сантиметр ( $\sim 200 \text{ кг/см}^2$ ). Кроме того, материал был выбран так, чтобы его реологические свойства не только соответствовали реологическим свойствам горных пород, насколько они нам известны, но и чтобы при малых деформациях он мог бы рассматриваться как линейно-вязкий. Это дало нам право предположить, что основные результаты теоретического решения и соответствующие данные, найденные с помощью эксперимента, находят-ся в соответствии друг с другом.

В задачу исследования входило: получение картины распределения напряжений и деформаций в осадочном чехле, особенно в зоне, расположенной над разломом фундамента; выявление характера и структуры разрушения в этой зоне; определение характеристик перемещения поверхности (скоростей и их градиентов) и закономерностей их связей с положением и ориентировкой разлома в фундаменте, распределением деформаций и напряжений, а также характером разрушения пород осадочного чехла над разломом.

Из результатов, полученных с помощью теории, наибольший интерес, на наш взгляд, представляло определение безразмерных скоростей движения поверхности слоя  $\dot{u}(x, 1)$  и  $\dot{v}(x, 1)$ , а также напряжений в слое, особенно в надразломной зоне. Определялись безразмерные величины  $p_x$ ,  $p_y$  и  $p_{xy}$ , отнесенные к величине  $K/H^2$  компоненты  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$  и  $\tau_{xy}$  тензора напряжений. После чего проводилось детальное исследование напряженного состояния. За неопределенный поначалу коэффициент  $K$  приведения удобным оказалось принять величину, определяемую формулой

$$K = 4\eta H \dot{S},$$

где  $\eta$  — вязкость слоя. Для решения задачи плоской деформации применялся традиционный путь введения функций напряжений и использования метода Фурье. Разрешающее уравнение задачи записывалось в виде

$$\nabla^4 \varphi = 0, \quad (1)$$

здесь  $\varphi$  — безразмерная функция, вводимая с помощью формул

$$p_x = \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} - K_1(1 - y); \quad (2)$$

$$p_y = \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} - K_1(1 - y); \quad p_{xy} = - \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x \cdot \partial y}. \quad (3)$$

Вторые слагаемые в этих формулах — безразмерные напряжения, вызванные собственным весом массива, причем если  $\rho g$  — удельный вес материала, то

$$K_1 = \rho g H^2 / 4\eta \dot{S}.$$

Решение уравнения (1) искалось в виде

$$\varphi(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} F_1(\alpha, y) \cos \alpha x d\alpha + \int_{-\infty}^{\infty} F_2(\alpha, y) \sin \alpha x d\alpha, \quad (4)$$

где  $\alpha$  — аргумент интегрирования,

$$F_i(\alpha, y) = C_{i_1}(\alpha) \operatorname{ch} \alpha y + C_{i_2}(\alpha) \operatorname{sh} \alpha y + C_{i_3}(\alpha) \alpha y \operatorname{ch} \alpha y + C_{i_4}(\alpha) \alpha y \operatorname{sh} \alpha y. \quad (5)$$

Величины  $C_{i_k}(\alpha)$  ( $k = 1, 2, 3, 4$ ) находились по упоминавшимся выше краевым условиям в напряжениях и скоростях, т.е. в предположении, что при  $y=1: p_y = p_{xy} = 0$ , при  $y=0: \dot{u} = \dot{u}_0, \dot{v} = \dot{v}_0$  при  $x \leq 0$  и  $\dot{u} = \dot{v} = 0$ , если  $x \geq 0$ . Заметим, что при использовании условий в скоростях приходится применять преобразование Фурье.

Окончательные формулы могут быть записаны в следующем компактном виде:

$$\left. \begin{aligned} p_x &= -\frac{\kappa}{2\pi} (\cos \beta I_{11} - \sin \beta I_{12}) \\ p_y &= -\frac{\kappa}{2\pi} (\cos \beta I_{21} - \sin \beta I_{22}) \\ p_{xy} &= \frac{\kappa}{2\pi} (\cos \beta I_{31} - \sin \beta I_{32}) \\ \dot{u} &= \frac{\kappa}{\pi} [\cos \beta I_{41} + \sin \beta (\pi/2 - I_{42})] \\ \dot{v} &= \frac{\kappa}{\pi} [\cos \beta (\pi/2 - I_{51}) + \sin \beta I_{52}]. \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

Здесь  $\kappa = \operatorname{sign} \dot{v}_0, \beta$  — угол наклона разлома фундамента.

$$\left. \begin{aligned} I_{11} &= \int_0^{\infty} \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \left\{ \operatorname{ch} \alpha [\alpha y \operatorname{ch} \alpha (1-y) - \operatorname{sh} \alpha (1-y)] + \alpha [\operatorname{ch} \alpha y - \right. \\ &\quad \left. - \alpha (1-y) \operatorname{sh} \alpha y] \right\} \sin \alpha x d\alpha, \\ I_{12} &= \int_0^{\infty} \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \cdot \left\{ \alpha [2 \operatorname{sh} \alpha y - \alpha (1-y) \operatorname{ch} \alpha y] + \operatorname{ch} \alpha [\alpha y \operatorname{sh} \alpha (1-y) - \right. \\ &\quad \left. - 2 \operatorname{ch} \alpha (1-y)] \right\} \cos \alpha x d\alpha, \\ I_{21} &= \int_0^{\infty} \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \left\{ \alpha [\operatorname{ch} \alpha y + \alpha (1-y) \operatorname{sh} \alpha y] - \operatorname{ch} \alpha [\operatorname{sh} \alpha (1-y) + \right. \\ &\quad \left. + \alpha y \operatorname{ch} \alpha (1-y)] \right\} \sin \alpha x d\alpha, \\ I_{22} &= \int_0^{\infty} \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \left\{ \alpha^2 (1-y) \operatorname{ch} \alpha y - \alpha y \operatorname{ch} \alpha \operatorname{sh} \alpha (1-y) \right\} \cos \alpha x d\alpha^1, \\ I_{31} &= \int_0^{\infty} \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \left\{ \alpha^2 (1-y) \operatorname{ch} \alpha y + \alpha y \operatorname{ch} \alpha \operatorname{sh} \alpha (1-y) \right\} \cos \alpha x d\alpha, \\ I_{32} &= \int_0^{\infty} \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \left\{ \alpha [\alpha (1-y) \operatorname{sh} \alpha y - \operatorname{ch} \alpha y] + \operatorname{ch} \alpha [\alpha y \operatorname{ch} \alpha (1-y) - \right. \\ &\quad \left. - \operatorname{sh} \alpha (1-y)] \right\} \sin \alpha x d\alpha, \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

<sup>1</sup> В статье А.С. Григорьева и др. [1979а] в формуле для  $\Phi_{22}$  — подынтегральной функции  $I_{22}$  ошибочно напечатано в последнем слагаемом  $\operatorname{sh} \alpha$  вместо  $\operatorname{ch} \alpha$ .

$$\left. \begin{aligned}
 I_{41} &= \int_0^{\infty} \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \left\{ \alpha y \operatorname{ch} \alpha \operatorname{ch} \alpha (1-y) - \alpha^2 (1-y) \operatorname{sh} \alpha y \right\} \frac{\cos \alpha x}{\alpha} d\alpha, \\
 I_{42} &= \int_0^{\infty} \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \left\{ \alpha [\alpha (1-y) \operatorname{ch} \alpha y - \operatorname{sh} \alpha y] + \operatorname{ch} \alpha [\operatorname{ch} \alpha (1-y) - \right. \\
 &\quad \left. - \alpha y \operatorname{sh} \alpha (1-y)] \right\} \frac{\sin \alpha x}{\alpha} d\alpha, \\
 I_{51} &= \int_0^{\infty} \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \left\{ \alpha [\alpha (1-y) \operatorname{ch} \alpha y + \operatorname{sh} \alpha y] + \operatorname{ch} \alpha [\alpha y \operatorname{sh} \alpha (1-y) + \right. \\
 &\quad \left. + \operatorname{ch} \alpha (1-y)] \right\} \frac{\sin \alpha x}{\alpha} d\alpha, \\
 I_{52} &= \int_0^{\infty} \frac{1}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \left\{ \alpha^2 (1-y) \operatorname{sh} \alpha y + \alpha y \operatorname{ch} \alpha \operatorname{ch} \alpha (1-y) \right\} \frac{\cos \alpha x}{\alpha} d\alpha.
 \end{aligned} \right\} (7)$$

Эти несобственные интегралы вычисляются с помощью обычных приемов. Часть из тех, что фигурируют в выражениях напряжений, расходятся в угловой точке  $x = y = 0$ ; эта точка является особой, поскольку там имеет место скачок скоростей смещений подошвы слоя — от значений  $\dot{u}_0$  и  $\dot{v}_0$  они меняются до нуля. Компоненты тензора напряжений в окрестности этой точки по модулю неограниченно возрастают, более того, при переходе через сечение  $x = 0$  нормальные напряжения в слое у подошвы меняют знак. Так, при опускании левого блока напряжения  $\sigma_x$  и  $\sigma_y$  над этим блоком вблизи угловой точки — растягивающие, а вблизи той же точки, но справа, т.е. уже над неподвижным блоком, — сжимающие.

Оговорим, что выражения перечисленных выше интегралов, входящих в формулы для напряжений и скоростей смещений, содержатся в уже опубликованных работах [Григорьев и др., 1979а, б]. Однако сами эти формулы в настоящей работе имеют иной вид. Это объясняется иным выбором коэффициента приведения величин к безразмерным. В выражении  $K$  стоит  $\dot{S}$  вместо  $\dot{v}_0$ ; это позволяет использовать формулы для напряжений и скоростей смещений во всем диапазоне изменения угла  $\beta$  наклона разлома, по которому движется блок фундамента, включая  $\beta = \pi/2$ , что соответствует раздвигу. Для практического применения результатов данной работы первостепенное значение имеют выражения градиентов скоростей смещений дневной поверхности (при  $y = 1$ ), поэтому приведем их в развернутом виде

$$\begin{aligned}
 \operatorname{grad} \dot{u}(x, 1) &= -\frac{\kappa}{\pi} \left\{ \cos \beta \int_0^{\infty} \frac{\alpha \operatorname{ch} \alpha}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \sin \alpha x d\alpha + \sin \beta \int_0^{\infty} \frac{\operatorname{ch} \alpha - \alpha \operatorname{sh} \alpha}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \cos \alpha x d\alpha \right\}, \\
 \operatorname{grad} \dot{v}(x, 1) &= -\frac{\kappa}{\pi} \left\{ \cos \beta \int_0^{\infty} \frac{\alpha \operatorname{sh} \alpha + \operatorname{ch} \alpha}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \cos \alpha x d\alpha + \sin \beta \int_0^{\infty} \frac{\alpha \operatorname{ch} \alpha}{\operatorname{ch}^2 \alpha + \alpha^2} \sin \alpha x d\alpha \right\}.
 \end{aligned} \quad (8)$$

С помощью формул (6) и (7) для шести значений угла  $\beta$ , т.е. для 6 случаев наклона разрыва в фундаменте, определено поле напряжений в слое и скорости перемещений дневной поверхности, а с помощью формулы (8) — графики градиентов этих скоростей. Были исследованы также особенности в точке (0,0) и было показано: чтобы обеспечить их интегрируемость, достаточно предположить существование сколь угодно малого конечного "зазора" между блоками. В свою очередь влияние последнего, если его "ширина"  $< 0,01 H$ , практически никак не сказывается на картине напряженного состояния слоя. Для наглядности по результатам расчетов были построены изолинии главных нормальных, главных касательных и "эквивалентных" согласно теории Мора, напряжений.

Прежде чем перейти к анализу результатов теоретических и экспериментальных исследований, отметим, что количественные закономерности при теоретическом решении

весьма удобно рассматривать в безразмерных величинах. В этом виде они и были получены и приведены в настоящей работе. Результаты, найденные на основе обработки данных эксперимента, приводятся в том виде, в котором они были получены непосредственно. Для сопоставления найденных теоретическим путем количественных характеристик с характеристиками природных объектов надо воспользоваться приведенными выше формулами, связывающими размерные и безразмерные величины, а чтобы перевести экспериментальные данные в характеристики тектонических структур и механизмов их образования, надо произвести пересчеты, используя соответствующие коэффициенты подобия.

Перейдем к рассмотрению фактического материала. Ниже приведены характеристики напряженного и деформированного состояния надразломных зон, структуры их разрушения, кинематические характеристики поверхности, а также закономерности их взаимной связи для участков деформируемого слоя, находящегося над одним из видов разлома в фундаменте: вертикальным сбросом ( $\beta = 0^\circ$ ), наклонным сбросом ( $\beta = 45^\circ$ ), а также раздвигом ( $\beta = 90^\circ$ ) ( $\beta$  — угол между направлением перемещения блока фундамента и вертикалью).

На рис. 3 представлены в изолиниях графики распределения максимальных касательных напряжений и отвечающих им главных пластических деформаций сдвига для названных случаев сбросов. Слева в ряду для каждого из обоих случаев помещен график распределения максимальных касательных напряжений  $p_{12}$  (в безразмерных величинах), полученный путем расчета. Он соответствует самой ранней стадии развития структуры, относящейся к моменту начала движения одного из блоков фундамента в указанном направлении. Рисунок изолиний для обоих случаев достаточно характерен, общей является высокая концентрация напряжений в точке выхода разлома фундамента в подошве деформируемого слоя. Следующие графики в каждом ряду отражают построенную на основе обработки экспериментальных данных картину распределения пластических деформаций максимального сдвига  $\gamma_{12}$  на дальнейших стадиях развития структуры при измененных условиях деформирования, т.е. при поступательном относительном движении блоков фундамента с постоянной скоростью. Условно можно наметить три стадии, переходящие одна в другую по мере увеличения амплитуды относительного перемещения блоков фундамента. Для стадии *a* характерно практическое отсутствие нарушения сплошности, для стадии *b* — наличие достаточно развитых зон трещиноватости и хорошо выраженных разрывов, формирующихся в основном снизу вверх, для стадии *в* — существенная расчлененность массива трещинами и разрывами, развивающимися как снизу вверх (иногда на полную мощность слоя), так и сверху вниз. На рис. 4 также приведены изолинии  $p_{12}$  и  $\gamma_{12}$ , полученные аналогичным образом, но для раздвига. Изолинии  $\gamma_{12}$  отвечают последовательным стадиям *a*, *b*, *в* развития структуры с теми же признаками, которые констатировались в случае сбросов.

При сопоставлении графиков для каждого варианта модели нужно прежде всего отметить унаследованность характера деформирования: конфигурация изолиний остаточных деформаций в основных чертах сохраняет характер изолиний напряжений не только в начальной, но в целом и на более поздних стадиях, когда деформации достигают больших значений ( $\gamma_{12} = 0,5$  или  $\gamma_{12} = 0,8$ ), а сам деформируемый слой оказывается сильно нарушенным. Однако можно заметить и одно существенное отличие: по мере развития крупных разрывов максимум деформаций перемещается от подошвы слоя вверх, как бы вслед за концом растущего снизу вверх основного разрыва.

Важной характеристикой напряженного состояния тектонических структур и механизма их образования являются траектории главных нормальных напряжений. Так как в настоящее время разработана методика их выявления по геологическим и сейсмологическим данным, они могут служить одним из диагностических признаков механизма образования тектонических структур. Можно построить графики траекторий главных напряжений для каждого механизма на основе теоретического расчета. Но эти графики будут, как и все теоретическое решение, верны лишь для некоторой начальной стадии процесса. Важно, однако, то, что если решение построено для линейно-вязкого

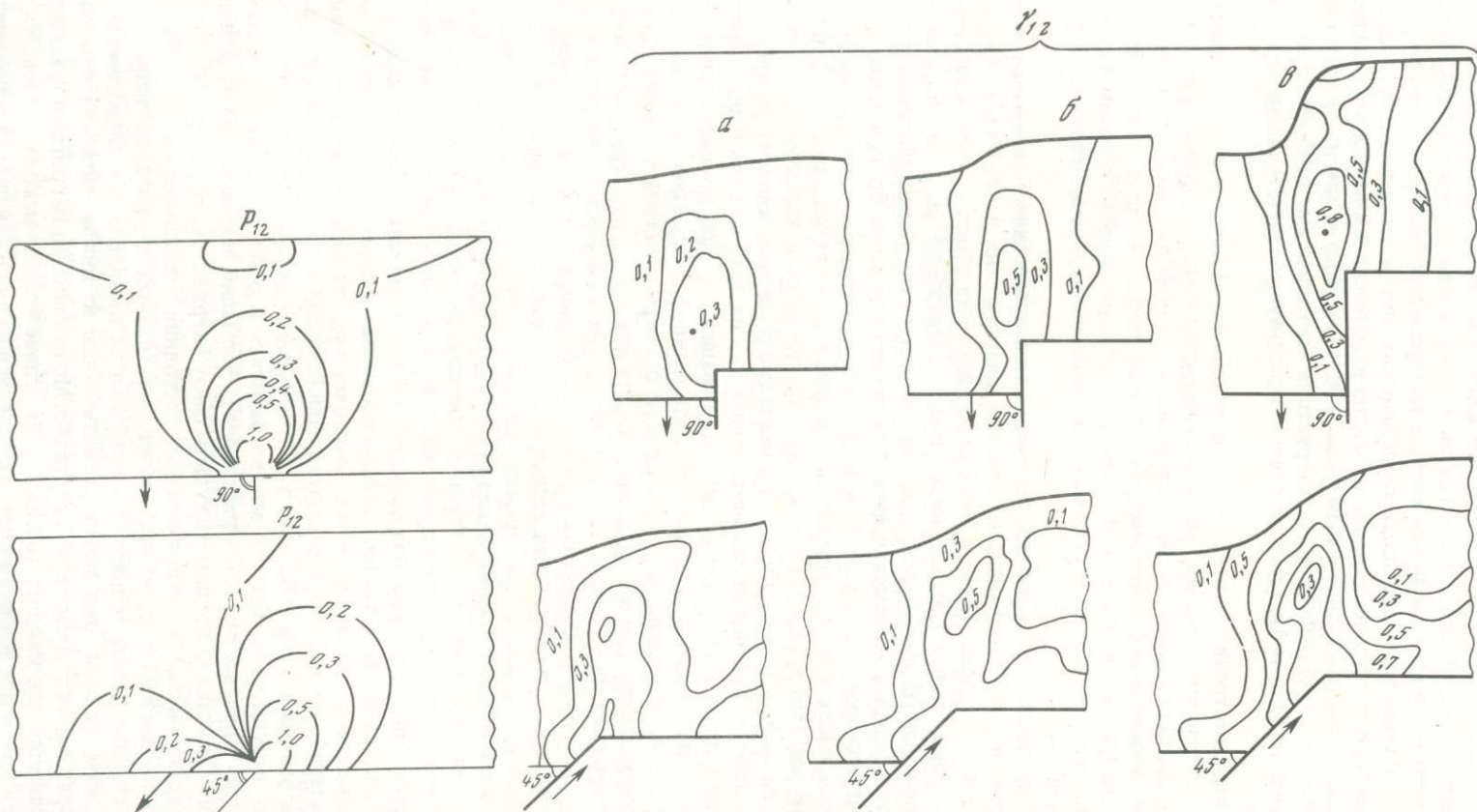


Рис. 3. Графики распределения максимальных безразмерных касательных напряжений  $p_{12}$  и главных пластических деформаций сдвига  $\gamma_{12}$  для вертикальных и наклонных сбросов  
*a* – *v* – стадии развития структуры

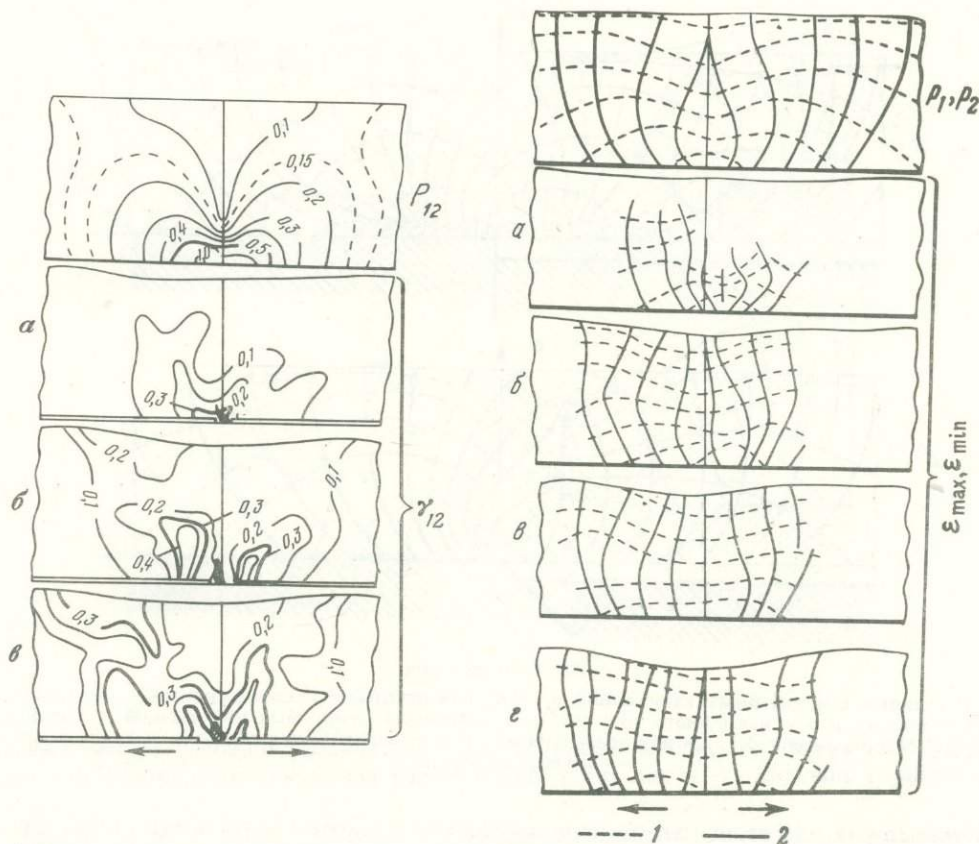


Рис. 4. Графики распределения максимальных безразмерных касательных напряжений  $p_{12}$  и главных пластических деформаций сдвига  $\gamma_{12}$  в условиях раздвига

*a* – *в* – стадии развития структуры

Рис. 5. Траектории главных безразмерных напряжений  $p_1$  и  $p_2$  для начальной стадии развития структуры раздвига и главных остаточных деформаций – удлинения ( $\epsilon_{\max}$ ) и укорочения ( $\epsilon_{\min}$ ) – для последующих стадий (*a*, *б*, *в*, *г*) развития раздвига

1 –  $p_1, \epsilon_{\max}$ ; 2 –  $p_2, \epsilon_{\min}$

тела, то эти траектории должны совпадать с траекториями скоростей главных деформаций, а при малых деформациях прямо с траекториями самих деформаций. По данным моделирования на пластичных моделях мы имеем возможность построить траектории главных нормальных пластических деформаций: удлинения ( $\epsilon_{\max}$ ) и укорочения ( $\epsilon_{\min}$ ), которые также несут определенную информацию о механизме образования структур. С этой точки зрения нас в первую очередь интересует, каким образом они соотносятся с расчетными траекториями напряжений. Оказывается (рис. 5, 6), что общая картина траекторий напряжений и деформаций для каждого случая в отдельности схожа, но поскольку точность определения деформаций с помощью эксперимента невелика, надо считать, что данные о траекториях деформаций, которые мы имеем на сегодняшний день, не дают достаточно отчетливой картины по каждому из рассмотренных здесь механизмов и не могут служить их диагностическим признаком. Картина же траекторий напряжений, полученная на основе теоретического решения для начальной стадии каждого случая, достаточно характерна и отличается следующими признаками: для вертикального сброса на большей части участка, находясь над опускающимся блоком, траектории растяжения субвертикальны, а сжатия – субгоризонтальны; карти-

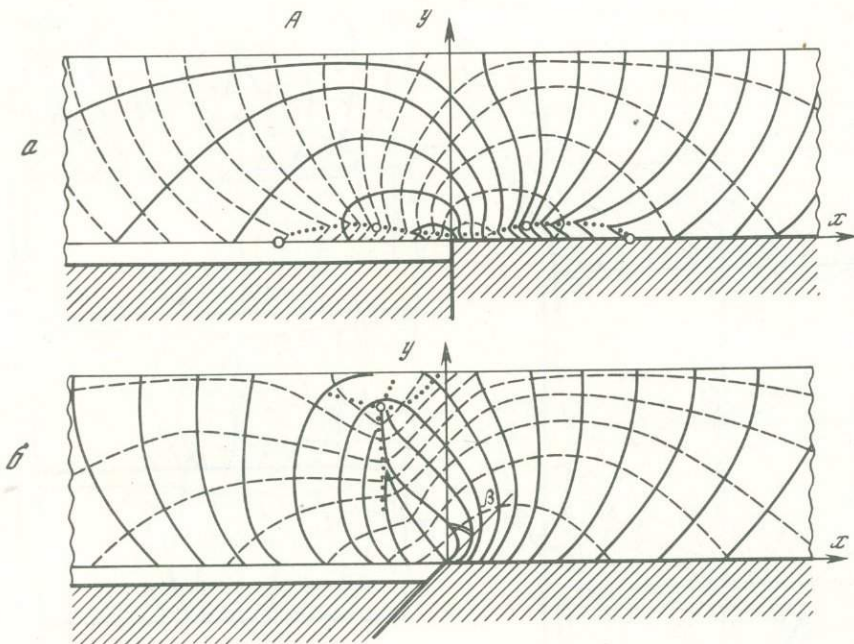
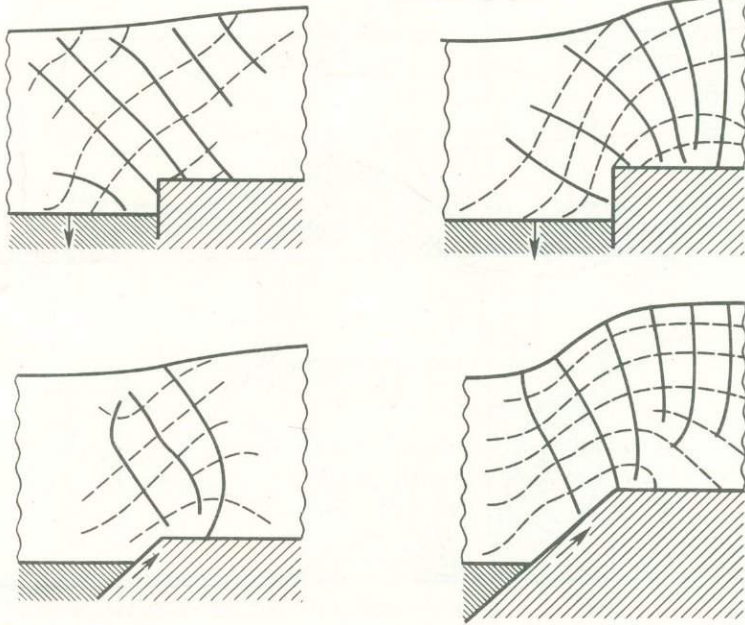


Рис. 6. Траектории

*A* — главных безразмерных напряжений  $p_1$  и  $p_2$  для начальной стадии развития сбросов: *a* — вертикального и *б* — наклонного ( $\beta = 45^\circ$ ); *B* — главных остаточных деформаций удлинения ( $\epsilon_{\max}$ ) и укорочения ( $\epsilon_{\min}$ ) для последующих стадий развития этих сбросов. Условные обозначения см. на рис. 5

на траекториях над относительно поднимающимся блоком — антисимметрична, кроме того, в нижней части слоя у подошвы находятся особые точки (см. рис. 5), где имеет место равенство нормальных напряжений во всех направлениях. Для наклонных сбросов с углом  $\beta = 45^\circ$  ориентировка растягивающих напряжений на большей части деформированного слоя субгоризонтальна, за исключением зоны, расположенной непосредственно над разломом, где наклон траекторий как растяжения, так и сжатия примерно одинаков, что характерно для описанных случаев ( $\beta = 0^\circ$  и  $\beta = 45^\circ$ ). Можно думать, что этим собственно и объясняется появление на этом участке двух систем трещин скалывания — горизонтальной и вертикальной ориентировки. Для наклонного сброса также характерно наличие в верхней части слоя над опускающимся блоком точки, где имеет место равенство нормальных напряжений во всех направлениях. Ориентировка траекторий главных нормальных напряжений над обоими блоками, разделенными раздвигом ( $\beta = 90^\circ$ ), более проста и симметрична: траектории сжатия субвертикальны, растяжения — субгоризонтальны.

Кроме главных нормальных и касательных напряжений с помощью теоретического решения были получены так называемые эквивалентные напряжения, которые характеризуют при данном механизме деформирования способность массива к разрушению согласно гипотезе прочности Мора в случае плоской задачи. В соответствии с этой гипотезой образование отрывов наиболее вероятно при двухстороннем растяжении ( $p_1 > 0$  и  $p_2 > 0$ ). Оказалось, что этому состоянию соответствует вытянутая зона овальной конфигурации, прилегающая к разлому фундамента, ориентировка которой в пространстве прямо связана с углом наклона разрыва (рис. 7) и изменяется от горизонтальной у подошвы слоя над вертикальным сбросом ( $\beta = 0^\circ$ ) до вертикальной, расположенной симметрично относительно разлома над раздвигом ( $\beta = 90^\circ$ ). Знание положения зоны двухстороннего растяжения, видимо, важно при решении ряда прогностических задач, так как именно здесь следует ожидать проникно-



вения в массив флюидов различных свойств и происхождения, этот результат представляется существенным также при рассмотрении вопросов по управлению горным давлением.

Образование сколов, по гипотезе Мора, возможно при главных напряжениях разных знаков и зависит от соотношения их величин. Условие прочности при этом приближенно выражается в виде  $\sigma_{\text{экв}} \leq \sigma_{\text{вр}}$ . В свою очередь, левая часть этого условия, записанная в безразмерном виде, выражается формулой:  $p_{\text{экв}} = p_1 - kp_2$ , здесь  $\sigma_{\text{вр}}$  — предел прочности при растяжении;  $p_1$  и  $p_2$  — главные нормальные напряжения в безразмерных величинах, при переходе к которым использовались варианты, соответствующие различным значениям вязкости материала слоя. Картина изолиний  $p_{\text{экв}}$ , приводимая ниже, отвечает значениям:  $\rho g = 2,4 \text{ г/см}^3$ ,  $H = 2 \text{ км}$ ,  $\eta = 10^{22} \text{ П}$ ,  $S = 1 \text{ см/год}$ ;  $k$  — коэффициент, зависящий от материала и определяющийся приближенно по формуле:  $k = \sigma_{\text{вр}}/\sigma_{\text{вс}}$ , где  $\sigma_{\text{вс}}$  — прочность при сжатии.

Это отношение для горных пород близко к 0,1 и было принято таким при определении  $p_{\text{экв}}$ . На рис. 7 показаны изолинии этой величины для трех рассматриваемых случаев движения блоков фундамента. На рис. 8 и 9 отражены результаты моделирования, позволяющие судить о картине последовательного развития нарушений сплошности и о возможном соответствии между этой картиной и графиками, приведенными на рис. 7. В начальной стадии образования структуры для всех трех случаев разрыв в модели возникает около угла штампа над выходом разлома фундамента, является отрывом и повернут от вертикали в сторону простирания зоны двухстороннего растяжения. Впоследствии получают развитие сколы, которые приурочены к области максимальных эквивалентных напряжений. При этом конфигурация участков разрушения и ориентировка разрывов в каждом случае характерна: над вертикальным сбросом (см. рис. 8,1) зона разрушения расширяется веерообразно от подошвы к поверхности слоя, а разрывы отклоняются от вертикали в сторону опускающегося блока; над наклонным сбросом при  $\beta = 45^\circ$  (рис. 8,2, левая часть модели) границы зоны разрушения субпараллельны и

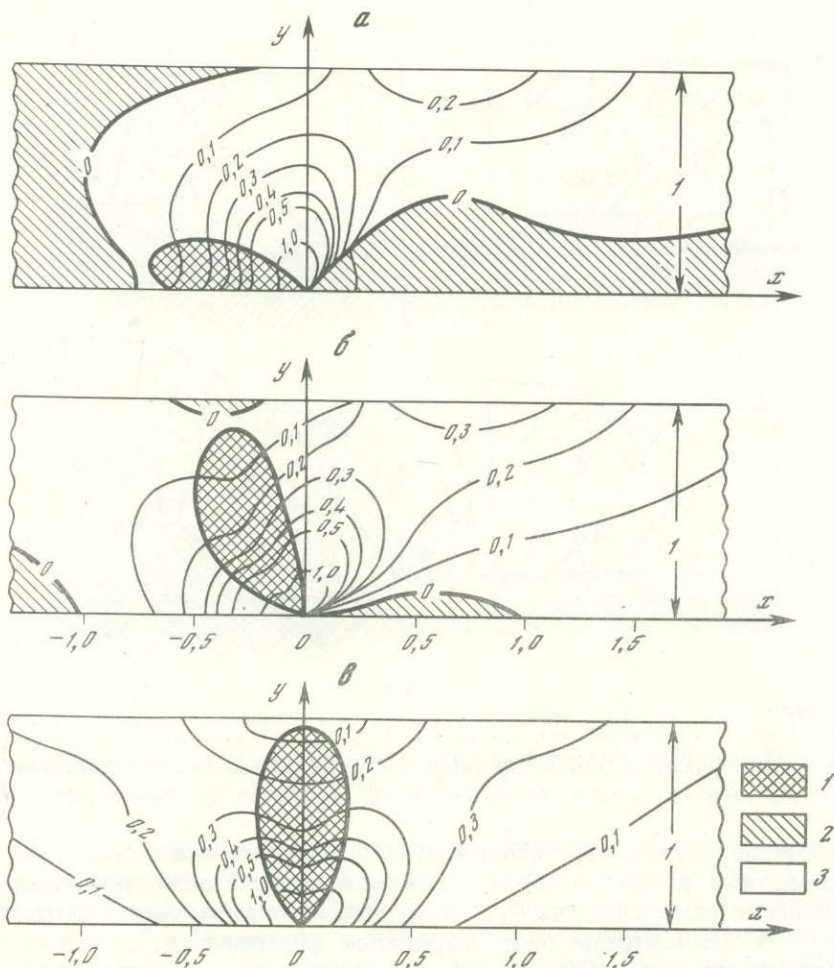


Рис. 7. Эквивалентные безразмерные напряжения по Мору ( $p_{\text{ЭКВ}}$ ) для случаев  
 а – вертикального сброса, б – наклонного сброса ( $\beta = 45^\circ$ ) и в – раздвига.  
 1 –  $p_1 > 0, p_2 > 0$ ; 2 –  $p_1 < 0, p_2 < 0$ ; 3 –  $p_1$  и  $p_2$  – разных знаков

примерно вертикальны, а образующиеся в деформированном слое разрывы отклоняются от направления перемещения блока фундамента в сторону его опускающейся части и становятся приблизительно вертикальными. Разрушение при раздвиге (см. рис. 9) сосредоточено в двух областях, симметрично расходящихся от участка раздвигания в подошве слоя по мере приближения к поверхности. При этом каждый последующий разрыв возникает на периферии нарушенного участка, по мере того как увеличивается расстояние между блоками фундамента.

Одной из основных задач при рассмотрении указанных механизмов было выявление связи характеристик движения поверхности с местом расположения и ориентировкой разломов, смещение по которым вызвало деформации слоя, а также соотношение этих характеристик с распределением напряжений, деформаций и разрывов в исследуемом слое. В результате теоретических исследований оказалось, что из всех характеристик перемещений поверхности наиболее перспективным для прогнозических целей оказался градиент скоростей этих перемещений, в особенности вертикальных, так как уже на сегодняшний день исследователи располагают данными об этой величине для природных объектов, полученными инструментальными или геологическими метода-

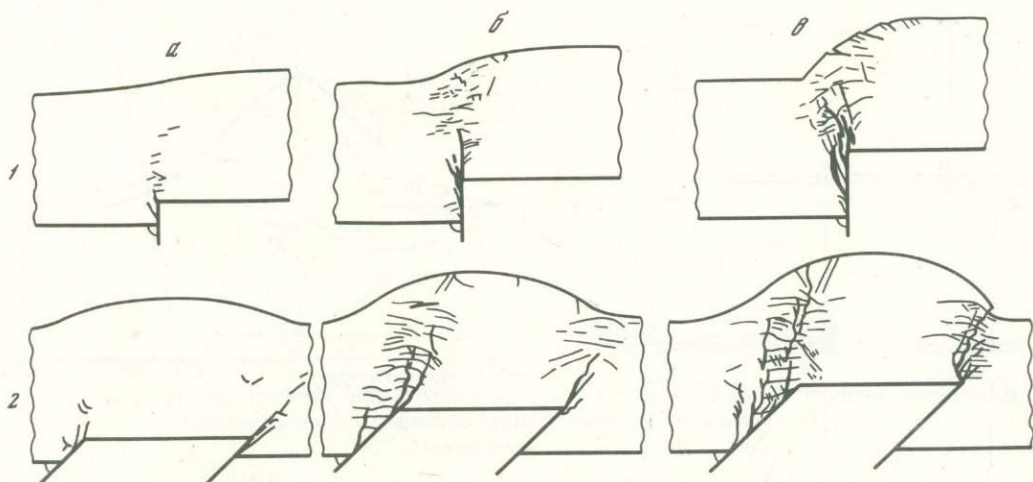


Рис. 8. Структуры разрушения на разных стадиях развития (а - в)

1 - над вертикальным сбросом ; 2 - над приподнятым блоком, в левой части над сбросом, в правой - над взбросом

ми. Причем для современных движений эту величину можно получить путем обработки данных нивелирования с достаточной точностью.

На рис. 10 показаны графики градиентов скоростей вертикальных и горизонтальных перемещений дневной поверхности, полученные в результате математического анализа условий деформирования описанных выше тектонических структур. Сопоставление этих кривых с упомянутыми изолиниями и расположением зон, где главные напряжения имеют либо одинаковые, либо разные знаки, позволило подойти к прогнозу областей нарушений сплошности в слое и, как следует из изложенного выше, к выявлению характера этих нарушений.

Мы не будем здесь детально останавливаться на вопросах связи между найденными из теоретического решения напряженным состоянием слоя и градиентом вертикальной скорости, поскольку все это подробно обсуждалось в опубликованных работах [Григорьев, Шахмурадова, 1973; Григорьев и др., 1979а]. Отметим лишь, что области возможных интенсивных нарушений сплошности на начальной стадии процесса должны быть приурочены к надразломной зоне, их расположение зависит от угла  $\beta$ , а их ширина заметно меньше мощности слоя. Это, в свою очередь, предопределяет важность возможного определения по кривым  $\text{grad } \dot{v}(x, 1)$  и  $\text{grad } \dot{u}(x, 1)$  места выхода плоскости разлома фундамента на подошву слоя, а также отыскания угла  $\beta$  наклона этой плоскости к вертикали. На рис. 10 видно, что о первом, т.е. о положении точки  $(0, 0)$ , легко судить по кривым градиентов горизонтальной скорости — над этой точкой кривая  $\text{grad } \dot{u}$  переходит через нуль; однако положение этой точки можно определить и по кривым  $\text{grad } \dot{v}$ . Так, при вертикальном разломе максимум  $\text{grad } \dot{v}$  находится непосредственно над ней, а при наклонных разломах для определения положения точки  $(0, 0)$  можно воспользоваться следующим приемом. С помощью графика 11, а, пользуясь соотношением  $m = M_2/M_1$ , величина которого определяется по кривой  $\text{grad } \dot{v}$ , находим значение угла  $\beta$ . По величине  $\beta$  на графике 11, б находим значение  $\bar{x}$ , где  $\bar{x} = x_1/d$ , а  $d$  — расстояние между ординатами максимума и минимума  $d = x_1 + x_2$ , откуда и получим значение  $x_1$  — расстояния от точки выхода разлома фундамента под осадочный слой до ординаты максимума градиента.

Перейдем к описанию графиков градиентов вертикальной скорости поверхности слоя, полученных на основе обработки данных эксперимента на моделях, и к сопоставлению этих графиков с описанными выше. На рис. 12 показаны графики градиентов вертикальных скоростей, полученные по данным моделирования для двух

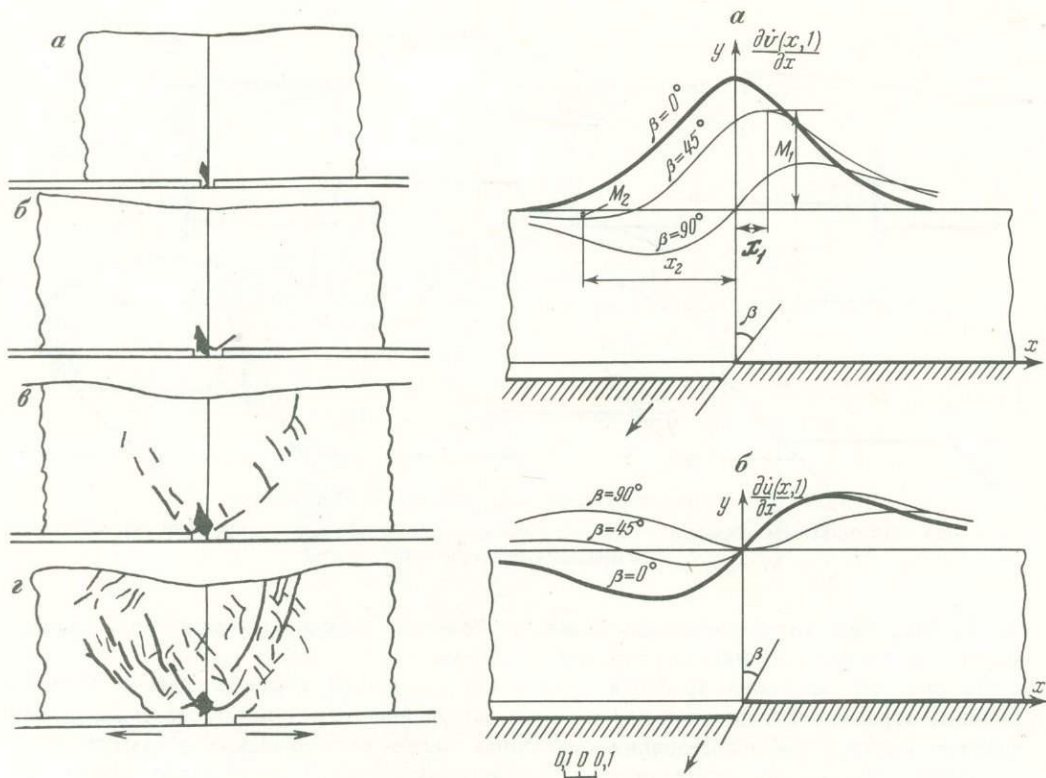


Рис. 9. Структуры разрушения на разных стадиях развития (а – г) над раздвигом

Рис. 10. Теоретические графики градиентов вертикальной (а) и горизонтальной (б) скорости дневной поверхности над разломами в фундаменте: вертикальным сбросом ( $\beta = 0^\circ$ ), наклонным сбросом ( $\beta = 45^\circ$ ) и раздвигом ( $\beta = 90^\circ$ )

стадий образования структуры над вертикальным сбросом: а) для начальной стадии с практически ненарушенной структурой и б) для случая, когда при большой амплитуде сброса основной разрыв в деформируемом слое расчленил его почти полностью, а зона трещиноватости достигла своего полного развития (см. рис. 8). Условия развития структуры на стадии а хорошо соответствуют условиям расчета; видимо, поэтому и вывод о прогнозировании разлома фундамента оказывается аналогичным вытекающему из теоретического решения: максимум кривой  $\text{grad } \dot{v}(x, l)$  проектируется в точку выхода разлома фундамента в подошву "осадочной толщи". Условия развития структуры на стадии б весьма сильно отличаются от теоретических: большие деформации, нарушения сплошности, существенное изменение общей формы слоя в надразломной зоне; естественно, что и график, построенный по экспериментальным данным, отличается от теоретического. Основное отличие нам представляется в том, что максимум кривой градиентов сдвинут в сторону опущенного блока, кривая несимметрична и на более пологой ее части находится еще один пик, который определяет на поверхности верхнюю границу основной зоны трещиноватости, нижняя граница определяется основным максимумом (на рис. 8 и 12 верхняя граница расположена справа, а нижняя – слева).

На рис. 13 для раздвига показаны полученные из эксперимента графики  $\text{grad } \dot{v}(x, l)$  для двух стадий процесса. Эти графики достаточно хорошо согласуются с теоретическими даже при развитых деформациях. Для определения места положения раздвига в фундаменте надо, как видно на рис. 11 и приведенных там формул, разделить

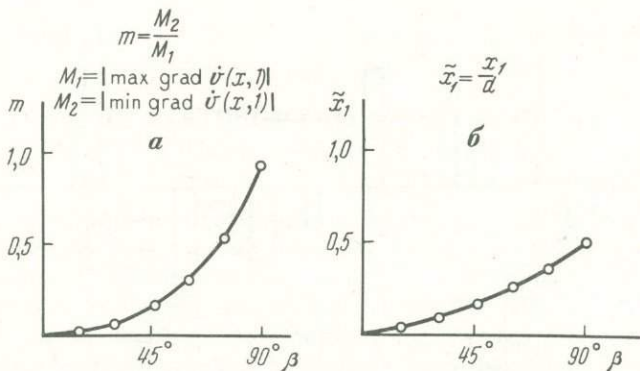


Рис. 11. Теоретические графики для определения положения и ориентации разлома фундамента по характеристикам градиентов вертикальной скорости поверхности  
Пояснение в тексте

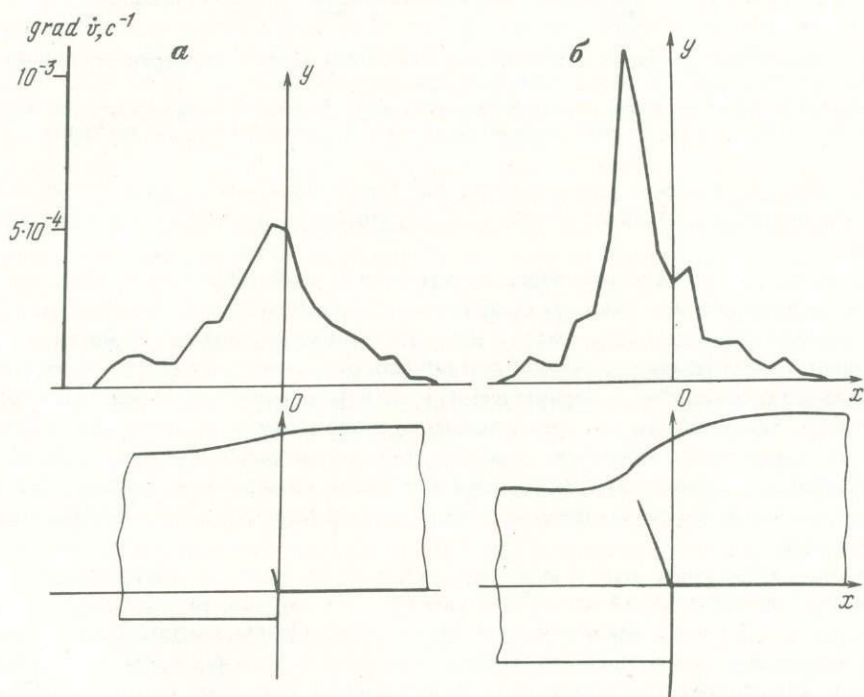


Рис. 12. Экспериментальные кривые градиентов вертикальных скоростей поверхности над моделью вертикального сброса (внизу)  
а — для начальной стадии развития при слабой нарушенности структуры; б — для поздней стадии развития, соответствующей структуре с хорошо развитой зоной трещиноватости (см. рис. 8)

пополам расстояние между максимумом и минимумом графика градиента вертикальных скоростей. Аналогичный вывод получаем при анализе экспериментальных данных (см. рис. 13), причем этот вывод подтверждается как для начальной стадии эксперимента (А), так и для стадии, когда достигаются большие деформации и образуется развитая система разрывов (Б).

Нам представляется, что приведенные примеры, может быть неполно, но все-таки наглядно иллюстрируют сочетание теоретического и экспериментальных методов исследований. При этом оказывается возможным, решая задачи в рамках механики сплош-

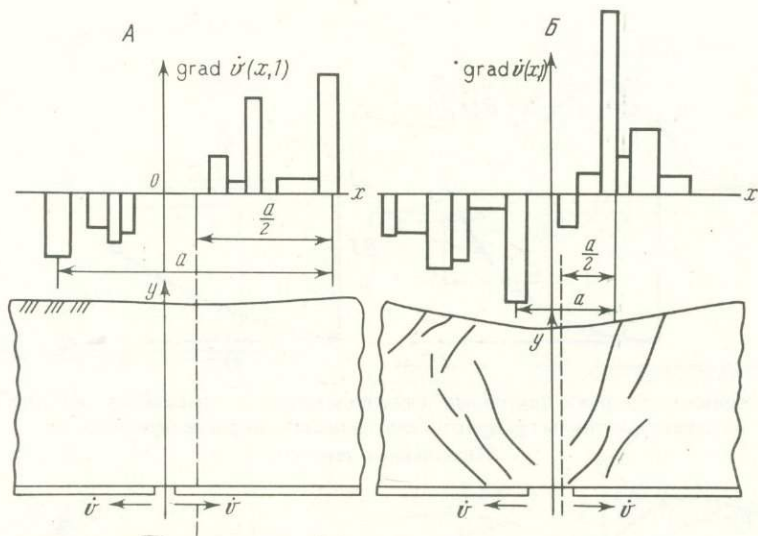


Рис. 13. Экспериментальные кривые градиентов вертикальных скоростей поверхности над моделью раздвига (внизу)

А — для начальной стадии со слабо нарушенной структурой; Б — для поздней стадии с сильно нарушенной структурой.  $a$  — расстояние между максимальными значениями градиента

ной среды, надежно выявить интересующие нас закономерности, а с помощью эксперимента найти возможности их приложения к нарушенным и сильно деформированным массивам.

Если говорить о непосредственном практическом прогностическом значении этой работы, надо прежде всего иметь достаточно оснований для предположения, что геологическая и геофизическая информация по конкретному региону позволяет в первом приближении использовать принятую нами модель осадочного чехла. Далее надо располагать данными о скоростях, в первую очередь хотя бы вертикальных современных движений дневной поверхности за период времени, позволяющий выделить движения тектонического характера. После этого можно уже, сопоставляя кривые  $\text{grad } \dot{v}$ , полученные на основе натуральных измерений, с построенными на основании расчетов, учитывая данные, полученные при моделировании, переходить к решению вопросов прогностического характера.

Наш опыт совместных работ ИФЗ АН СССР с ИГ и РГИ говорит о неплохих возможностях использования соответствующего метода для нефтепоисковых задач. С целью расширения его возможностей мы рассматриваем аналогичные задачи для более сложных моделей осадочного чехла, в первую очередь с учетом его слоистости, переменной мощности, различных условий сцепления подошвы с основанием и т.д.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Григорьев А.С., Шахмурадова З.Е. Теоретическое определение скоростей движения дневной поверхности при некоторых механизмах деформирования земной коры. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1973, №5, с. 595–604.
- Григорьев А.С., Михайлова А.В., Шахмурадова З.Е. О кинематических характеристиках движения дневной поверхности и напряженном состоянии осадочного чехла в зонах над разломами фундамента. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979 а, № 1, с. 3–20.
- Григорьев А.С., Михайлова А.В., Шахмурадова З.Е. Зависимость между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и напряженным состоянием осадочного чехла в надразломных зонах. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979 б, с. 97–126.
- Шахмурадова З.Е. О напряженном состоянии и деформациях слоя при вертикальном перемещении его основания. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 7, с. 94–100.

## ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУР РУДНЫХ ПОЛЕЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Дальнейшее расширение сырьевой базы горнодобывающих предприятий Средней Азии возможно в значительной мере за счет поисков скрытых на глубине месторождений полезных ископаемых. Основой поисков скрытого эндогенного оруденения служат геолого-прогнозные карты (ГПК) различных масштабов. Региональные прогнозно-металлогенические карты характеризуют размещение рудных районов и полей, а детальные и крупномасштабные выявляют позиции месторождений, рудных участков и крупных рудных тел в рудных полях.

Эндогенное гидротермальное рудообразование протекает на определенных стадиях развития внутренних частей Земли и земной коры. Однако наличие оруденения в той или иной конкретной позиции определяется прежде всего возможностью поступления сюда минерализующих растворов. Ведущую роль в этом играют хрупкие и пластичные деформации пород, создающие проницаемые участки. Тип деформаций, характер, масштаб и план их проявления определяются прежде всего тектоническими напряжениями, возникающими в породах под влиянием внешних и внутренних сил [Белоусов, 1964; Королев, Шехтман, 1965; Королев, Фатхуллаев, 1976; Смирнов, 1965].

В Средней Азии детальное прогнозирование начато с 1944 г., когда А.В. Королев и П.А. Шехтман составили первую геолого-прогнозную карту Чорухдайронского рудного поля в Карамазаре. За истекшее время прогнозные карты для Среднеазиатского региона составлены примерно для 50 месторождений и почти по всем видам рудного сырья. Практическая проверка прогнозов показала, что ошибки в значительной мере вызваны недостаточным учетом влияния тектонического фактора.

Под тектоническим фактором В.А. Королев [1983] понимал влияние на размещение оруденения тектонических процессов разных масштабов и различного характера. Тектонические особенности региона накладывают существенные ограничения на метод аналогий, поскольку сходные в морфологическом отношении элементы структур в различной степени благоприятны для оруденения, если они образовались не в одно время или в разных планах тектонических деформаций. Таким образом, при прогнозировании однородных участков в рудных полях выявилась необходимость обязательного учета их тектонического состояния (сжатие, растяжение, сдвиг) как определяющего условия оценки возможности проявления в них эндогенных процессов гидротермального минералообразования.

**Принципы моделирования структур рудных полей.** При изучении рудных полей установлено, что, размещаясь в пределах разнопорядковых тектонических структур, они, как правило, имеют четко проявленную обособленность, определяющуюся наличием естественных границ. Такими границами служат различные геологические поверхности: разломы, контакты осадочных пород и интрузивных тел, поверхности стратификации, сложные тектонические зоны, разделяющие участки крупных структур с различными знаками движений. Эти поверхности играют не только демаркационную роль; они нарушают однородность регионального структурного и тектонического плана и одновременно формируют свой (частный) план тектонических деформаций в ограниченных ими участках более крупных структур.

В прогнозных построениях значительную роль играют аналогии и главным образом оценка сходства морфологических особенностей структур, а также степени однородности их геологического строения. Опыт показывает, что широкое некритическое использование аналогий составляет источник многих просчетов и ошибок. Главной их причиной является пренебрежение одним из основных правил пользования аналогией — обязательное выяснение границ ее распространения. На практике при оценке

месторождений или рудопроявлений геологи чаще всего ограничиваются установлением аналогичности таких признаков, как ориентировка рудоконтролирующей (рудовмещающей) структуры, морфологическое подобие соответствующих структурных элементов, сходство состава пород, характера их деформированности и т.д., подразумевая, что этим в основном и определяется возможность локализации оруденения на данном участке геологического пространства. Так как рудные поля с оруденением гидротермального генезиса представляют продукт взаимодействия двух сред, из которых одна (эндогенные минерализующие субстанции) подвижная, а другая (геологическое пространство) слабопроницаемая, то естественно главными факторами проницаемости становятся: а) деформации благоприятных вмещающих пород, причем ведущую роль играют хрупкие деформации, создающие взаимосвязанные системы путей движения эндогенных растворов; б) тектонический режим, в основном условия тектонического растяжения или сжатия. Таким образом, тектоническая обстановка является одним из главных факторов, определяющих границы применения аналогии. В определении этих границ помогает эксперимент.

Подготовка геологических материалов для моделирования требует изучения физико-механических свойств пород, детализации морфоструктурных особенностей геологических тел и разрывных нарушений, выяснения направлений относительных перемещений по разломам, ограничивающим изучаемую структуру, и определения регионального и частного планов тектонических деформаций времени проявления процесса эндогенной минерализации. Следовательно, необходим глубокий структурный анализ с конкретной геометризацией структурных поверхностей и их элементов [Фатхуллаев, 1982].

Структура рудного поля представляет сочетание разнородных геологических тел, сформировавшихся в различное время. В процессе образования она неоднократно подвергалась тектоническому воздействию, приводящему к появлению наложенных деформаций, нередко происходящих при различных тектонических усилиях. Далеко не всегда удается восстановить последовательность формирования структуры рудного поля и правильно установить в связи с этим границы возможного распространения метода аналогий. Для установления соответствия структуры тем или иным тектоническим условиям используются серии моделей, в которых обстановка последовательно усложняется. При этом одна из основных задач моделирования структур рудных полей — выявление сходных участков, аналогичных по тектонической обстановке.

В прогнозирование входит последовательное решение следующих задач: 1) изучение методами геологического картирования условий размещения минерализации; 2) разработка структурной схемы рудного поля, месторождения; 3) установление кинематики тектонических деформаций этапа рудообразования и выделение однородных блоков; 4) выявление и количественное изучение рудоконтролирующих факторов; 5) обоснование размещения перспективных участков.

Необходимо рассматривать значимость рудоконтролирующих факторов в их взаимодействии и сопряженности. Такая их совокупность определяет геологическую позицию рудных месторождений и полей. В большинстве случаев тектонические факторы наиболее изменчивы.

Граничные условия моделирования структур рудных полей Средней Азии [Королев, Фатхуллаев, 1976; Фатхуллаев, 1982]:

1. Предусматривалось моделирование разномасштабных объектов (рудных тел, месторождений, полей, районов); следовательно, необходим дифференцированный подход к оценке роли и значения разломов, сочетаний пород в стратиграфическом разрезе (с учетом их физико-механических свойств) и взаимоотношений геологических тел, образующих структуру.

2. Тектоническая структура изученных объектов сформировалась в основном к моменту рудообразования. В рудную фазу практически не происходило образования новых разломов, а возникающие напряжения реализовались по древним разломам в зависимости от морфологических особенностей тектонических блоков.

3. План деформаций в рудную тектоническую фазу примерно отвечал тому, который существовал в конце периода формирования сколовых нарушений; вектор сил сжатия ориентирован на территории Средней Азии примерно в субмеридиональном направлении.

4. Основное значение имело выяснение региональных и локальных планов тектонических деформаций и их изменения во времени и пространстве.

5. Теория подобия для физических переменных применялась с учетом геолого-структурных особенностей рудных полей и районов.

6. Использовались результаты геофизических методов, аэро- и космических съемок для выявления особенностей складчатой и разрывной тектоники и характера контактов пород с различными физико-механическими свойствами.

7. Количество экспериментов для достижения наиболее достоверных результатов подбиралось опытным путем; минимально оно равно 24, максимально — 192.

8. При изучении распределения напряжений в моделях рудных полей и месторождений использована поляризационно-оптическая установка — ПОУГВМ, сконструированная и изготовленная в САИГИМСе. На ней можно исследовать горизонтально и вертикально расположенные модели больших (до 2,5 м<sup>2</sup>) размеров, имитирующие планы срезов рудных областей, районов, полей, месторождений и их различных конкретных элементов.

В настоящее время появилась возможность решения объемных задач методом фото-механики. Это позволит выяснить закономерности изменения тектонического поля напряжений на глубину, что будет способствовать прогнозированию скрытого оруденения.

**Результаты тектонофизического изучения главнейших типов структур рудных полей и месторождений Средней Азии.** Структуры рудных полей и месторождений Средней Азии по ведущему фактору размещения гидротермального оруденения подразделяются на шесть групп, связанных с влиянием: 1) складчатых форм; 2) разрывных нарушений; 3) вулкано-тектонических структур; 4) контактных поверхностей интрузивных тел; 5) тектонических свойств интрузивных пород и 6) различных сочетаний этих факторов.

В составе перечисленных групп выделяются свыше 20 главных типов структур, характеризующихся индивидуальными тектоническими условиями формирования и размещения в них оруденения [Фатхуллаев, 1982]. Рассматриваются четыре основные группы.

1. В складчатой группе выделено четыре типа рудных полей, тектонофизические условия которых зависят в основном от морфологических и кинематических особенностей складчатых форм и связанных с ними хрупких и пластичных деформаций. Большое значение имеют характер и морфологические особенности разломов и трещин, а также физико-механические свойства горных пород и их деформаций, проявляющиеся неодинаково с учетом масштабного фактора.

Ведущий тектонофизический фактор подготовки участков, благоприятных для локализации оруденения в рудных полях складчатого типа, — хрупкие деформации в зонах повышенных значений максимальных касательных напряжений и особенно возникающие на этом фоне участки контрастного их изменения.

2. В разрывной группе выделено четыре типа рудных полей, тектонофизические условия которых в основном зависят от характера разломов, физических и механических свойств горных пород. В слоистых породах наиболее благоприятные условия для оруденения имеют разрезы сложно сочетающихся между собой горизонтов, в массивных породах (интрузивных, эффузивных) — неоднородные по прочностным свойствам участки.

Размещение оруденения в рудных полях разрывного типа контролируется участками рудовыводящих и рудоконтролирующих разломов, разгруженных от действия сил нормального сжатия. Это бывает связано, во-первых, с зонами слабых и умеренных значений максимальных касательных напряжений, во-вторых, с зонами перехо-

дов напряжений через нулевые значения и, в-третьих, с изотропными площадями. Важное значение имеет клиновидный тип рудных полей.

3. В контактовой группе выделено четыре типа рудных полей, тектонофизические особенности которых зависят от морфологии контактовой поверхности и осложняющих ее разломов. Выявляется связь размещения оруденения с хрупкими деформациями пород контактовой части рудных полей, обусловленных зонами повышенных значений максимальных касательных напряжений.

4. Во внутриинтрузивной группе выделено три типа рудных полей; их тектонофизические условия зависят в основном от характера разломов, условий сжатия и объемной деформации текстурных неоднородностей интрузива. В результате тектонофизических исследований выявлена связь оруденения с участками разломов и контактов пород, разгруженных от действия сил нормального сжатия, которые обусловлены зонами слабых значений максимальных касательных напряжений и изотропными площадями.

Основные признаки тектонофизических условий локализации руд различаются как в локальном плане (в масштабе рудных месторождений и полей) — контрастность, переход через изотропные точки зоны слабых, умеренных и повышенных значений максимальных касательных напряжений, так и в региональном (в масштабе рудных районов и областей) — локальные участки со слабыми напряжениями и переходные участки через изотропные площади. Эти позиции рудопроявления на территории Средней Азии обусловлены региональным горизонтальным сжатием, возникшим в результате динамического взаимодействия элементов различных геологических поверхностей — глубинных разломов, контактов, литолого-стратиграфических границ и т.п., по которым в условиях сжатия происходили относительные перемещения.

Зоны слабых напряжений и переходные зоны через изотропные точки характеризуются как участки снятия напряжений.

На размещение промышленных рудных полей решающее влияние оказывают крупные разломы глубокого заложения.

Для практики наиболее важно выявить закономерную приуроченность рудных полей к тем участкам глубинных и крупных разломов, которые ко времени минералообразования находились в разгруженном от тектонических напряжений состоянии. С такими позициями связано до 90% промышленных рудных полей Средней Азии, что объясняется влиянием тектонических условий и физико-механических свойств вмещающих пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 119 с.
- Королев В.А. Структурные типы рудных полей и месторождений Средней Азии. М.: Недра, 1983. 216 с.
- Королев В.А., Фатхуллаев Ш.Д. Общие вопросы моделирования структурных рудных полей и месторождений. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 9–22.
- Королев А.В., Шехтман П.А. Структурные условия размещения послемагматических руд. М.: Недра, 1965. 506 с.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1965. 590 с.
- Фатхуллаев Ш.Д. Тектонофизические условия формирования структур полей эндогенных месторождений Средней Азии. Ташкент, 1982. 44 с.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И СТРУКТУР

УДК 551.24.035

*М.А. Гончаров, Ю.М. Горелов, Н.Б. Лебедева*

### МЕТОД СРАВНИТЕЛЬНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Проблема механизма формирования геосинклинальной складчатости общего смятия по-прежнему актуальна. Одни исследователи считают ответственными за складкообразование внешние по отношению к геосинклинальной области силы горизонтального сжатия. При этом предполагается, что горизонтальное сокращение геосинклинальных осадочных толщ происходит в результате сближения платформ или литосферных плит. Другие геологи, в том числе и авторы, усматривают причину складчатости в процессах, происходящих внутри геосинклинальной области. Детальное рассмотрение строения складчатых областей разных регионов и разного возраста показывает, что складчатость общего смятия — это отнюдь не простая "синусоидальная" последовательность антиклиналей и синклиналей. Наблюдается многократное чередование продольно вытянутых зон с разной интенсивностью и морфологией складок, сочленяющихся по флексурам или разрывам. Морфологические особенности складчатости таких зон позволяют предположить в каждом случае особые, местные условия и механизм деформации.

Наиболее универсальной причиной тектонических движений и складчатых деформаций в геосинклинальных осадочных толщах при отсутствии внешнего механического воздействия представляется гравитационная неустойчивость этих толщ. Нарушение гравитационного равновесия может быть обусловлено разными факторами.

Важным фактором нарушения равновесия является проникновение в земную кору из мантии теплового импульса, знаменующее собой переход от доинверсионной к инверсионной стадии геосинклинального режима. В результате в нижней части осадочной толщи происходит региональный метаморфизм, а в верхней — более слабые постседиментационные преобразования. Неоднородность преобразований приводит к тому, что осадочные породы в разной степени увеличивают свой объем. Такое увеличение в нижележащих более прогретых породах больше, чем в вышележащих. В результате нижележащие породы становятся менее плотными, чем вышележащие. Другими словами, в осадочной толще возникает инверсия плотности — механически неустойчивое состояние. Эта гравитационная неустойчивость возбуждает движения конвективного типа — адвекцию, заключающуюся во "всплывании" более легких нижележащих пород и погружении более тяжелых, что приводит к возникновению складчатости.

Другим фактором нарушения гравитационного равновесия можно предполагать неравномерные вертикальные перемещения блоков фундамента. При этом возникают горизонтальные силы, приложенные к отдельным зонам геосинклинальной области извне, со стороны смежных участков той же области. Морфология возникающей при этом складчатости может меняться при переходе от одной зоны к другой именно потому, что названные силы являются внешними лишь по отношению к конкретной зоне, а не ко всей геосинклинальной области.

Складчатость можно связать также и с гравитационным течением слоистого материала по склонам растущих поднятий, а также предположить ее возникновение при совокупном действии перечисленных факторов нарушения гравитационного равновесия.

В разное время разные исследователи проводили эксперименты на моделях со слоистыми эквивалентными материалами для проверки предположений о возможных механизмах образования рассматриваемой складчатости. Во всех случаях была получена складчатость, морфология которой в общих чертах похожа на полную складчатость. Однако сравнивать между собой результаты этих экспериментов, устанавливать характерные черты, связанные с конкретным механизмом образования складок, не представляется возможным, так как применялись разные материалы, разная методика изготовления образцов и пр.

Авторы поставили своей целью воспроизвести складчатость таким образом, чтобы соблюсти максимум равных условий. Для этого был сконструирован специальный прибор, который позволяет одинаковые по свойствам эквивалентных материалов тонкослойные образцы деформировать как в условиях бокового сжатия, так и при подогревании снизу, имитирующем региональный метаморфизм и адвективные движения.

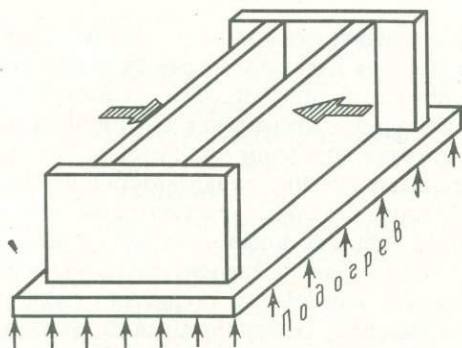


Рис. 1. Общий вид прибора для сравнительного моделирования геосинклинальной складчатости

Прибор, изготовленный для проведения экспериментов, представляет собой ящик, две стенки которого, будучи нагруженными, могут двигаться друг другу навстречу, сжимая помещенный между ними образец (при моделировании складчатости продольного сжатия), или могут быть закреплены (при моделировании процесса адвекции). Дно прибора сделано из алюминиевой плиты, которая может перемещаться вверх и вниз, что дает возможность регулировать подачу тепла к образцу и, таким образом, создавать в образце нужную расчетную температуру и ее градиент. Размер полезной площади дна рабочей камеры прибора 290 × 120 мм (рис. 1).

Образцы во всех случаях делались из сплавов канифоли (к) с машинным маслом (м) и парафином (п). При комнатной температуре их вязкость составляет около  $10^9$  П, при разогреве она меняется от  $10^2$  до  $10^4$  П (таблица).

Полученные сплавы окрашивались масляными красками в различные цвета, затем охлаждались в холодильной камере при температуре  $-2 \div 0^\circ\text{C}$ . Образовавшийся при этом твердый материал дробился до состояния порошка с размерами зерен 0,5–1 мм.

Вязкость материалов модели при различной температуре

| № сплава | Состав сплава, г  | Вязкость, П              |                        |  |
|----------|-------------------|--------------------------|------------------------|--|
|          |                   | при $21,5^\circ\text{C}$ | при $70^\circ\text{C}$ | при $80^\circ\text{C}$                 |
| I        | 100к : 11,2м      | $10^9$ ( $\rho = 1,17$ ) | $2 \cdot 10^4$         | $3 \cdot 10^3$                         |
| II       | 100к : 6,8м : 5п  | $10^9$                   | $1,5 \cdot 10^3$       | $6 \cdot 10^2$                         |
| III      | 100к : 5,5м : 10п | $10^9$                   | $8 \cdot 10^2$         | $3,5 \cdot 10^2$<br>( $\rho = 0,995$ ) |
| IV       | 100к : 5,0м : 15п | $10^9$                   | $5 \cdot 10^2$         | $10^2$                                 |

Примечание.  $\rho$  — плотность сплава, г/см<sup>3</sup>.

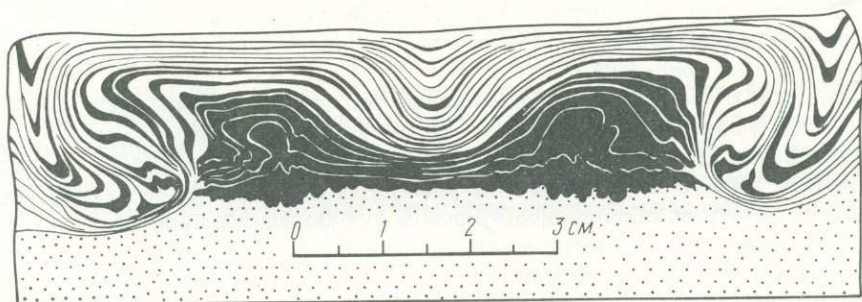


Рис. 2. Структура, возникшая в результате адвекции, обусловленной подогреванием образца снизу

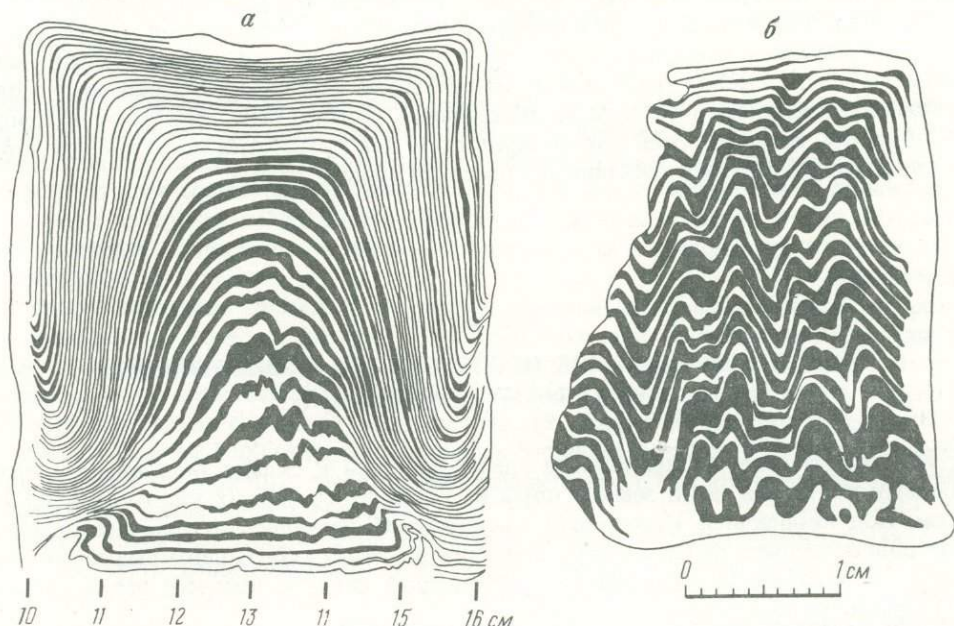


Рис. 3. Структура, возникшая в результате горизонтального сжатия образца в 2 раза по отношению к первоначальным размерам без промазок (а) и с промазками (б) между слоями

Порошок засыпался в специальный ящик тонкими (0,5–2 мм) разноокрашенными слоями. В разных образцах слои состояли из порошков либо одинаковых, либо разных сплавов. После засыпки всех слоев образец прессовался нормально к слоистости при давлении 6–11 кг/см<sup>2</sup>. При этом мощность слоев уменьшалась примерно в 2,5 раза, однако незначительная пористость в них еще сохранялась.

Готовый образец помещался в прибор, где разогревался снизу до 70–80°C. Вязкость эквивалентного материала при этом понижалась до указанных в таблице величин.

В серии опытов, имитирующих адвективные движения, возникающие в процессе метаморфизма, равномерный разогрев алюминиевого дна прибора до 80°C производился быстро — не более 30 мин. В результате в образце возникал температурный градиент: в нижней, более нагретой, части вязкость и плотность материала уменьшались, возникала инверсия плотности и начиналось адвективное перемещение материала (рис. 2).

В опытах, моделирующих образование складчатости общего смятия, разогрев образца до той же температуры производился медленно, в течение 3–5 ч. Материал всего

образца разогревался равномерно, температурный градиент в нем был очень невелик и условий для адвективных движений в нем не возникало. Он деформировался при продольном сжатии (рис. 3, а).

Попытку создать максимально одинаковые модельные образцы, деформация которых в разных условиях показала бы принципиальные морфологические особенности возникающих при этом складчатостей — адвективной и общего смятия, в настоящее время нельзя считать оконченной. Не удается подобрать эквивалентный материал, который при разогреве образца, необходимом для моделирования адвективной складчатости, обеспечил бы скольжение между слоями, роль которого в формировании складчатости общего смятия несомненна (рис. 3, б; ср. с рис. 3, а). Возможно, и при адвективном процессе этот фактор скажется на морфологии возникающей складчатости.

Результаты экспериментов дают материал для выяснения морфологических отличий складчатости, возникшей при приложении внутренних объемных сил (механизм адвекции) и внешних для данного участка поверхностных горизонтальных сил. Выявленные морфологические особенности складчатости, закономерно связанные с определенным механизмом и условиями образования, должны быть проверены на природных объектах. Возможно, они явятся критерием для разработки последующей детальной кинематической классификации складчатости общего смятия.

УДК 551.24.035

*А.В. Вихерт*

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КОНВЕКТИВНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

В статье рассматривается приложение идей конвекции к складкообразованию, происходящему в верхней части земной коры на глубинах от первых километров до 15–20 км. Под конвекцией (адвекцией, диапиризмом, нагнетанием) понимается всплытие подстилающего более легкого слоистого вещества сквозь перекрывающее более тяжелое и погружение последнего с деформацией слоев в процессе перемещения в гравитационном поле Земли.

Как следует из определения конвекции, необходимым условием для ее начала служит инверсия плотности, когда плотность подстилающих пород оказывается меньше плотности перекрывающих. Применительно к верхней части земной коры различают седиментогенную и метаморфогенную инверсию плотности. Первая из них возникает в процессе осадконакопления, вторая — во время метаморфических преобразований осадочных толщ. Ниже говорится только о седиментогенной инверсии плотности.

Принято считать, что в природе это относительно редкое явление. Ее обычный пример — менее плотные соленосные толщи и перекрывающие их более плотные терригенные и карбонатные. Разность плотностей соли и вышележащих пород — 120–200 кг/м<sup>3</sup>. Показатель инверсии, или разность плотностей, разделенная на плотность верхнего из двух горизонтов (в данном случае надсоленосных толщ), составляет около 0,5–0,8.

Чтобы определить, как часто встречается инверсия плотности горных пород в природе, был проведен специальный анализ распределения плотности терригенных и карбонатных несоленосных толщ по множеству скважин Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Средней Азии, Предкарпатского, Предкавказского и Предверхоанского краевых прогибов [Вихерт, 1981]. Всего было определено по скважинам около 1000 соотношений плотностей соседних по разрезу свит. Примерно в 600 случаях плотность нижней из двух свит оказалась больше, чем верхней. В то же время в остальных 400 случаях плотность подстилающей свиты была меньше, чем перекрывающей, т.е. на-

лицо была инверсия. Иными словами, в четырех случаях из 10 в природе наблюдается инверсия плотности и только в шести остальных — ее отсутствие, что и приводит к медленному нарастанию плотности горных пород с глубиной.

Изменения плотности с глубиной как в сторону ее уменьшения, так и увеличения соизмеримы по величине и колеблются от 0 до  $\pm 550 \text{ кг/м}^3$ . При наличии инверсии ее показатель варьирует преимущественно в пределах 0,01–0,2. Эти значения меньше, чем в случае "соль и перекрывающие породы", тем не менее мы имеем дело с многочисленными реальными по величине примерами инверсии плотности в несоленосных толщах.

Сопоставление мощностей свит, находящихся в условиях инверсии плотности, показало, что инверсия распространяется вверх и вниз от плотностных разделов на десятки и сотни метров, а в ряде случаев и на первые тысячи метров. Учитывая все сказанное, мы должны сделать вывод о том, что седиментогенная инверсия плотности в несоленосных толщах представляет собой не исключительное, а обычное, широко распространенное явление.

Следует напомнить также о различии плотности пород разного состава и разной слоистости. Главнейшие несоленосные осадочные породы располагаются в следующий ряд по убывающей плотности [Вихерт, 1981]: известняки и доломиты — мергели — песчаники и алевролиты — глины, аргиллиты и сланцы. Таким образом, если карбонатная или мергелистая толща перекрывает терригенную или песчаниковую — глинистую, то тем самым потенциально создаются условия инверсии плотностей. Таких литологических сочетаний в природе множество, соответственно множественны и случаи инверсии плотности.

К сказанному надо добавить, что толщи, имеющие одинаковый состав, но различную слоистость — тонкую, среднюю и толстую, обладают разной плотностью: она возрастает с уменьшением числа межслоевых разделов от тонко- к толстослоистым стратиграфическим комплексам. Так, дефект плотности тонкослоистой свиты мощностью 1000 м сравнительно с плотностью вышележащей сходной по составу, но среднеслоистой свиты такой же 1000-метровой мощности составляет около  $15 \text{ кг/м}^3$ . Это примерно на порядок меньше того, что дает соль сравнительно с перекрывающими породами, но не учитывать этот эффект не следует.

Однако возникает вопрос: если седиментогенная инверсия плотности, как о том свидетельствуют данные бурения, столь широко распространена по вертикали и площади на платформах и в прилегающих краевых прогибах, то почему здесь не происходит интенсивного складкообразования и складчатость остается прерывистой и промежуточной; и в то же время там, где она интенсивна — в складчатых областях, инверсия плотностей отмечается редко (обычно в ядрах антиклинорий и антиклиналей вскрываются породы, более плотные, чем в прилегающих синклинальных структурах).

Отвечая на первую часть этого вопроса, надо сказать, что применительно к природной обстановке инверсия плотности является в общем случае необходимым, но не достаточным условием для начала конвекции. Если поверхность раздела двух толщ горизонтальна и мощность нижней толщи меньше некоторого предела, то вследствие высокой вязкости горных пород две толщи с инверсией плотности могут находиться в гравитационно неустойчивом состоянии неопределенно долгое время. Отсюда вытекает, что достаточными условиями для начала конвективного перемещения двух толщ служат первоначальные неровности поверхности инверсионного плотностного раздела и значительная мощность нижней толщи. Рассмотрим эти факторы более подробно.

Неровности поверхности инверсионного плотностного раздела образуются еще в процессе седиментации, до начала конвекции по ряду причин: облекания осадками выступов и впадин основания, существовавших к началу осадконакопления; неравномерностей поступления, распределения и осаждения вещества в водной среде; вертикальных подвижек фундамента, происходящих в период седиментации и приводящих к искривлению инверсионных стратиграфических поверхностей.

Среди этих факторов в качестве основного выступают движения фундамента. В результате мощность верхней толщи оказывается разной в разных местах, создаются градиенты мощностей и градиенты гравитационного давления перекрывающей толщи на подстилающую, которые, по мнению автора, служат главнейшим звеном в "спусковом механизме", приводящим в действие гравитационную конвекцию в приповерхностной зоне земной коры. Можно привести некоторые оценки градиентов гравитационного давления, которые возникают в платформенных и геосинклинальных областях в процессе седиментации за отрезки времени длительностью в десятки миллионов лет, необходимые для формирования мощных слоистых толщ.

Так, по данным Б.И. Дмитриевой [1980], максимальные градиенты мощности составляют на платформах примерно  $10^{-10}$  год<sup>-1</sup>, геосинклиналях  $10^{-10}$ – $10^{-8}$  год<sup>-1</sup> (градиенты исчисляются как разность мощности некоторой толщи пород, разделенная на расстояние, на котором эта разность "набегает", и на время формирования осадков в годах). Если принять плотность пород равной  $2000$ – $2500$  кг/м<sup>3</sup>, то возникающие при осадконакоплении за 10 млн. лет градиенты гравитационного давления на инверсионные плотностные разделы на платформах составляют  $2$ – $2,5 \cdot 10^{-2}$  бар ( $2$ – $2,5 \cdot 10^3$  Па), в геосинклиналях –  $2$ – $2,5$  бар ( $2$ – $2,5 \cdot 10^5$  Па) на километр. Если учесть, что градиенты мощностей определялись Б.И. Дмитриевой по мелкомасштабным картам, где локальные изменения мощностей сглаживаются, то изначальные градиенты гравитационного давления на инверсионные плотностные разделы на платформах и в геосинклиналях возрастут по крайней мере на порядок. Полученные значения невелики, но, помня о большой длительности действия начальных градиентов гравитационного давления, отвергать их влияние на конвекцию без дополнительных исследований нет оснований. В то же время из приведенных оценок ясно, что интенсивность конвективных движений на платформах должна быть намного меньше, чем в геосинклиналях.

Второе условие, достаточное для начала конвекции, – это значительная мощность нижней из двух толщ. Согласно работе У. Файфа и др. [1981], подвижность подстилающей менее плотной толщи определяется ее мощностью в четвертой степени. Применительно к соляному диапиризму: если толщина соляного слоя 100 м, то для образования крупных диапиров понадобятся отрезки времени, близкие к миллиардам лет, т.е. неоправданно длительные даже в масштабе геологического времени. При мощности соли около 1 км процесс ее всплывания осуществляется за сотни тысяч лет. Отсюда вытекает, что в приложении к несоленосным толщам, обладающим по сравнению с соляными повышенной вязкостью, нижней предел мощности подстилающей менее плотной толщи должен превосходить первые сотни метров, т.е. составлять не менее 500 м. Как показывает анализ мощности свит, находящихся в условиях инверсии плотности, на платформах это условие соблюдается весьма редко, в краевых прогибах – несколько чаще. Имея в виду, что в геосинклинальных областях по сравнению с платформенными мощности соответствующих по возрасту осадочных комплексов возрастают в несколько раз, следует ожидать соответственно еще более частое превышение указанного выше минимального предела мощности нижней из двух толщ, достаточного для начала конвекции.

В числе других условий, способствующих вступлению конвекции в действие, служат горизонтальные плоскостные неоднородности перекрывающей толщи. Но по оценкам, приведенным в работе У. Файфа и др. [1981], они не достигают величин, необходимых для создания соответствующих градиентов гравитационного давления.

Несомненно, большую роль играют разрывы в перекрывающей толще как зоны пониженного давления, куда устремляется нижележащая толща. Некоторые конкретные оценки этого явления даны в работе У. Файфа и др. [1981]. Но это условие есть следствие все тех же подвижек фундамента, о которых говорилось выше, и в частных случаях – неравномерного уплотнения подстилающей толщи. Естественно, что в платформенных областях, где фундамент мало подвижен, разрывы возникают реже, чем в геосинклиналях, и конвекция сдерживается.

Обычно указывается еще один фактор, способствующий вступлению в действие

механизма конвекции — это повышенная проницаемость земной коры. Она приводит к возрастанию теплового потока и миграции высоконапорных флюидов из нижних в верхние осадочные комплексы. Прогрев и приток флюидального вещества снижает вязкость и плотность толщ и тем самым облегчает начало конвекции. Но это условие является следствием различной проницаемости основания конвектирующей среды, или, иными словами, все той же его различной подвижности.

Резюмируя сказанное, условия, достаточные для вступления в действие конвекции в приповерхностной зоне земной коры, можно сформулировать следующим образом: большие мощности толщ и значительные градиенты мощности, или, что то же, значительная подвижность фундамента и толщ, находящихся в условиях инверсии плотностей. В более общих словах — это активный эндогенный режим, обеспечивающий не только значительные по величине и дифференциации мощности толщ, но также нарушение их сплошности, снижение вязкости и плотности сверху вниз по разрезу в направлении возрастания теплового и флюидного потока.

Ответ на вторую часть поставленного выше вопроса состоит в следующем. При конвекции всплывающие толщи с приближением к дневной поверхности дегазуются и обезвоживаются, вследствие чего возрастают их плотность и вязкость, и процесс деформации останавливается, а в ядрах антиклинорий после дегазации и обезвоживания оказываются породы повышенной плотности.

К настоящему времени на двухслойных моделях экспериментально установлен ряд закономерностей конвективного складкообразования, имеющих аналогии с природой. Опыты, о которых говорится ниже, проведены в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ, руководимой профессором В.В. Белоусовым. К упомянутым закономерностям относятся: ячеистая форма дислокаций в плане, отсутствие подобия в структуре конвективных складок, зависимость типа и размера ячеек от вязкости и мощности слоев, зависимость формы ячеек от краевых условий. Рассмотрим эти закономерности.

Экспериментально установлено два типа конвективных ячеек, отличающихся направлением вращения вещества при конвекции. В ячейках первого типа нижний слой всплывает по периферии, а верхний погружается в их центре; в ячейках второго типа вращение происходит в противоположном направлении: нижний слой всплывает в центре ячеек, а верхний погружается по периферии. В результате, если смотреть на дислокации в плане, в первом случае формируются изометричные (блюдеобразные) брахи- и линейные синклинали, которые оконтуриваются, огибаются прилегающими антиклиналями. При противоположном движении вещества образуются куполовидные, брахи- и линейные антиклинали, которые огибаются синклиналими. Природа имеет многочисленные примеры обоих типов, но, по наблюдениям автора, прерывистая складчатость имеет тенденцию, свойственную ячейкам второго типа, — это разрозненные приблизительно изометричные антиклинали на фоне субгоризонтально залегающих слоев, огибающих антиклинальные складки. В структуре промежуточной и полной складчатостей фиксируются преимущественно черты ячеек первого типа, когда синклинали огибаются антиклиналями и в ядрах антиклиналей слои залегают круче, чем в ядрах синклиналей.

Теоретически принимается, что конвективные ячейки размещаются в плане по гексагональной и тетрагональной системам симметрии, что приводит к кулисообразному размещению складок [Вихерт, 1981]. В экспериментах на однородных веществах эти системы иногда проявляются. В неоднородных по составу и структуре природных слоистых комплексах складки располагаются по полигональным геометрически неправильным сеткам, но кулисообразное размещение природных складок прямо соответствует гипотезе конвекции.

Одна и та же ячеистая структура на разных гипсометрических (горизонтальных) срезах выглядит различно, и тип ячеек на различных уровнях не всегда может быть определенно установлен. Примером может служить структура Прикаспийской синеклизы. На глубоких уровнях, со снятым покровом неоген-четвертичных отложений,

отчетливо проступает ячеистая структура первого типа — синклинали (погружение вещества в центре ячей), оконтуренные соляными валами-антиклиналями по периферии, где вещество нижнего слоя всплывает. В узлах ячей размещаются соляные штоки, купола, поднимающиеся до дневной поверхности. В приповерхностной зоне валообразные поднятия, оконтуривающие ячеи, уже не проявляются. Здесь соляные купола находятся на фоне субгоризонтально залегающих более молодых осадочных толщ, и структура в плане приобретает вид, свойственный ячеям второго типа. В этих особенностях конвективных дислокаций проступает кардинальное свойство их морфологии — отсутствие подобия, дисгармония как в горизонтальных, так и в вертикальных сечениях.

В последних случаях ячеи первого типа характеризуются тенденцией к образованию гребневидных антиклиналей, ячеи второго типа — веерообразных. При этом структура и в разрезах по вертикали не оказывается подобной: одна и та же антиклиналь или синклинали не подобна себе по разным слоям, и соседние антиклинали и синклинали не подобны друг другу по одному и тому же слою [Вихерт, 1981]. На поздних стадиях деформации образуются грибовидные в поперечном сечении формы. Природная аналогия — наклоны осевых поверхностей складок в обе стороны от осевых зон антиклинориев.

Как это следует из наблюдений над тепловой конвекцией, направление движения вещества в ячеях — всплывание или погружение по периферии и обратное перемещение по центру ячей — определяется вязкостью конвектирующих слоев. Экспериментально при нетепловой конвекции отмечено и влияние их мощности [Сычева-Михайлова, 1975]. Однако к настоящему времени этот вопрос применительно к нетепловой конвекции определенно не решен.

Опытным путем обнаружена и другая закономерность конвективных деформаций — зависимость их размеров от мощности нижнего более легкого и в лабораторных условиях обычно более вязкого из двух слоев, а именно: чем больше мощность этого слоя, тем крупнее конвективные ячеи и сопровождающие их складчатые формы. Это согласуется с теоретическими разработками С.А. Ушакова [1974]. Аналогично ведут себя и природные дислокации — в более мощных и более вязких (грубослоистых) толщах возникают и более крутые складки. Полевые наблюдения автора на Юго-Восточном Кавказе позволяют оценить предельные по ширине размеры природных конвективных ячей: минимальные около 500 м, максимальные примерно 50 км. В этих же пределах варьируют размеры соляных куполов. Наряду с предельными значениями представляют не меньший интерес доминирующие в каждом регионе или в его части поперечные размеры ячей, которые определяются длиной наиболее быстро растущих волн на поверхности инверсионного плотностного раздела. Так, в рифейской толще Таласского хребта, по оценкам автора, преобладают ячеи шириной 3–4 км.

Экспериментально установлена еще одна особенность конвективных дислокаций — их зависимость от краевых условий, т.е. формы приборов. При плоском дне дислокации по форме и размещению в плане приспособляются к конфигурации стенок прибора — в квадратном приборе возникают квадратные ячеи, в прямоугольном — прямоугольные, в круглом — округлые. Аналогичные соотношения наблюдаются в природе: в центре синеклиз приблизительно изометричные антиклинали размещаются по полигональным сеткам; по периферии синеклиз и на периферии геосинклинальных зон образуются брахиформы в виде цепочек и кулис; в линейно вытянутых геосинклиналях возникают линейные складки.

Когда дно приборов не плоское, конвективные дислокации обнаруживают зависимость от структуры основания. Так, при создании линейных выступов и впадин в дне приборов, располагающихся в виде клавиш и ступеней, было подмечено, что в перекрывающей конвектирующей двухслойной среде возникают линейные, но не изометричные формы. Было установлено, что наиболее отчетливо структура дна прибора влияет на конвективные дислокации в тех случаях, когда: а) ширина выступов и впадин соизмерима с исходной шириной ячей, возникающих на плоском дне; б) мощность

нижнего из двух слоев соизмерима с высотой выступов и впадин; в) выступы и впадины ориентированы продольно относительно стенок прибора. Во всех случаях конвекция шла активнее над впадинами дна прибора, где была больше мощность нижнего слоя. Здесь возникали преимущественно синклинали на поверхности раздела слоев, а над перегибами дна — антиклинальные валы. Но были и иные соотношения — цепочки куполов и синклиналей над впадинами дна прибора.

Эти эксперименты показывают, что конвективная структура ведет себя автономно относительно поверхности фундамента: при известной зависимости от конфигурации поверхности фундамента она проявляет и определенную долю самостоятельности. Здесь, как и прежде, прослеживаются аналогии с природой — природная складчатость более интенсивна там, где больше мощность отложений; продольные перегибы фундамента проступают более отчетливо, чем поперечные; над перегибами часто возникают антиклинали, которые называются краевыми или шовными.

Приведенные выше материалы показывают, что гипотеза гравитационной конвекции в приложении к складкообразованию заслуживает пристального интереса тектонистов, дальнейшей разработки и проверки на соответствие природе.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Вихерт А.В.* О конвективной складчатости и ее отличии от складчатости внешнего сжатия. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 12, с. 3–9.
- Дмитриева Б.И.* Об одном количественном методе анализа характера вертикальных (колебательных) движений. — Геотектоника, 1980, № 5, с. 119–129.
- Сычева-Михайлова А.М.* Механизм тектонических процессов в условиях инверсии плотностей горных пород. М.: Недра, 1973. 210 с.
- Ушаков С.А.* Строение и развитие Земли. — В кн.: Итоги науки и техники. Физика Земли. М.: ВИНТИ, 1974, т. 1, с. 131–139.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981, с. 380–395.

УДК 551.24.035 + 550.348.64 + 550.8

*П.М. Бондаренко, И.В. Луцицкий*

### СДВИГИ И ЗОНЫ СКАЛЫВАНИЯ В ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОЛЯХ НАПРЯЖЕНИЙ

Разрушение горных пород при скалывании с образованием трещин скола, полос и поясов течения является основной формой реализации тангенциальных напряжений, возникающих при сдвиговых смещениях блоков земной коры. Сдвиги в неоднородных по деформационным свойствам средах приводят к реализации не только касательных, но и нормальных напряжений, в результате чего образуются характерные парагенетические ассоциации различных структурных форм. На стадиях хрупко-пластического разрушения возникают в основном эшелонированные системы отрывов и сколов. В более широком интервале упругих и пластических свойств слоистых пород образуются складки изгиба, сжатия и скалывания. Многие формы вязко-пластического течения горных пород — кливаж, рассланцевание, линейность, микролитонизация в зонах смятия [Ситтер, 1962; Паталаха, 1981] — также представляют результаты скалывающих деформаций при сдвигании в условиях всестороннего сжатия. Широкое распространение в природе дислокаций, связанных со сдвиговыми смещениями по разломам, позволяет считать их одним из ведущих механизмов структурообразования в земной коре.

Строение и механизм образования сдвиговых зон обстоятельно изучены многими исследователями на основе как полевого картирования природных объектов этого типа [Суворов, 1961, 1973; Буртман и др., 1963; Уткин, 1980], так и теоретических исследований [Муди, Хилл, 1969; Плотников, 1981; Шерман, 1981; Anderson, 1951],

а также экспериментального изучения моделей сдвигов [Гептнер, 1970; Гзовский, 1975; Стоянов, 1977; Осокина, Цветкова, 1979; Борняков 1980; Kloos, 1936]. Тем не менее специфика проявления сдвиговых зон в виде различных дислокационных форм, их значение для познания структурной эволюции земной коры и закономерностей размещения полезных ископаемых требуют уточнения прежних представлений о механизме образования таких зон и связанных с ними деформационных структур. Разнообразные системы дислокаций, выявляемые в зонах сочленения океанов и континентов, в складчатых и вулканических поясах, в зонах динамометаморфизма рассматриваются часто как области проявления сдвиговых смещений регионального или глобального масштаба [Беньоф, 1966; Белый, 1978].

Крупные сдвиговые зоны, сопровождающие глубинные разломы, характеризуются в общем однотипными дислокационными парагенезисами, отражающими выдержанность поля напряжений на всем их протяжении. Примеры таких зон широко представлены в литературе: сдвиг Сан-Андреас [Лукьянов, 1963], Галасо-Ферганский сдвиг [Суворов, 1973], Срединно-Курильский разлом [Стрельцов, 1970], Бирюзовый разлом [Парфенов, Кондратов, 1966], Восточно-Саянский разлом [Берзин, 1967], Лисийская зона в Болгарии [Стоянов, 1977] и др. Однако положение крупных зон в системе внешних сил, определяющих механизм их образования, изучено еще мало.

В то же время вторичные зоны сдвиговых нарушений, размещааясь в пределах конкретных тектонических структур, в том числе и в более крупных зонах в качестве составных их частей, охватываются общим полем напряжений, свойственным данным структурам. В этом случае система внешних сил, участвующих в механизме образования таких зон, представлена полнее. Это открывает возможность выявить в структурном парагенезисе сдвиговых зон, исследуемых при заданных в моделях динамических условиях, новые элементы, отражающие взаимодействие механизма сдвигания с другими видами нагружения (сжатие, растяжение, изгиб, гравитационные и инерционные силы и т.п.), и применить новые данные к исследованию разноранговых дислокаций этого типа в природе.

В этой статье вопросы о положении сдвигов и зон скалывания в полях напряжений, возникающих в геологических структурах, рассмотрены в основном по результатам проведенного нами моделирования этих структур на оптически активных материалах.

В процессе этих работ основное внимание было сосредоточено на изучении зон скалывания, проявляющихся при образовании двух типов структур — сдвигов и флексур. Оба типа относятся к числу широко распространенных геологических объектов, образующихся в различных геодинамических условиях и определяющих положение в пространстве и взаимную ориентировку нормальных и касательных напряжений. Как известно, в таких структурах в зависимости от распределения этих напряжений располагаются магматические образования и рудные тела, следуя в основном зонам растяжения, определить которые можно только на основании точного знания особенностей строения полей напряжения в естественных условиях. Однако получить более или менее полное представление о полях напряжения, формирующихся в геологических структурах, умозрительными построениями, чем обычно широко пользуются геологи в практике своих исследований, невозможно, так как подобные построения, как показывает опыт, нередко приводят к грубым ошибкам. Расчеты же полей напряжения, даже в случае относительно простых геологических структур, оказываются очень сложными и иной раз дают неоднозначные результаты. В этих условиях наиболее надежный способ определения полей напряжения в геологических структурах представляет экспериментальное изучение типовых объектов путем моделирования, основанного на использовании поляризационно-оптического метода. Этот метод давно уже, по крайней мере с конца прошлого столетия, получил широкое применение в технике, где точность его апробирована достаточно строго, а начиная с середины текущего столетия с успехом был привлечен к решению ряда геологических задач. В развитие ранее начатого исследования закономерностей распределения напряжений в геологических структурах поляри-

зационно-оптическим методом [Гзовский, 1959, 1960, 1963, 1975; Осокина, 1963; Бондаренко, Лучицкий, 1969; Лучицкий, Бондаренко, 1974] были проведены эксперименты по моделированию напряжений для сдвигов и кольцевых структур, при изучении которых были получены новые данные о механизме их образования.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЯ В СДВИГОВЫХ ЗОНАХ

Сдвиги принадлежат к ряду деформаций, возникающих в упруго-вязких телах под влиянием касательных напряжений. В геологических исследованиях говоря о сдвигах, обычно имеют в виду горизонтальные или почти горизонтальные перемещения блоков вдоль сместителя, поверхность которого располагается преимущественно, но не обязательно вертикально. Между тем такое толкование может быть оправдано только в приложении к региональным структурам, подобным разломам Сан-Андреас в Калифорнии или Альпийскому в Новой Зеландии, а также ко всей так называемой регматической системе крупных разломов Земли. Наибольшие скальвающие напряжения, обуславливающие, как предполагается в общих геологических концепциях о деформациях, образование таких разломов, могут возникнуть в пределах блоков земной коры и среди слагающих эти блоки пород в условиях различной их пространственной ориентировки; к тому же размеры самих блоков могут варьировать в широких пределах. Поэтому сдвиги, наблюдаемые в обширном диапазоне разнообразных геологических структур, в частности внутри рудных полей отдельных месторождений, а также в малых структурных формах, не обязательно располагаются таким образом, что перемещение блоков вдоль сместителя происходит горизонтально.

С позиций оценки механизма образования сдвиги относятся к структурам, возникающим вследствие перемещения различного размера блоков земной коры или отдельных элементов их строения, сложенных горными породами, вдоль зоны наибольших касательных напряжений, или, иначе говоря, вдоль зоны скальвания.

Сдвиги относятся к распространенному типу геологических структур, роль которых в формировании месторождений полезных ископаемых весьма существенна. По сдвигам осуществляются более или менее значительные смещения отдельных частей рудных и нерудных залежей в сложно построенных тектонических областях, вследствие чего знание закономерностей образования и пространственного размещения сдвиговых зон существенно важно не только для практики поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, но и для их эксплуатации. С учетом приведенных выше данных о природе сдвигов их изучение проводилось путем моделирования соответствующих перемещений блоков на основании использования оптически активных материалов, позволяющих визуально определить в заданных условиях пространственное размещение в модели системы нормальных и касательных напряжений. В процессе экспериментов были рассмотрены случаи предварительного напряжения материала модели; испытаны разные по механическим свойствам вязко-упругие (эпоксидные смолы, оргстекло при температуре 60°С) и упругие (желатино-глицериновый студень) материалы; определено влияние длительности приложения сдвигающих и боковых усилий на особенности строения сдвиговой зоны; изучались соотношения сдвиговых деформаций с изгибом.

В итоге получены строгие изображения траекторий нормальных и касательных напряжений, что дает возможность выявить в поле напряжений систему взаимно пересекающихся трещин скальвания и трещин растяжения и наглядно представить динамическую природу их взаимоотношений. Появление трещин растяжения при сдвиге не является, как показывают эксперименты, следствием волочения краевых зон блоков вдоль поверхности сместителя, а обусловлено образованием под действием пары сил соответствующего поля напряжений, определяющего и размещение трещин, и направление главного сместителя еще до разобщения нагруженного объема на блоки. Если сдвиг сопровождается изгибанием блоков или сами эти блоки подвергаются сжатию (рис. 1, а), поля напряжений существенно меняются. В зоне сочленения смежных

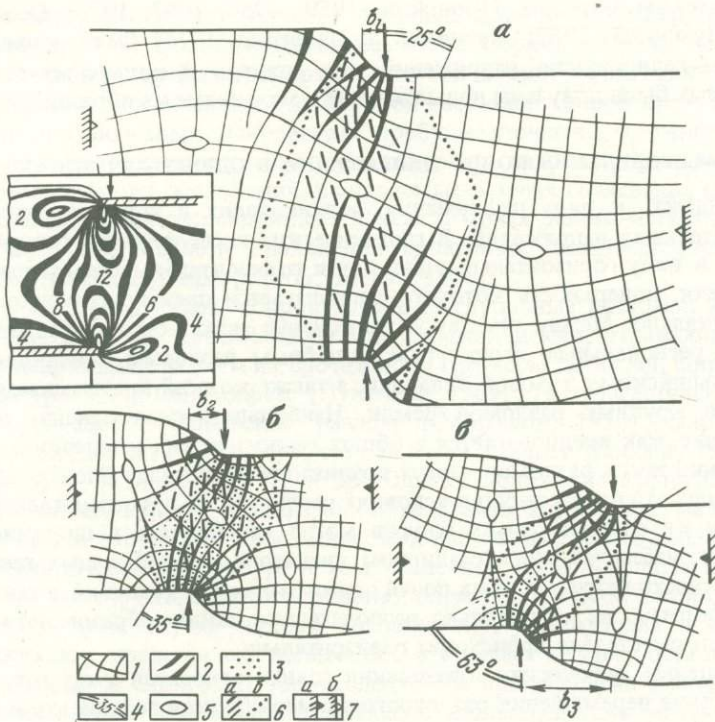


Рис. 1. Положение зоны скалывания в модели сдвига, образующегося в результате несоосного приложения встречных сосредоточенных сил

*a* — сдвиг-срез при малой ширине зоны сдвига без бокового сжатия; *б, в* — комбинация сдвига с изгибом при увеличении ширины зоны сдвига с участием бокового сжатия,

1 — траектории нормальных напряжений; 2 — положение возможных трещин растяжения; 3 — область концентрации наибольших скалывающих напряжений, обусловленных парой сил (зона скалывания); 4 — углы между осевой зоной области сдвига и направлением действующих усилий при различной ширине зоны сдвига ( $b_{1-3}$ ); 5 — положение осей эллипсоида напряжений; 6 — направление трещин скалывания (*a*) и границы зон скалывания (*б*); 7 — боковое сжатие (*a*) и неподвижная боковая поддержка (*б*). На врезке — картина изохром и их порядок для случая *a*

элементов испытываемой пластины, деформируемой парой сил, оказывается возможным выделить сигмоидально изогнутую область концентрации наибольших деформаций, в пределах которой сосредоточивается система трещин растяжения. В сочетании с действием пары сил это способствует созданию обстановки, благоприятствующей образованию разрыва, следующего направлению возникающей зоны. Таким образом, типичные для сдвигов сигмоидальные изгибы сколовых трещин не являются следствием поворота этих трещин под влиянием позднейших пластических деформаций, как считают обычно, а определяются первичной структурой поля напряжения.

Положение области наибольших деформаций, как показали эксперименты, существенно зависит от величины усилий, прилагаемых вдоль испытываемой пластины, а также от расстояния между точками приложения пары сил. При увеличении расстояния между ними область наибольших деформаций приобретает больший наклон по отношению к направлению действующей пары сил (см. рис. 1, *б*), при увеличении боковых усилий сама эта область резко сужается (см. рис. 1, *в*). Внутренняя структура области наибольших деформаций, ограниченной нейтральными линиями, представляет достаточно сложную картину взаимного пересечения траекторий нормальных и касательных напряжений, ясно показывающую общее направление возможных сколовых перемещений и расположение трещин растяжения.

Дополнительные сведения о распределении нормальных напряжений и зон скалыва-

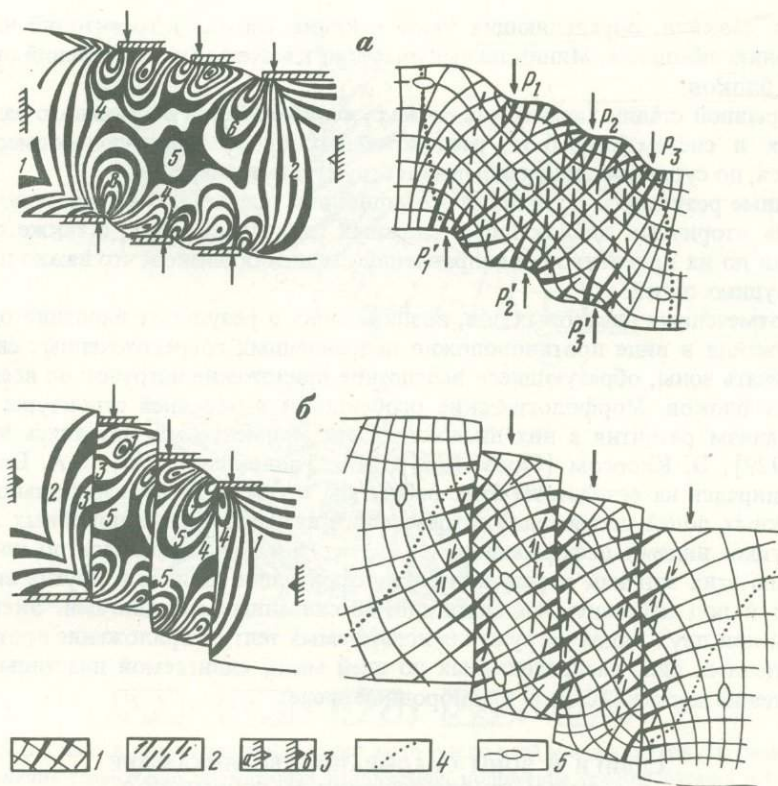


Рис. 2. Зоны скалывания в модели ступенчатого сдвига

Поля напряжений: *a* — до образования разрывов, *б* — после перемещения блоков по заданным разрывам. Слева — картины изохром, их порядок и схемы нагружения; справа — распределение нормальных и касательных напряжений.

1 — траектории нормальных напряжений и возможные трещины растяжения; 2 — направление сколовых трещин; 3 — модель закреплена с боков (*a*), к модели приложено боковое сжатие (*б*); 4 — границы сдвиговой зоны; 5 — положение осей эллипсоида напряжений

ния, возникающих в процессе сдвигания, получены при моделировании ступенчатых сдвиговых зон в предразрывную стадию и с перемещением блоков по заданным разрывам.

Модель ступенчатого сдвига в первой стадии создавалась путем последовательного нагружения сплошной упругой пластины тремя парами сосредоточенных сил (рис. 2, *a*). Распределение напряжений на участках взаимодействия каждой из этих пар позволяет прогнозировать развитие соответственно трех зон скалывания, ориентированных поперечно к границам деформируемой пластины. Взаимодействие каждой из сил с противоположащими отражает последовательное изменение структуры поля напряжений и ориентации зон скалывания в зависимости от разности точек приложения сил ( $P_1^1 - P_1$ ;  $P_1^1 - P_2$  и т.д.) вплоть до образования результирующего поля и общей зоны скалывания, отвечающих приложению сил в крайних точках ( $P_1^1 - P_3$ ). Это поле занимает основную часть модели, отчетливо выражено в размещении изохром и характеризуется выдержанной ориентировкой траекторий нормальных ( $40-45^\circ$  к направлению сил) и касательных ( $0-10^\circ$ ) напряжений.

В разрывную стадию ступенчатого сдвига при перемещении блоков вдоль поперечных зон скалывания структура поля напряжений в общих чертах подобна предыдущей. Однако по характеру размещения изоклин и изохром в этом случае отчетливо различаются обособленные поля напряжений для каждого блока, ограниченные плоскостями сместителя (см. рис. 2, *б*). Вблизи последних отмечаются максимальные значения

параметров изоклин, определяющих углы наклона (до  $60^\circ$ ) траекторий напряжений к направлению смещения. Минимальные значения касательных напряжений приурочены к середине блоков.

Для разрывной стадии характерно также сужение областей возможного развития зон скалывания и систем разрывов, расположенных вдоль действующих сместителей и являющихся, по существу, приразломными структурами оперения.

Полученные результаты дополняют традиционные представления о закономерностях размещения вторичных дислокаций в сложных сдвиговых зонах, а также о способах определения по их ориентировке направления смещения блоков, что важно при анализе структур рудных полей.

Кроме отмеченных сдвиговых зон, возникающих в результате вариаций одного способа нагружения в виде противоположно направленных сосредоточенных сил, необходимо различать зоны, образующиеся вследствие приложения нагрузок по всему объему сдвигаемых блоков. Морфологические особенности внутренней структуры подобных зон и механизм развития в них дислокаций экспериментально изучались М. Риделем [Riedel, 1929], Э. Клоосом [Cloos, 1955], М.В. Гзовским [1975], С.А. Борняковым [1980]. Опираясь на результаты этих работ, мы провели экспериментальное исследование сложных полей напряжений, отражающих взаимодействие подобных сдвиговых зон с другими видами деформационных структур и развивающихся по ширине и по простиранию этих зон как в результате трансформации сдвигов в другие виды дислокаций, так и под действием внешних сил, не связанных со сдвигами. Эксперименты выполнены при двух видах нагружения испытываемых тел: 1) приложение противоположно направленных сил, распределенных по всей массе сдвигаемой пластины; 2) сдвиговое смещение жестких блоков в однородной среде.

#### СДВИГИ И ЗОНЫ СКАЛЫВАНИЯ, ВОЗНИКАЮЩИЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПРИЛОЖЕНИЯ МАССОВЫХ СИЛ

В первом случае сдвиговая деформация ненапряженной упругой пластины задана горизонтальным смещением частей ее основания в противоположных направлениях (рис. 3). В поле напряжений образовавшегося таким путем пологого флексурного изгиба, в центральной его части, выделяется сдвиговая зона, по сторонам которой размещены две зоны изгиба, имеющие зеркально симметричную структуру поля напряжений относительно оси сдвига. Центры противоположных изгибающих моментов, реализующих сдвиг в заданном направлении, выражены изотропными точками  $A$  и  $B$ , в которых все напряжения ( $\sigma_1, \sigma_3, \tau$ ) равны нулю. Проходящие через эти точки и точки  $B, \Gamma$  на контурах нейтральные участки сжатия и растяжения располагаются таким образом, что вся зона сдвига и примыкающие к ней части выпуклых изгибов модели представляют собой область растяжения, ось которой ориентирована диагонально к направлению сдвига. При этом максимальные значения касательных напряжений, отвечающие наивысшему порядку изохром в точке их зарождения ( $D$ ), приурочены к центру зоны сдвига, а не к ее краям в случае сдвигания под действием сосредоточенных сил (см. рис. 1). Выявленное распределение динамических зон указывает на то, что сдвигающие усилия ( $P + P_1$ ) трансформируются в растягивающие, вследствие чего основным видом дислокаций, разрешающих сдвиговые напряжения, в этом случае являются трещины отрыва, типичные для многих сдвиговых зон в природе. Эшелоны таких трещин, следующие вдоль сдвиговой зоны, смыкаясь с трещинами растяжения, возникающими при изгибе, составят общую для данной структуры систему.

Образование зоны скалывания при общем растяжении возможно в том случае, когда сопротивление деформирующего материала сдвигу ( $P_\tau$ ) меньше его прочности на разрыв ( $P_\sigma$ ), что выполнимо лишь для вязко-пластичных материалов. Развитие скалывающих дислокаций в более жестких и упруго-хрупких породах может происходить при условии возрастания величины касательных напряжений  $\tau_{\max}$  с одновременным увеличением прочности материала на разрыв ( $P_\sigma$ ). С учетом прямой зависимости проч-

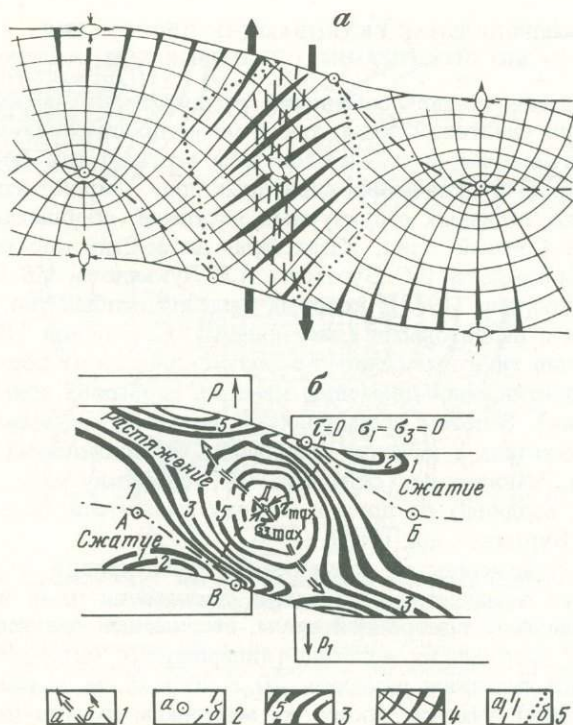


Рис. 3. Сдвиг в результате приложения нагрузки по всей массе упругой пластины

$a$  – распределение траекторий нормальных напряжений, положение трещин отрыва и направление трещин скалывания;  $b$  – схема нагружения, размещение динамических зон по картине изохром и изотропным точкам.

1 – оси растяжения ( $a$ ) и сжатия ( $b$ ); 2 – изотропные точки ( $a$ ) и нейтральные линии ( $b$ ); 3 – изохромы (изолинии  $\tau_{max}$ ) и их порядок; 4 – траектории нормальных напряжений и возможные трещины растяжения (утолщенные линии); 5 – направление сколовых трещин ( $a$ ) и границы сдвиговой зоны ( $b$ ). Объяснение букв – в тексте

ности на разрыв ( $P_{\sigma}$ ) от возрастания всестороннего сжатия [Гзовский, 1975] требуемые условия могут быть достигнуты приложением к модели внешнего бокового давления вплоть до выравнивания по величине напряжений сжатия ( $\sigma_1$ ) и растяжения ( $-\sigma_3$ ), когда наступает состояние, близкое к чистому или простому сдвигу ( $\sigma_1 = -\sigma_3 = \tau_{xy}$ ), независимо от природы материала [Надаи, 1969]. Эти соотношения между величинами сдвигающих сил, вызывающих растяжение, и силами бокового давления необходимо учитывать не только для выяснения механизма и очередности образования структурных форм в сдвиговых зонах, но также при обосновании выбора эквивалентных материалов, моделирующих развитие сколовых дислокаций в рассматриваемом виде сдвиговых зон.

Во всяком случае очевидно, что применение для этих целей только высокопластичных глин [Стоянов, 1977, Борняков, 1980] в соответствии с масштабными коэффициентами вязкости модели и пород отражает лишь частный случай изучаемого процесса, а не общие его закономерности. Поэтому для выполнения условий динамического подобию необходимо применение эквивалентных материалов в более широком диапазоне прочностных свойств и соотношений сдвиговых усилий и бокового давления.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СКАЛЫВАЮЩИХ ДИСЛОКАЦИЙ ПО ПРОСТИРАНИЮ СДВИГОВЫХ ЗОН

Во втором случае изучены общие особенности распределения напряжений и динамических зон как внутри сдвиговой зоны, так и по ее простиранию в фронтальных и тыловых частях сдвигающихся масс. Парагенезисы структурных форм, отражающих горизонтальные движения в окончаниях сдвиговых зон, широко известны по геологическим данным. Ряд типичных структурных рисунков, обобщающих характерные черты сдвиговых зон Средней Азии, Казахстана, Алтае-Саянской области и других районов, представлены в работах В.С. Буртмана, А.В. Лукьянова, А.В. Пейве, С.В. Руженцева [1963], А.И. Суворова [1973], который выделил особый тип торцового сопряжения сдвиговых зон с надвиговыми (динамопары). С. Стоянов [1977] на моделях из влажных глин изучил типичные сочетания дислокаций разных порядков, возникающие в результате сопротивления движению крыльев сдвиговой зоны у ее окончания ("лобовые" нарушения). В целом общепринятым является представление о развитии вдоль сдвигового сместителя в качестве оперяющих его дислокаций структур сжатия (области скупивания, надвигания, складчатости), соседствующих со структурами растяжения (отрывы, впадины) по другую сторону сместителя, подобно схеме, представленной на рис. 4 [Буртман и др., 1963].

Для выяснения закономерностей размещения, ориентировки и характера сопряжения таких структур с магистральной зоной скалывания нами исследовано поле напряжения, возникающее в однородной среде, вмещающей сдвигаемые блоки (см. рис. 4, а, б). Модель состояла из желатино-глицеринового материала (концентрация 12%), отлитого в виде пластины размером 20 × 30 × 2 см, в которую вплавлены более плотные (18–20%) участки такого же материала, имитирующие движущиеся блоки.

По данным эксперимента наибольшие касательные напряжения, соответствующие 10–12-му порядку изохром, концентрируются, как и в предыдущей модели (см. рис. 3), в центральной части сдвиговой зоны между блоками (зона скалывания). Средние величины (7–8) отмечены во фронтальных частях блоков (зона сжатия) и минимальные (3–4) — в тыльных частях блоков (зона растяжения).

Траектории нормальных напряжений образуют сопряженные концентрически-радиальные и спиралевидные системы, пересекающие направление сдвига под углом 45° и трассирующие продолжение зоны скалывания за пределы междублочной полосы.

Следует отметить, что выявленная структура поля напряжений возникает при минимальном смещении блоков (5–10%) и существенным образом не изменяется с увеличением амплитуды сдвига. Установленный механизм сопряжения структур сжатия и растяжения по оси сдвиговой зоны подтверждает принципиальную правильность отмеченной ранее общей схемы, дополняя ее в том, что большая часть дислокаций в зонах сжатия и растяжения формируется как прямое отражение движения блоков (крыльев сдвига), а не развивается как структуры оперения главного сместителя сдвига. Последние, по-видимому, выполняют в данном случае роль соединительного звена между зоной скалывания и дислокациями в зонах сжатия или растяжения. Это подтверждается известными по геологическим [Суворов, 1973] и экспериментальным [Стоянов, 1977] данным примерами преимущественной ориентировки вторичных надвиговых зон не диагонально, а поперечно к направлению главных сдвигов.

Следует подчеркнуть, что в рассмотренных моделях показано распределение напряжений в окрестностях сдвиговой зоны и общие тенденции развития потенциальных дислокаций в региональном плане. Несомненно, что образование отдельных разрывов и сколов вызывает перераспределение напряжений внутри общего поля вплоть до его полной релаксации при образовании крупных нарушений, соизмеримых с этим полем. При этом в участках концентрации напряжений, на концах крупных разрывов, в опре-

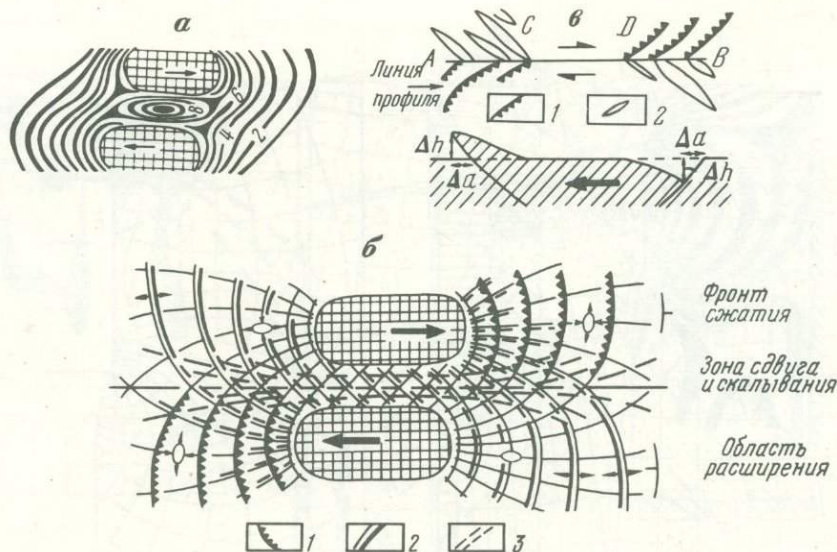


Рис. 4. Размещение динамических зон при сдвиговом смещении блоков в однородной оптически активной упругой пластине. Эксперимент  
*a* — картина изохром и их порядок; *б* — распределение напряжений, прогноз развития структур сжатия (1) и структур растяжения (2), кулисообразных сколов в зоне скалывания (3); *в* — принципиальная схема расположения структур сжатия и растяжения у концов сдвига (план, разрез) [Буртман и др., 1963]; 1 — структуры сжатия; 2 — структуры растяжения

деленных динамических условиях возникают вторичные дислокации, которые образуют сложно разветвленные пучки трещин, интересные как возможные рудоконтролирующие структуры.

Однако влияние участков концентрации напряжений у окончаний разрывов на размещение и ориентировку самих разрывов в общем поле напряжений, по-видимому, не является решающим. Размеры таких участков по сравнению с длиной разрывов невелики, а их развитие возможно только при наличии регионального поля напряжений, определяющего направление и размеры этих разрывов вместе с сопровождающими их участками концентрации напряжений на их концах. По всей вероятности, эти участки отражают способ разрушения (вспарывания) материала и развития растущего нарушения отрыва или скола в направлении, предопределенном региональным полем напряжения. Это следует из многих теоретических и экспериментальных работ по изучению механизма дислокаций применительно к анализу инженерных и физических проблем деформации и разрушения [Гзовский, 1975; Осокица, Цветкова, 1979; Дабовски, Стоянов, 1981; Anderson, 1951; Chinnery, 1963; и др.]. В этой связи принципиально важной является постановка дальнейшего исследования развития разрывов не только в локальной системе сил, непосредственно их вызывающих, но и во взаимодействии этих сил с длительно действующими региональными полями напряжений, возникающими при формировании крупных тектонических структур.

#### РАЗВИТИЕ ЗОН СКАЛЫВАНИЯ НА ГРАНИЦАХ НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

Структурные проявления динамического взаимодействия разнородных по механическим свойствам сред весьма разнообразны и в общем определяются характером нагружения контактной области и соответствующим распределением в ней напряжений и дислокаций. С образованием разлома, разделяющего среды, такие дислокации составляют известные структурные парагенезисы, отвечающие для однородных сред типу главного разлома — сдвиговые, сбросовые и т.п. Однако длительные разнонаправлен-

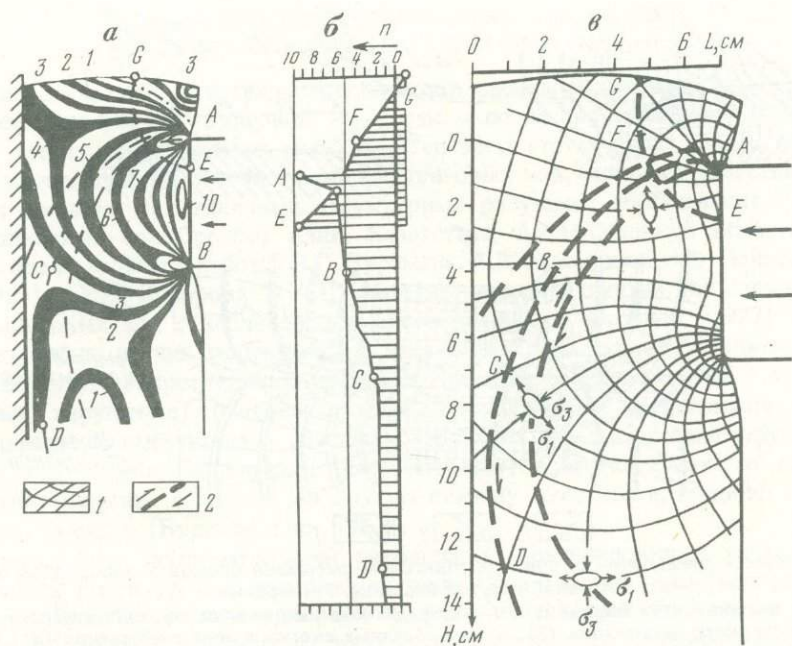


Рис. 5. Образование наклонной дугообразной зоны скалывания и ориентация в ней главных нормальных напряжений при сжатии вертикальной пластины упругого материала (желатин) жестким слоем (плексиглас) в горизонтальном направлении

*a* — картина изохром, их порядок и схема нагружения; *б* — относительная величина касательных напряжений вдоль погружающихся (ABCD) и восстающих (EFD) траекторий, определяемая по порядку изохром; *в* — распределение нормальных напряжений (1), траектории касательных напряжений (2)

ные движения по разломам в неоднородных средах, как показывают эксперименты, вызывают в отдельных случаях концентрацию напряжений на обширных участках ответвляющихся за пределы приразломных зон, что может явиться одной из причин изменения направления основного разлома или появления нового.

В качестве примера можно привести результаты двух опытов, иллюстрирующих образование протяженных наклонных сколов в области контакта двух блоков по вертикальным разломам в условиях горизонтального сжатия. Эксперименты проведены с целью выяснения условий образования крупных наклонных зон скалывания поддвигового типа на контактах разнородных геологических сегментов земной коры. В первом случае рассмотрено распределение напряжений при нагружении блока из упругого материала вдавливанием в него жесткого штампа вдоль вертикальной границы (рис. 5), что отождествляется с действием резко выделяющегося по прочности слоя в смежном блоке.

В результате выявлено, что выделенный пучок траекторий скалывания, начинающийся от верхнего выступа слоя, удаляясь на расстояние, превышающее мощность слоя, изменяет угол наклона от 15 до 60–80° на уровне нижнего выступа этого слоя. Соответственно вдоль зоны скалывания изменяется ориентировка групповых нормальных напряжений с глубиной  $H$  при ширине модели  $L$ . При этом величина касательных напряжений, определяемая по порядку изохром, остается значительной (3–6  $n$ ) до уровня нижней границы жесткого слоя. В масштабе модели 1 : 5 · 10<sup>6</sup> это соответствует отметке 100–150 км, ниже которой величина касательных напряжений  $\tau_{\max}$ , постепенно снижаясь, становится вдвое меньше первоначальной (2  $n$ ). Следует отметить, что при иных способах нагружения модели в принципе возможно сохранение высоких значений

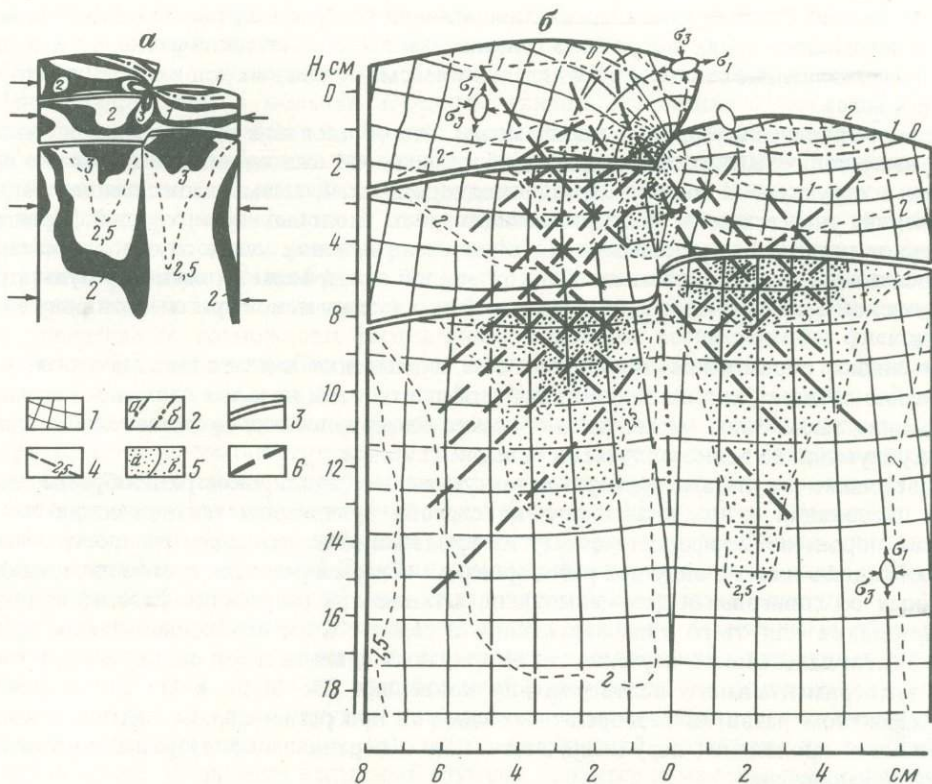


Рис. 6. Развитие приконтактной зоны скалывания на глубину и в очагах концентрации касательных напряжений, возникающих при сжатии слоистых блоков с несовпадающими по высоте границами раздела слоев. Плотность последних увеличивается с глубиной в соответствии с увеличением содержания (10%–18%) оптически активного материала (желатин) в модели. Эксперимент на упругом материале

*a* – картина изохром, их порядок и схема нагружения; *б* – распределение напряжений.

1 – траектории нормальных напряжений; 2 – нейтральные линии (раздел зон сжатия и растяжения) (*a*) и граница вертикального раздела блоков (*б*); 3 – границы между слоями различной плотности; 4 – изолинии  $\tau_{\max}$  и их величина по порядку изохром; 5 – участки высокой (*a*) и средней (*б*) концентрации напряжений; 6 – ориентация и протяженность возможных трещин скалывания

напряжений в еще более удаленных участках, особенно при наличии дополнительных источников давления или неоднородностей, концентрирующих напряжения.

Во втором эксперименте рассмотрены условия возникновения локальных очагов концентрации и изменения ориентировки напряжений вдоль границ слоев и на их изгибах при сжатии блоков, сложенных слоями различной плотности, стыкующимися на разных уровнях вдоль вертикальной границы (рис. 6). При этом характерно, что очаги максимального изменения ориентировки и величины напряжений, устанавливаемые по параметру изоклин и изохром модели, размещаются по обе стороны вертикальной границы между блоками и приурочены к изгибам каждой из границ раздела слоев, а также связаны со сдвиговыми напряжениями вдоль них.

Таким образом, создается ярусная структура поля напряжений с преимущественным развитием сколов в нескольких очагах концентрации напряжений. В левом трехслойном блоке выделяются два таких очага, причем нижний из них, начинаясь от подошвы второго слоя, достигает глубины, равной двойной его мощности. В правом двухслойном блоке выделяется один очаг переориентировки и концентрации напряжений, который, распространяясь книзу от границы раздела, отвечающей подошве литосферы мощностью 80–100 км, достигает глубины 200–250 км в масштабе модели.

С подобными очагами концентрации напряжений на границах раздела литосферных слоев в переходных зонах могут быть связаны участки сейсмической активности, в том числе представляющие ответвления от главных сейсмофокальных зон в обратную сторону (о-в Хонсю).

В целом приведенные примеры показывают, что образование наклонных зон скалывания, выходящих далеко за пределы межблоковых зон сжатия, вполне возможно при наличии в структуре и составе блоков неоднородностей, вызывающих концентрацию напряжений, энергетически поддерживающих рост сколовых поверхностей. Преимущественное развитие зон скалывания в одном направлении, как в случае сопряжения континентального и океанического блоков земной коры, может являться результатом динамической асимметрии, создаваемой дрейфом океанической плиты в сторону континента.

Как видно, образование наклонной зоны скалывания надвиго-поддвигового типа несомненно создает условия поддвигания этой плиты; тем не менее первичный процесс образования такой зоны может быть объяснен без привлечения представлений о механизме субдукции, во всяком случае на большие глубины.

Приведенные результаты экспериментов указывают на широкое разнообразие сдвиговых дислокаций и зон скалывания по способу приложения тектонических сил к объемам пород, по морфологическому их проявлению и площадям распространения. Это необходимо иметь в виду при районировании областей развития систем дислокаций, связанных со сдвиговыми перемещениями, а также при разработке классификационных признаков для этого типа нарушений. В связи с этим необходима также постановка задачи дальнейшего изучения горизонтальных сдвигов и зон скалывания, в частности экспериментального подтверждения концепции Дж. Муди и М. Хилла [1960] о перманентном развитии разноранговых сдвигов при региональном сжатии, а также особенностей проявления нарушений этого типа в вертикальных разрезах тектонических полей напряжений.

Сравнение экспериментальных данных с геологическими материалами позволяет полагать, что в природе рассмотренные типы сдвигов, по-видимому, проявляются как независимо, так и в сочетании друг с другом. Такая ситуация характера для вертикально расположенных зон скалывания сбросового типа, где аналогом объемного нагружения опускаемых крыльев является сила тяготения, а роль сосредоточенных нагрузок выполняют жесткие глубинные массы, препятствующие погружению масс. Типичные примеры подобных сочетаний приведены ниже при рассмотрении надразломных флексур.

### ЗОНЫ СКАЛЫВАНИЯ ВО ФЛЕКСУРАХ

О флексурных изгибах слоев как упруго-пластических деформациях, сопровождающих сдвиги или отражающих соответствующие сдвигам предразрывные состояния, заданные непосредственным приложением пары сил, указывалось выше. Ниже рассмотрим особенности развития зон скалывания при формировании изгибов и флексур в качестве самостоятельных деформационных структур, возникающих в поле гравитационных сил.

Флексуры относятся к ряду линейных структур, образующих протяженные зоны крутых наклонов среди горизонтально залегающих слоев (простые флексуры) или ступеней на крыльях моноклиналей (наклонные флексуры). Простые и наклонные флексуры, в свою очередь, разделяются на прямые, в которых крутопадающие слои ориентированы в сторону наклона моноклинали или по направлению к опущенному крылу, и обратные — где крутопадающие слои ориентированы навстречу ему или в сторону поднятого крыла флексуры. Все они, кроме того, могут отличаться расположением по отношению слоев в моноклинали и являться, таким образом, продольными или косыми и, наконец, поперечными. Исключительно широкое распространение флексур разного масштаба (от микроскладок до крупных изгибов как в платформенных, так и в геосинклинальных областях и даже до ограничений континентальных

склонов) свидетельствует о принципиальном их значении, чем и определяется важность постановки экспериментов по моделированию этого типа структур.

При постановке экспериментов, а также при их истолковании и анализе распределения напряжений в моделях исходным явилось положение о механизме образования флексур в результате взаимного перемещения смежных блоков земной коры. Это положение основывалось на данных специальных исследований, проведенных на различных территориях нашей страны, в частности в пределах Минусинского прогиба, где эти флексуры наблюдаются в сложной тектонической обстановке, в тесной связи с различного рода складками и разломами. Установленные взаимоотношения флексур с другими типами геологических структур позволяют утверждать существование непосредственных переходов их в разломы, с одной стороны, и в складки — с другой, чем определяется возможность рассматривать механизм возникновения флексур как результат образования изгибов в пластах, залегающих резко несогласно на фундаменте, расчлененном разломами на блоки, испытывавшие неодинаковое перемещение. В зависимости от истинного направления перемещения, определяемого положением сместителя в пространстве и соответственно его наклоном по отношению к смежным структурным элементам, а также направлением перемещения смежных блоков; запечатленным в благоприятных случаях бороздами скольжения на поверхности сместителя, возникает сложная система вариаций поля напряжений флексур, требующая специального экспериментального изучения. Дополнительные усложнения в анализ полей напряжения флексур вносит различная седиментационная нагрузка на крыльях флексур.

Условия экспериментов отвечали приведенным данным о механизме образования флексур, каким оно определяется по результатам исследований в природных условиях. Эксперименты проводились по разработанной ранее методике, основанной на использовании упругих и вязко-упругих материалов, обеспечивающих возможность наблюдений в поляризованном свете над полем напряжений, возникающим в оптически активной среде. В процессе испытаний изучался характер изменения полей напряжения и зон скальвания от нагрузки, приложения боковых усилий, различной ориентировки наклона крутопадающих слоев и т.д. В соответствии с данными об особенностях строения флексур опыты осуществлялись таким образом, что в основании изгибаемой пластины размещались обособленные жесткие блоки, имитирующие расчлененный разломами фундамент, на котором покоятся геологические напластования. В простейшем случае флексура представляет изгиб слоев под влиянием гравитационных сил над смежными блоками, один из которых испытывает относительное опускание (рис. 7). Распределение напряжений в подвергающихся изгибу слоях, как показывает эксперимент, в значительной степени отвечает общим представлениям о размещении трещин растяжения и сколов на крыле флексуры, но, во-первых, определяет точное их положение, во-вторых, выявляет наличие сложного веера таких трещин вследствие образования их не только на поднятом, но и на опущенном крыле в основании изогнутых пластов. Однако даже при самых незначительных усилиях, ориентированных вдоль напластования в опущенном крыле флексуры, существенно меняется вся сеть нормальных и касательных напряжений и соответствующее расположение трещин растяжения и сколов (см. рис. 7, в). С увеличением давления происходит сложная перегруппировка систем трещин и сколов вплоть до поворота их почти на  $90^\circ$  относительно исходного положения в простой флексуре, не испытывающей влияния боковых усилий. Осложнения полей напряжения установлены и в тех случаях, когда эксперимент проводился в условиях дополнительного нагружения слоя (см. рис. 7, б), отвечающего обстановке формирования глубинной флексуры. Таким образом, эксперименты позволили выявить сложные вариации полей напряжения и размещения трещин растяжения и сколов в зависимости от влияния дополнительных боковых или вертикальных усилий на слой, изгибающийся в форме простой флексуры, что необходимо учитывать при поисках и разведке рудных жил и иных образований, в особенности в районах относительно сложного строения.

Поля напряжений в еще большей степени меняются при переходе от простых флек-

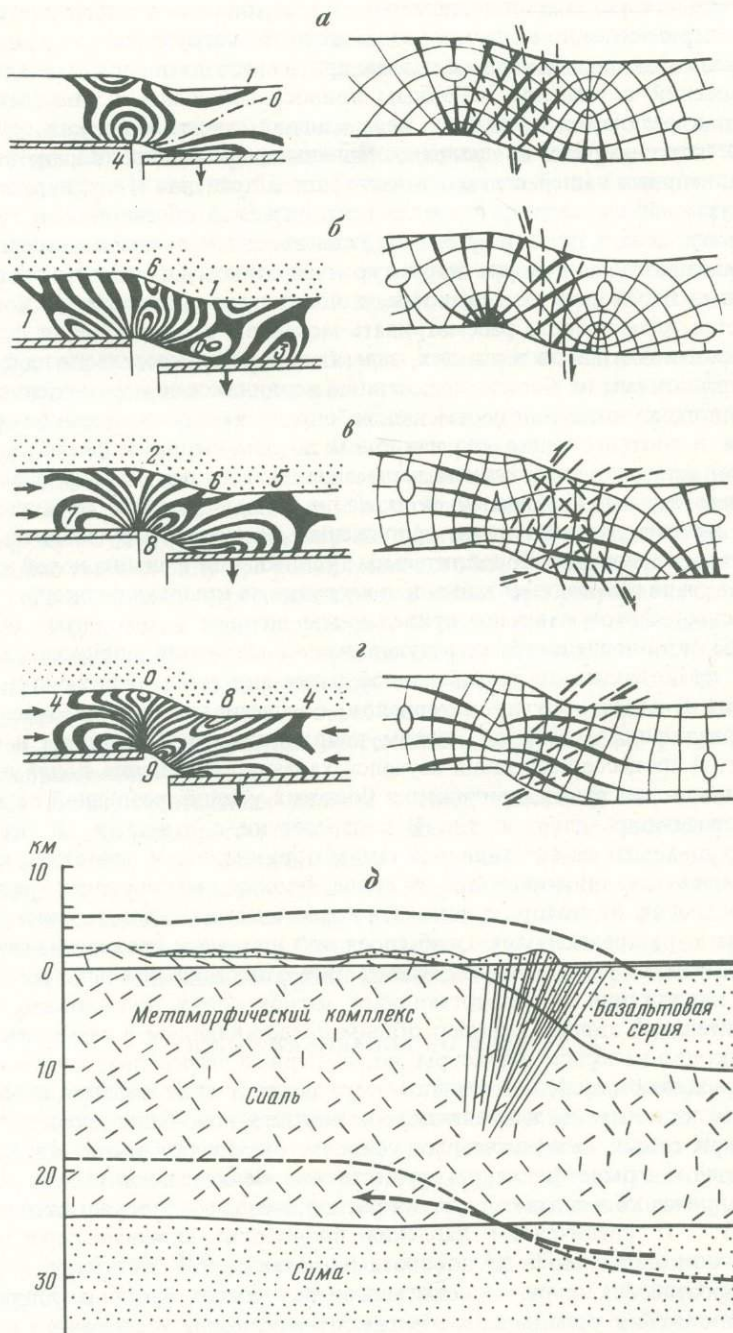


Рис. 7. Положение зон скалывания в сбросовых флексурах при различных условиях внешнего продольного нагружения. Оптическое моделирование на упругом материале

*a, б* – деформация без участия бокового давления в ненагруженном (*a*) и нагруженном сверху слоев (*б*) (модель глубинной флексуры – *б*); *в, г* – деформация с участием бокового (одно- и двустороннего) давления в нагруженном сверху слое; *д* – размещение дайковой серии Восточной Гренландии (по Л. Уэйджеру из Хиллса [1967]). Отмечается аналогия с положением разрывов в моделях *a, б*.

Слева – картина изохром, их порядок и схема нагружения; 0 – нейтральная линия. Справа – траектории нормальных напряжений. Условные обозначения см. на рис. 2

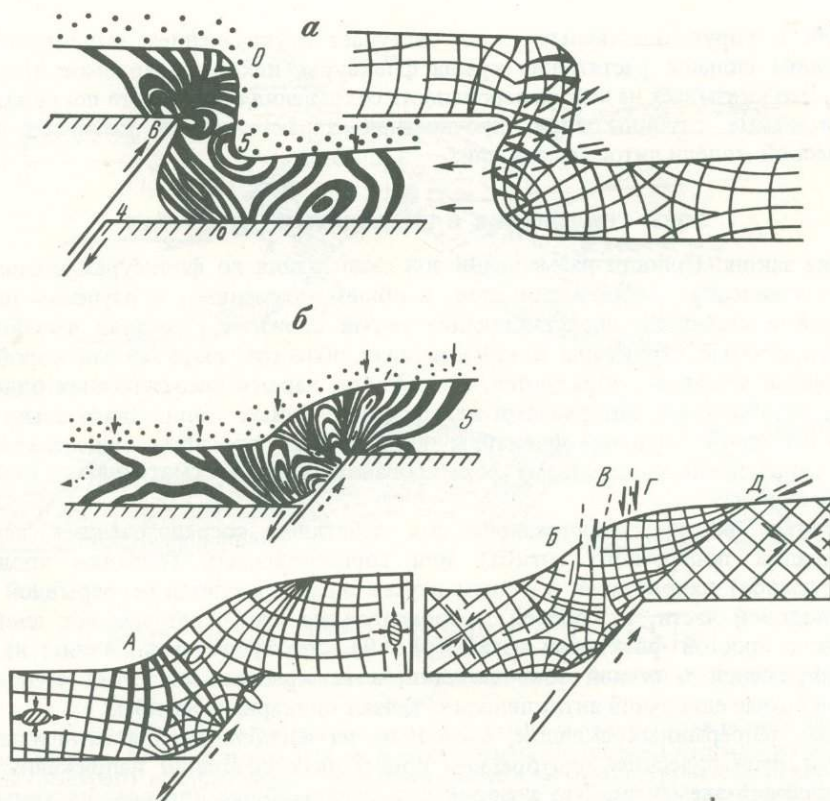


Рис. 8. Распределение напряжений и положение зон скалывания во флексурах, образующихся при взбросовых (а) и сбросовых (б) движениях в фундаменте

а — развитие обратной флексуры под нагрузкой сверху и боковым сжатии нижней ступени флексуры навстречу надвижку; б — развитие флексурного изгиба слоя над наклонным сбросом под нагрузкой сверху и боковым давлением в сторону сброса. Слева — картина изохром, их порядок и схема нагружения (фундамент заштрихован). Справа сверху — траектории касательных напряжений и направление сколов, внизу — траектории нормальных напряжений и положение разрывов (А), сетка касательных напряжений и направление зон скалывания (Б, В, Г, Д). Условные обозначения см. на рис. 2

сур к обратным (рис. 8, а), представляющим изгиб слоев над смежными блоками, один из которых по разлому надвинут на другой, а к нижней ступени флексуры приложено боковое давление. Этот переход обычен в сложных условиях сильно деформированных толщ и также сопровождается существенными изменениями полей напряжений и сети возникающих в результате деформации субгоризонтальных зон скалывания и наклонных трещин отрыва, приуроченных к крылу флексуры, испытывающему общее растяжение при взбросовом типе движений.

Иные направления приобретают зоны скалывания во флексурах, образующихся в слоях под действием силы тяжести при сбросовых движениях по наклонному сместителю и продольном нагружении верхней ступени флексур в направлении сброса (см. рис. 8, б). Возникающее при этом сочетание поддвига с погружением по сбросу свойственно определенным стадиям развития глубинных флексур на бортах краевых прогибов и, в частности отвечает представлениям об изгибах океанических плит под тяжестью континентальных выступов и поддвиге этих плит вследствие продольной силы дрейфа. Как видно по характеру распределения напряжений, в данном типе флексур возможны поперечные разрывы крыльев (А), вертикальные ступенчатые ряды сбросов (Б, В, Г), а также возникновение крупной зоны скалывания поддвигового типа (Д), параллельной сместителю сброса. По данным экспериментов, реализация этих

нарушений в упруго-пластичных слоях наступает с увеличением амплитуды сброса, вызывающим сильное растяжение крыла флексуры, некомпенсируемое продольным сжатием. Это указывает на малую вероятность сохранения сплошности погружающегося на значительные глубины слоя, прочностные характеристики которого отвечают реологической модели литосферных плит.

### ЗОНЫ СКАЛЫВАНИЯ В СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУРАХ

Выявление закономерности размещения зон скалывания во флексурах, возникающих при разных способах деформации слоя, в общем применимы к изучению подобных дислокаций в складках, представляющих порой сложные сочетания изгибов слоев. Многие складчатые структуры платформенных областей, выраженные коробчатыми, столовидными формами, образуются, в сущности, парами симметричных однотипных флексур, разобщенных интервалами недеформированных толщ. Значительно удаленные друг от друга бортовые флексуры поднятий или прогибов, существенно различаясь по морфологии и механизму формирования, могут рассматриваться как независимые образования.

Складчатые формы, возникающие под действием сосредоточенных вертикальных (складки поперечного изгиба) или горизонтальных (складки продольного сжатия и изгиба) напряжений, в общем случае характеризуются непрерывной кривизной в сводовой части, в которой деформируемые слои претерпевают двойной по сравнению с простой флексурой изгиб (рис. 9). Это существенно влияет на соотношение напряжений в осевой зоне складки, в ее крыльях и изгибах ее основания, которые в случае единичной антиклинали отвечают одинарным изгибам.

Системы непрерывных складок, состоящие из изгибов равной величины, характеризуются периодическим повторением однотипных сочетаний напряженных участков в подобных элементах. Это позволяет выделять общие для всей системы деформационные зоны, в том числе и зоны скалывания (рис. 9, б). Однако наиболее общие черты распределения напряжений, вызывающих образование зон скалывания в складчатых структурах, выявляются при анализе единичных складок различной морфологии и разного генезиса. В них отчетливо прослеживаются переходы от недеформированных участков слоя в основании к максимально прогнутым в сводовой их части.

В единичных складках поперечного изгиба зоны скалывания размещаются у основания и на крыле складки в направлении действия сосредоточенных сил между точкой их приложения и изотропными точками в начале изгиба, являющимися соответственно центрами действующих и реактивных изгибающих моментов, которые создают скалывающие усилия, перерезающие слой. Полученные ранее результаты моделирования складок [Бондаренко, 1976] показывают, что по распределению напряжений они полностью сравнимы с рассмотренными выше сбросовыми флексурами, возникающими под действием сосредоточенных сил и гравитационной нагрузки.

В складках продольного изгиба условия для реализации касательных напряжений в виде зон скалывания более ограничены. Возникающие в их сводовых частях и в изгибах основания зоны сжатия и растяжения разграничены нейтральными линиями, вдоль которых касательные напряжения отсутствуют ( $\tau_{\max} = 0$ ;  $\sigma_1 = \sigma_3 = 0$ ). Это не позволяет предполагать развитие сколов, рассекающих весь слой на этих участках (см. рис. 9, а). Наличие таких условий возможно в сечении складки, проходящем через среднюю часть крыла в направлении траекторий касательных напряжений в зоне, переходной между противоположными изгибами слоя. Из всех сечений, пересекающих оба контура слоя, это сечение единственное, в котором величина касательных напряжений вдоль их траекторий остается относительно постоянной, поскольку они проходят в пределах изохромы одного порядка и не пересекают зон с противоположным знаком нормальных напряжений. Благодаря взаимодействию противоположных изгибающих моментов, осями которых являются изотропные точки смежных изгибов, в сечении

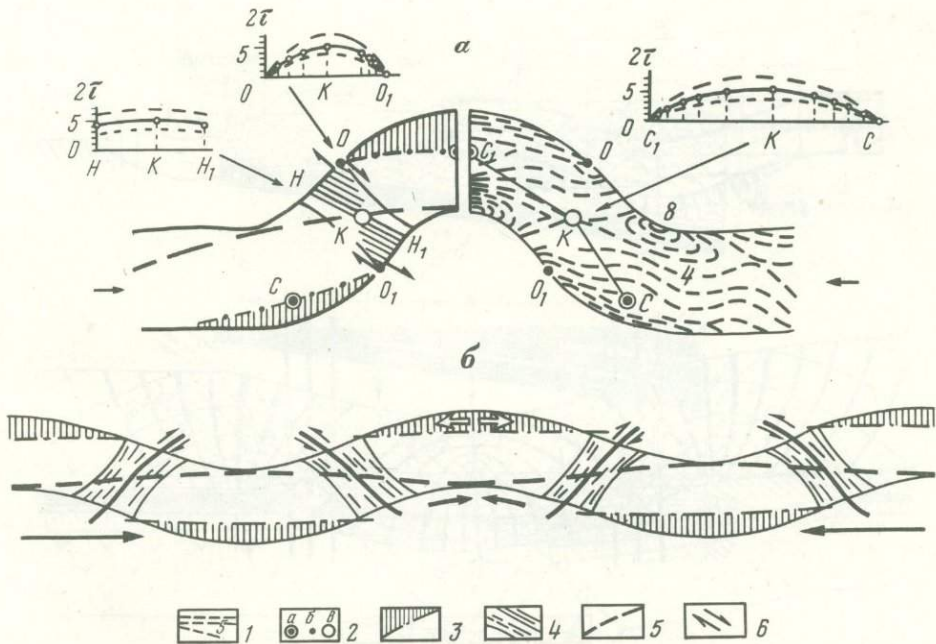


Рис. 9. Положение зон скальвания относительно геометрических элементов складок продольного изгиба

*a* — механизм развития зоны скальвания на крыле единичной складки. Слева размещение динамических зон, справа — картина изохром и их порядок. Вверху — графики касательных напряжений (по порядку изохром) в характерных сечениях изгибающегося слоя, прерывистые кривые — то же при уменьшении (нижняя) и увеличении (верхняя) амплитуд складки; *b* — размещение зон скальвания в системе складок продольного изгиба.

1 — изохромы и их порядок; 2 — изотропные точки на своде  $C, C_1$  ( $\otimes$ ), на контуре слоя  $O, O_1$  ( $\odot$ ) и точка схождения изохром на крыле складки  $K$  ( $\oplus$ ); 3 — зона растяжения и ее граница — нейтральная линия; 4 — зона скальвания и ее границы; 5 — ось сжатия; 6 — направление действия изгибающих моментов в единичной складке (в точках  $O$  и  $O_1$ ), а также относительных перемещений вдоль зоны скальвания. Стрелки — направления сжатия и растяжения

$HKH_1$  создается пара сил в условиях, близких к чистому сдвигу, что при горизонтальном шарнире складки соответствует надвигам и поддвигам. Такое же в принципе соотношение сколов с изгибами свойственно системам симметричных складок, а также флексурам, в образовании которых участвуют продольные усилия. Ориентировка зон скальвания в рассматриваемых складках зависит от их амплитуды и наклона крыльев. При больших амплитудах складок они приобретают пологое залегание. В системе крутых высокоамплитудных складок продольного изгиба зонам скальвания будут соответствовать пологие субгоризонтальные поверхности смещения, близкие к тем, которые считаются типичными для шарьяжей.

### ЗОНЫ СКАЛЬВАНИЯ, ВОЗНИКАЮЩИЕ В ПРОЦЕССЕ ПРОГИБАНИЯ И ПОГРУЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Отдельные стороны этого механизма сравнимы с рассмотренными выше условиями развития зон скальвания во флексурах бортовых частей прогибов. Однако изучение распределения напряжений и прогноз дислокаций по всей длине прогибающихся плит над менее плотным основанием (астеносфера) при различных соотношениях поперечных и продольных усилий представляет более сложную задачу. Решение ее связано с выяснением характера деформаций, возникающих при заложении внутриконтинентальных трогов, а также при формировании изгибовых структур в зонах сочленения материковых и океанических сегментов земной коры.

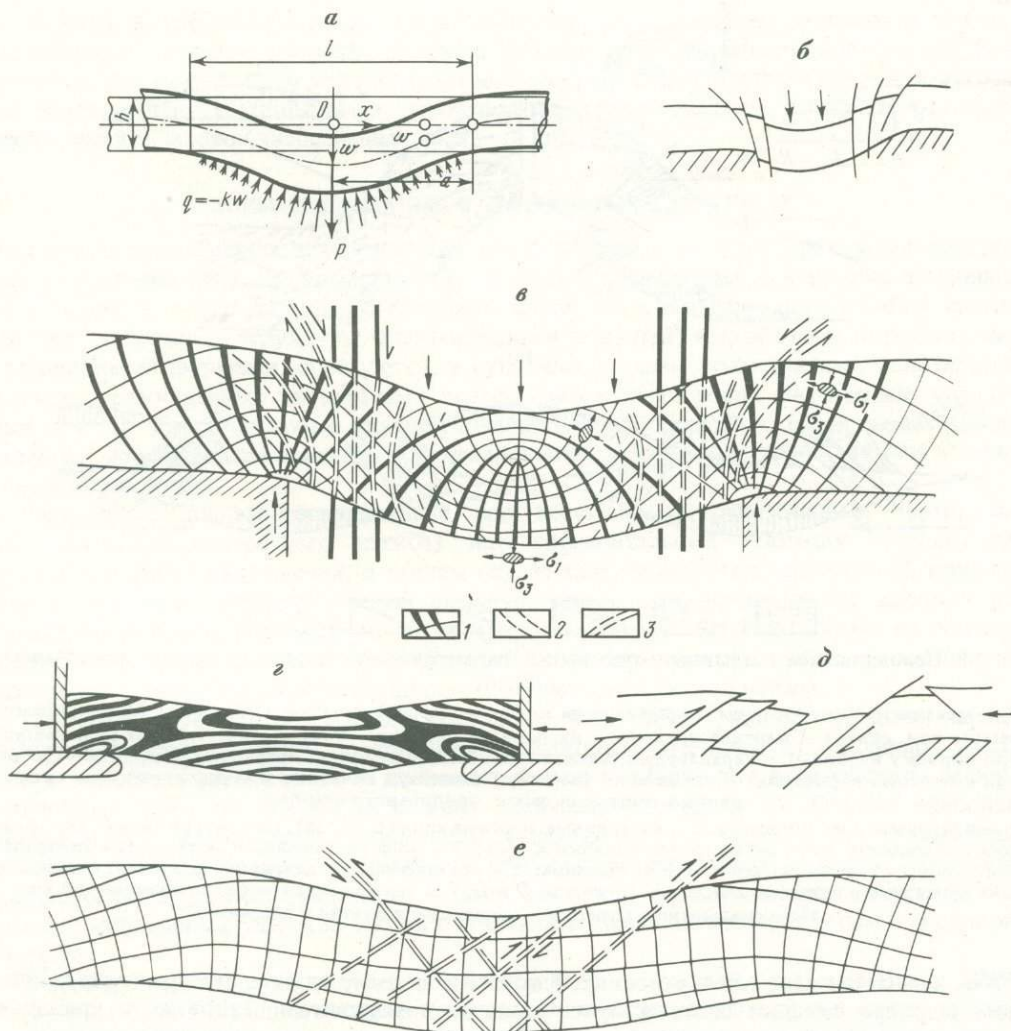


Рис. 10. Развитие и ориентация зон скалывания в упругом слое в зависимости от способа нагружения (применительно к механизму раскалывания плит). Эксперимент

*a* – прогибание упруго-вязкой пластины, покоящейся на жидком основании, нагруженной сосредоточенной силой  $P$  (по А. Надаи [1969]):  $w$  – величина прогиба пластины,  $q = -kw$  – контактное давление от сил реакции основания,  $l$  – ширина главной кривой прогиба и ее половина  $a$ ,  $h$  – толщина пластины; *б* – прогноз блоковых дислокаций для пластины, прогнутой под собственным весом; *в* – распределение нормальных (1) и касательных (2) напряжений и дислокаций по ним (3) в свободно провисающем слое над участком с меньшей плотностью (показаны эллипсоиды напряжений); *г* – картина изохром и схема продольного нагружения слоя упругого материала, лежащего на менее плотном субстрате или жидкости; *д* – прогноз сколовых дислокаций и направление движений по ним для случая *г*; *е* – распределение нормальных напряжений при продольном сжатии и прогибе упругого слоя и направление возможных сколов в центральной части прогиба (двойной пунктир)

Расчетное решение подобной задачи о формах изгиба и скорости погружения покоящейся на жидком основании упруго-вязкой пластины под действием сосредоточенных и распределенных нагрузок выполнено А. Надаи [1969] (рис. 10, *a*). Им установлена прямая зависимость величины прогиба от продолжительности нагружения пластины и ее механических свойств; в частности, выявлено увеличение скорости прогибания при переменной упругости по сравнению с прогибанием при постоянной ее величине в 1,5 раза.

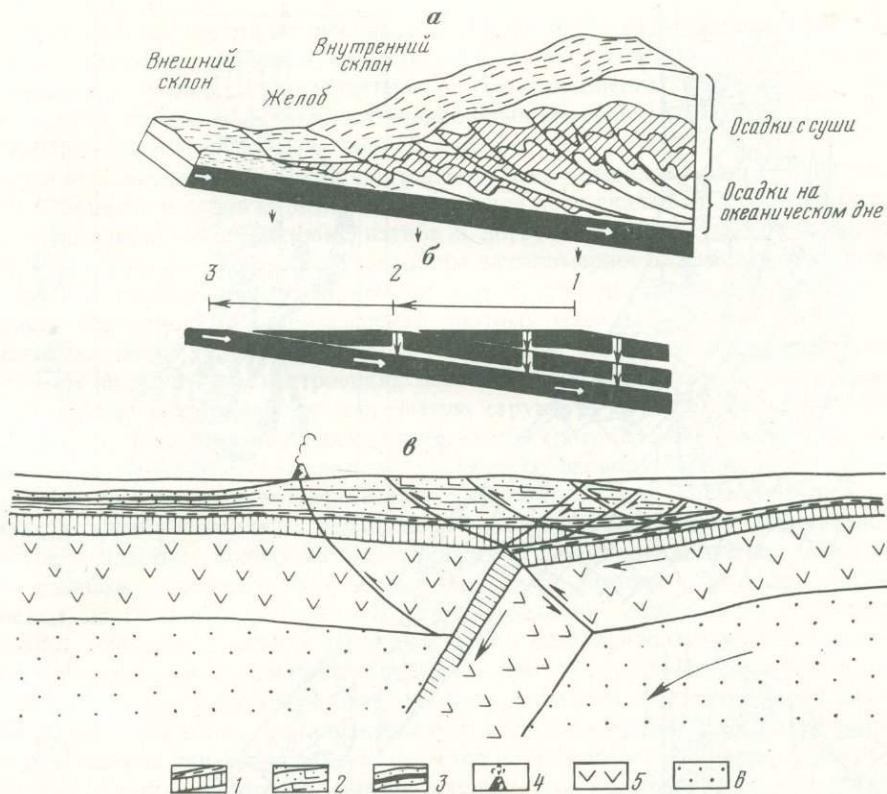
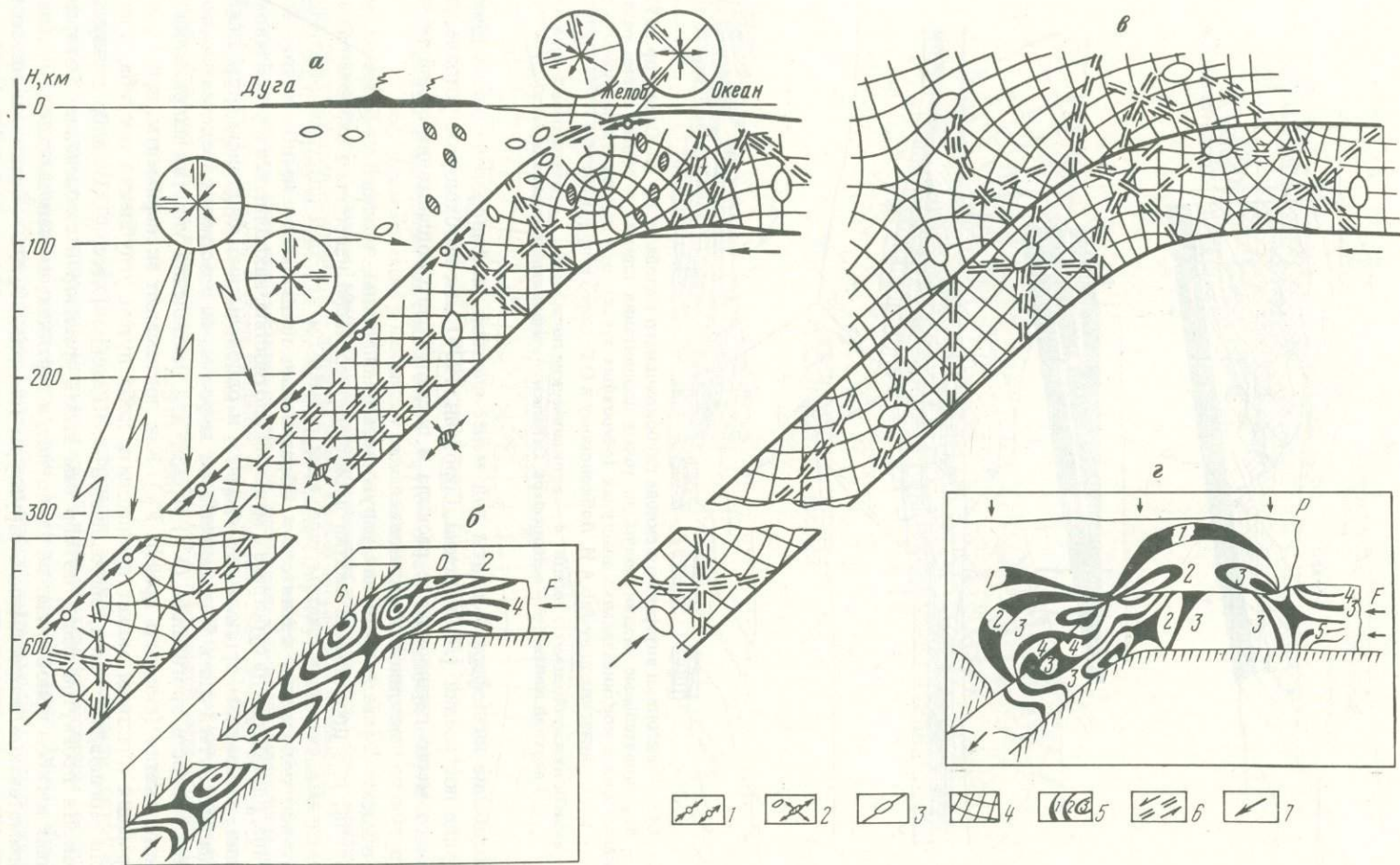


Рис. 11. Схема тектоники внутреннего склона глубоководного желоба (а, б) (по Сили и др. [1979]) (1-3 - последовательные стадии миграции точки поддвижения плиты) и общая схема развития зон скальвания в континентальных выступах (островных дугах) при поддвиге и погружении океанических плит (по А.И. Лобковскому и О.Г. Сорохтину [1979]) (в)

1-3 - вулканогенно-осадочные толщи; 4 - вулканические постройки; 5 - базальтовый слой и часть верхней мантии; 6 - астеносфера. Стрелки - направления движения масс

Прогибание литосферной плиты над менее плотной астеносферой рассматривается в ряде построений [Лобковский, Сорохтин, 1979] как необходимое условие, определяющее место первичного ее раскола и последующего поддвижения одной ее части под другую по наклонной поверхности.

В общем случае разрушение упруго-вязкой пластины, лежащей на более плотном основании, при продольном сжатии происходит согласно известным схемам развития диагональных сколов в сжатом теле, если размеры и вес этой пластины обеспечат ее устойчивое положение, препятствуя образованию продольного изгиба вверх. Та же пластина, плавающая на субстрате с меньшей плотностью, находящаяся в устойчивом положении, вызванном продольным сжатием и одновременно действием силы тяжести, должна изогнуться вниз. Ход дальнейшей деформации пластины определяется соотношением скорости прогибания ( $V_1$ ) и скорости накопления упругих напряжений продольного сжатия (скорость дрейфа  $V_2$ ). Как показывают эксперименты, при  $V_1 > V_2$  деформация пластины может происходить либо путем углубления прогиба, подобно модели впячивания слоя, выполненной Ф. Кюненом [Хесс, 1937], либо в результате обрушения прогнутой части по сбросам вдоль траекторий скальвания, которые на крыльях изгибов приобретают не наклонное, а вертикальное направление с образованием симметричной депрессионной структуры (см. рис. 10, б, в). Если же скорость продольного сжатия плиты больше скорости ее начального погружения ( $V_2 > V_1$ ), происходит накопление напряжений в середине прогнутой части до величины, превыша-



ющей предел ее прочности на скальвание. Тогда образуются диагональные расколы плиты в соответствии с моделью, предложенной О.Г. Сорохтиным [1974]. Она целиком подтверждается нашими экспериментами по моделированию продольного сжатия и изгиба упругой пластины (желатино-глицериновый материал), лежащей на менее плотном основании (петролатум) (см. рис. 10, *г, д, е*).

Следующие эксперименты иллюстрируют распределение напряжений в теле упругой пластины, подвигающейся по наклонной зоне скальвания, в условиях, близких к предполагаемой обстановке изгиба и погружения (субдукции) океанических плит. В итоге этих экспериментов выявлены закономерности изменения направлений нормальных и скальвающих напряжений при изгибе пластины, ее движении вдоль наклонных поверхностей и прохождении плотных масс на глубине. Данные опытов характеризуют также условия реализации напряжений в виде зон скальвания в области поддвига, где по различным построениям намечается сложная сеть взбросо-поддвиговых зон скальвания, формирующих чешуйчатую структуру преддуговых террас или распадающих плит вдоль осевой плоскости ее изгиба (рис. 11). Полученное при показанном (рис. 12, *а*) способе нагружения внутреннее поле напряжений принимается в качестве исходного для анализа последующих его трансформаций. Горизонтальный участок пластины до изгиба и поддвига находится в состоянии сжатия. Непосредственно перед поддвигом в пластине возникает пологий изгиб, сливающийся затем с основным заданным изгибом, вследствие чего в сводовой части изгибов образуется общая зона растяжения, достигающая половины мощности пластины. Зона сжатия, соответственно уменьшаясь, проходит в нижней части пластины в близгоризонтальном направлении до ее контакта с наклонной плоскостью поддвига (рис. 12, *а, б*). На участке прямолинейного погружения пластины траектории сжатия и растяжения ориентированы диагонально к контурам пластины, что характеризует состояние сдвига по всей ее мощности. Данное размещение динамических зон остается постоянным при движении, изгибании и погружении пластин, на что указывает неподвижная картина изохром, отражающая распределение напряжений в основных узлах модели. При замедлении движения плиты или упоре ее в жесткое основание происходит переориентировка напряжений в изотропной точке (сжатие равно растяжению,  $\tau = 0$ ), ниже которой возникает зона сжатия с параллельными контурами плиты траекториями (см. рис. 12, *б*).

Полученные результаты расширяют возможности физической аргументации причин различной ориентировки напряжений в сейсмофокальных зонах. На этой основе можно сравнивать обобщенные схемы распространения напряжений в погружающихся плитах в сечениях вкрест островных дуг [Айзекс и др., 1974] и данные определения направлений действия главных напряжений в очагах землетрясений сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона [Симбирева и др., 1976]. Такое сравнение выявляет совпадение данных, полученных в моделях рис. 11, *а, б*, с сейсмологическими данными о горизонтальном положении осей сжатия на океаническом склоне Камчатского желоба, а также о наличии на континентальном его склоне зоны растяжения, отвечающей на модели участку изгиба пластины. На этом участке, имеющем двухслойное поле напряже-

Рис. 12. Главные направления зон сдвига и скальвания в полях напряжений, возникающих при изгибе и поддвижении упругого слоя под жесткий (*а, б*) и эластичный (*в, г*) блоки, применительно к механизму субдукции и в сравнении с ориентировкой напряжений и прогноз направления зон скальвания в подвигающемся слое (плите) и нависающем блоке (континентальном выступе), создающем вертикальное давление  $P$  ( $F$  — сила дрейфа); *г* — картина изохром и их порядок и схема нагружения для случая *в*.

*а* — распределение напряжений при наклонном погружении плиты под собственной тяжестью и с упором на глубине; *б* — способ нагружения модели и картина изохром, их порядок и схема нагружения для случая *а*; *в* — распределение нормальных напряжений и прогноз направления зон скальвания в подвигающемся слое (плите) и нависающем блоке (континентальном выступе), создающем вертикальное давление  $P$  ( $F$  — сила дрейфа); *г* — картина изохром и их порядок и схема нагружения для случая *в*.

1 — сжатие и растяжение в плите (по Б. Айзексу и др. [1974]); 2 — ориентация напряжений в очагах землетрясений Камчатской зоны с преобладанием растяжения или сжатия (заштриховано); 3 — ориентация осей напряжений в модели; 4 — траектории нормальных напряжений; 5 — изохромы и их порядок; 6 — зоны скальвания; 7 — направление движения плиты

ний, состоящее из зоны растяжения (вверху) и зоны сжатия (внизу), разделенных нейтральной линией с нулевыми значениями всех напряжений, условия для образования сквозных сколов, пересекающих плиту, отсутствуют.

Надвиговые зоны скальвания могут проявляться по всей мощности пластины только на горизонтальном ее интервале до участка изгиба и растяжения или ниже его, перед "сдвиговым" интервалом, где зона сжатия достигает верхней наклонной границы пластины, образуя участок концентрации скальвающих напряжений (изохрома б на рис. 12, б) надвигового типа. Этот же тип сколов характерен для близкой к этому району группы очагов землетрясений Камчатского разреза в интервале глубин 0 — 100 км. Они составляют полосу, круто наклоненную от восточного края полуострова к океану. Это позволяет прогнозировать положение крупных зон скальвания и пластического течения на более глубоких горизонтах, ниже предполагаемого изгиба зоны поддвига, а не вдоль биссекторной плоскости этого изгиба, как это принято в схемах субдукции (см. рис. 11, в).

В более глубинном "сдвиговом" интервале модели ориентировка траекторий напряжений также близка к направлению главных напряжений в разрезах сейсмофокальной зоны на глубине 200 — 300 км (см. рис. 12, а, б) и полностью совпадает с ним в модели рис. 12, г, где пластина нагружена давлением подвижного континентального крыла. При значительной вертикальной нагрузке ориентировка напряжений и соответственно зон скальвания, представленных здесь сбросами, совпадает в обоих крыльях поддвига, вследствие чего обособленное поле напряжений, отвечающее погружающейся плите, отчетливо не устанавливается.

В общем случае положение зон скальвания и направление движений по ним определяются соотношением величин вертикального давления ( $g$ ) на нижнее крыло (плиту) и продольной нагрузки ( $P$ ) на него. Условия для развития надвиговых зон скальвания ( $P > g$ ) сохраняются при нарастающем  $g$  с глубиной до интервала, где  $P = g$ , ниже которого зоны скальвания приобретают вид ступенчатых сбросов, расчленяющих висящее крыло и погружающуюся плиту. Над участком изгиба плиты, где по данным экспериментов отмечаются минимальные значения касательных напряжений (рис. 12, г), условия для образования сбросовых зон скальвания сохраняются и в случаях, когда общее горизонтальное сжатие пластины (сила дрейфа плиты) превышает вертикальную нагрузку на нее.

Таким образом, экспериментальный анализ полей напряжений, возникающих при сжатии, изгибе и поддвигании литосферных плит, существенно дополняет и уточняет наши представления об условиях развития зон скальвания на континентальных окраинах. Вместе с тем он выявляет широкую многовариантность возможных интерпретаций современной структуры сейсмофокальных зон, что трудно укладывается в рамки простой схемы субдукции, постулирующей сохранение сплошности и обособленного поля напряжений в плитах до больших глубин.

В целом результаты экспериментов, выполненных с учетом теоретических и расчетных построений, выявляют новые соотношения динамических параметров, определяющих условия образования зон скальвания в геологических структурах. Это создает новые предпосылки для большей конкретизации задач по теоретическому и физическому моделированию геологических процессов на более высоком качественном и количественном уровне.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. Сейсмология и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 133—180.
- Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Беньофф Х. Движения по крупнейшим разломам. — В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные движения земной коры. М.: Мир, 1966, с. 75—105.
- Берзин Н.А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1965. 147 с.

- Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 119 с.
- Бондаренко П.М., Луцицкий И.В. О полях напряжений в складках, возникающих вследствие продольного изгиба. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188. № 4, с. 878—880.
- Борняков С.А. Моделирование сдвиговых зон на упруго-вязких материалах. — Геология и геофизика, 1980, № 11, с. 75—84.
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—35.
- Гептнер Т.М. Моделирование трещин скалывания в условиях больших деформаций. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 4, с. 81—90.
- Гзовский М.В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 6, с. 527—545.
- Гзовский М.В. Моделирование тектонических процессов. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 315—344.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 3/4. 544 с.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Дабовский Х., Стоянов С. Разрушение около магматических камер по наблюдениям на лабораторных моделях. — Геотектоника, тектонофизика и геодинамика, София, 1981, № 13, с. 3—18.
- Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г. Деформации литосферных плит в зонах поддвига. — В кн.: Геофизика океана, т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979, с. 194—204.
- Лукьянов А.В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 34—113.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М. Механизм образования концентрических структур над магматическим очагом (по экспериментальным данным). — Геология и геофизика, 1974, № 10, с. 3—19.
- Муди Дж.Д., Хилл М.Дж. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы зарубежной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1960, с. 265—333.
- Наоаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. 863 с.
- Осокина Д.Н. Пластичные и упругие низко модульные оптически-активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 196 с.
- Осокина Д.М., Цветкова Н.Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения. — В кн.: Поля напряжения и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 163—183.
- Паталах Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1981. 180 с.
- Парфенов В.Д., Кондратов В.А. Особенности формирования сдвиговых нарушений Карамазара. — Геотектоника, 1966, № 1, с. 68—80.
- Плотников Л.М. К исследованию структур сдвига в слоистых геологических телах. — Геология и геофизика, 1984, № 3, с. 30—42.
- Сили Д.Р., Вейль П.Р., Уолтон Дж.Дж. Модель внутреннего склона глубоководного желоба. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: 1979, с. 276—290.
- Симбирева И.Г., Федотов С.А., Феофилактов В.Д. Неоднородности поля напряжений Курило-Камчатской дуги по сейсмическим данным. — Геология и геофизика, 1976, № 1, с. 70—85.
- Ситтер де У.Л. Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 474 с.
- Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.
- Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.
- Стрельцов М.И. Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной гряды. — Геотектоника, 1970, № 1, с. 108—116.
- Суворов А.И. Успенско-Актасская динамопара разломов в Центральном Казахстане. — Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 4, с. 938—941.
- Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973. 214 с.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
- Хесс Г.Г. Островные дуги, аномалии силы тяжести и интрузии серпентинита (к проблеме офиолитов). — В кн.: Труды XVII сес. МГК. М.: ГОНТИ, 1937, т. 2, с. 279—300.
- Хилл Е.Ш. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 479 с.
- Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
- Шихин Ю.С. К вопросу о механизме образования сколовых нарушений. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 149—161.
- Шерман С.И. Сдвиги и трансформные разломы литосферы. — В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981, с. 5—26.
- Anderson E.M. The dynamics of faulting. 2nd. ed. Edinburgh, 1951. 206 p.

- Chinnery M.A. The stress changes that accompany strike-slip faulting. — Bull. Seismol. Soc. Amer., 1963, vol. 53, N 5, p. 921–932.
- Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1955, vol. 66, N 3, p. 241–256.
- Closs H. Einführung in die Geologie. B., 1936. 503 S.
- Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. — Zent.-Bl. Miner. Abt. Geol. und Paläontol., 1929, Bd. LXII S. 354–368.

УДК 551.243.8:550.8.012

О.Б. Гинтов, В.М. Исай

### К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ МОРФОКИНЕМАТИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ РАЗЛОМОВ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЕ НА ОСНОВАНИИ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Специфика изучения морфокинематической характеристики древних разломов определяется тем, что наблюдаемые на современной дневной поверхности их структурные и динамометаморфические парагенезисы формировались, как правило, на значительной глубине. Как показано одним из авторов [Исай, 1983], на глубинах более 4–5 км в земной коре существуют условия гидростатики нормального напряженного состояния, возникающего в результате действия веса вышележащей толщи горных пород. Поэтому из трех главных факторов, определяющих развитие разрывов, — нормального напряженного состояния, влияния свободной поверхности и аномального напряженного состояния, возникающего под влиянием внешних тектонических сил, приложенных к данному участку коры, на этих глубинах действует только третий фактор. А поскольку направление тектонических сил по отношению к современной поверхности эрозионного среза может быть произвольным, древние разломы практически всегда являются разрывами с косым смещением крыльев. Это сильно осложняет решение прямых и обратных, в понимании М.В. Гзовского [1975], кинематических задач даже для хрупких разрывов, так как по элементам залегания сколов и трещин отрыва нельзя прямо судить ни о направлении смещения крыльев разлома, ни об угле скальвания.

Вторым осложняющим фактором является то, что на глубинах, которые выведены сейчас на дневную поверхность, разломы формировались в условиях хрупко-пластической деформации.

Целью настоящей работы явилась разработка методики морфокинематического анализа разломов для случая косо́го сдвига́ния в условиях хрупко-пластической деформации. Такая постановка задачи наиболее общая. Многие другие методические приемы могут рассматриваться как варианты подобной методики.

За основу взяты сколовые разломы, возникшие при дополнительном сжатии, как имеющие преимущественное распространение в консолидированной коре. Они выражаются в виде зон скальвания — линейно вытянутых областей развития парагенезисов остаточных деформаций (структур II порядка), среди которых наиболее известны  $L$ -,  $R$ - и  $R'$ -сколы, трещины отрыва, подвернутые части структур сжатия (складок, моноклиналей, плоскостей динамометаморфической полосчатости и др.). Строение зоны скальвания схематически показано на рис. 1.

Основными параметрами зоны скальвания будем считать азимут простирания  $A$ , угол и азимут падения  $\beta$  ее осевой плоскости, а также угол сдвига́ния  $\psi$ , равный углу от 0 до  $\pi/2$  между направлением косо́го сдвига́ния и дневной поверхностью в осевой плоскости зоны скальвания (рис. 2).

Главный кинематический параметр разлома, отражающий направление и амплитуду перемещения его крыльев, обозначим вектором  $\vec{P}_i$ . На рис. 2 видно, что вектор  $\vec{P}_i$  свя-

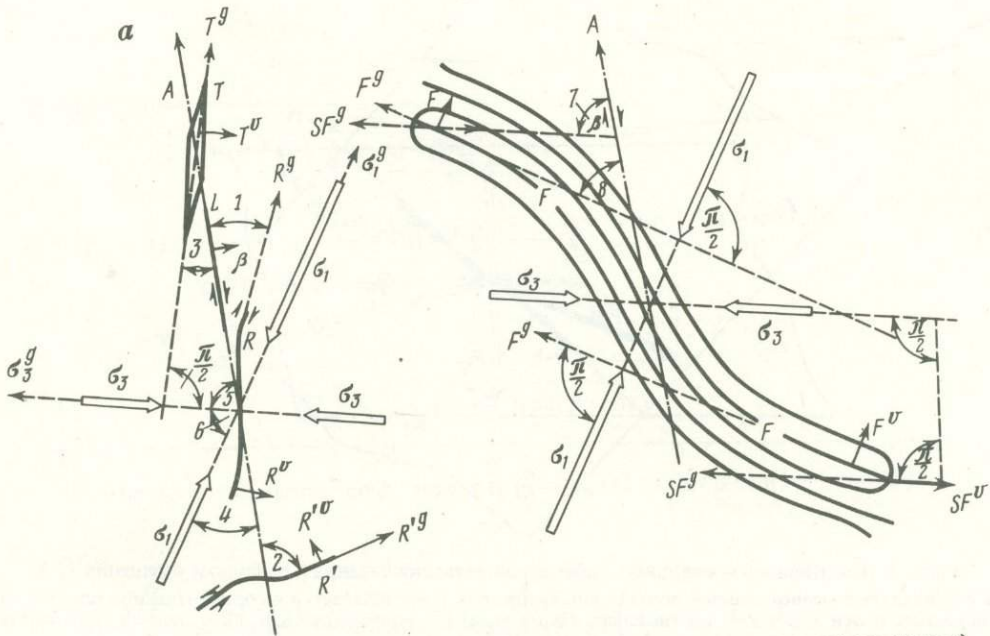


Рис. 1. Схема строения зоны скальвания (правый сдвиг, условия дополнительного сжатия)

*a* — элементарные сколы (*L*, *R* и *R'*) и трещины отрыва (структуры растяжения *T*); *б* — структуры сжатия *F* и шарниры складок *SF*; штрих-пунктир — осевая линия зоны скальвания; стрелки — направления напряжений  $\sigma_1$ ,  $\sigma_3$

*A* — азимут простирания осевой плоскости зоны скальвания (и *L*-сколов);  $\beta$  — угол падения осевой плоскости зоны скальвания (и *L*-сколов);  $R^g, R^{ig}, T^g, F^g, SF^g$  — азимуты простирания базисных участков соответствующих структур;  $R^b, R^{ib}, T^b, F^b, SF^b$  — углы падения базисных участков соответствующих структур;  $\sigma_1, \sigma_3$  — азимуты простирания проекций осей главных нормальных (региональных) напряжений на горизонтальную плоскость. Углы: 1 —  $R^g, A$ ; 2 —  $R^{ig}, A$ ; 3 —  $T^g, A$ ; 4 —  $\sigma_1, A$ ; 5 —  $\sigma_3, A$ ; 6 —  $\sigma_1, \sigma_3$ ; 7 —  $SF^g, A$ ; 8 —  $F^g, A$

зан с основными параметрами зоны скальвания следующими зависимостями:

$$\vec{P}_{i_x} = \vec{P}_i \cdot \cos \psi; \quad \vec{P}_{i_y} = \vec{P}_i \cdot \cos \beta \cdot \sin \psi; \quad \vec{P}_{i_z} = \sin \beta \cdot \sin \psi. \quad (1)$$

Полная горизонтальная составляющая вектора смещения

$$\vec{P}_{i_{xy}} = \sqrt{\vec{P}_{i_x}^2 + \vec{P}_{i_y}^2} = \vec{P}_i \sqrt{1 - \sin^2 \beta \cdot \sin^2 \psi}. \quad (2)$$

Отношение полной горизонтальной и вертикальной составляющих вектора смещения

$$\frac{\vec{P}_{i_{xy}}}{\vec{P}_{i_z}} = \frac{\sqrt{1 - \sin^2 \beta \cdot \sin^2 \psi}}{\sin \beta \cdot \sin \psi} \quad (3)$$

В соотношениях (1)–(3) не участвует параметр *A*, так как направление оси *x* выбрано параллельным простиранию осевой линии зоны скальвания. Однако для выяснения положения составляющих вектора  $\vec{P}_i$  в плане знание параметра *A* необходимо.

Определение основных параметров зоны скальвания связано с детальным геолого-геофизическим изучением ее структурных и динамометаморфических парагенезисов. Как известно, лабораторные эксперименты и полевые наблюдения [Гзовский, 1975; Стоянов, 1977; Хендин, 1969] указывают на существование вполне определенных соотношений между элементами залегания структур II порядка, осями главных нормальных

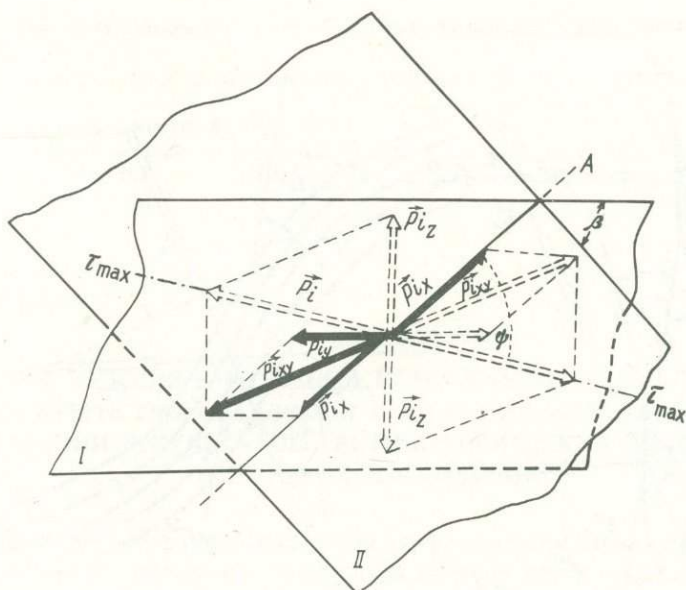


Рис. 2. Соотношение основных параметров зоны скальвания с вектором смещения  $\vec{P}_i$ . Ось  $x$  совпадает с осевой линией зоны скальвания, ось  $y$  располагается в горизонтальной плоскости и нормальна к оси  $x$ , ось  $z$  — вертикальна. Плоскости: I — горизонтальная, II — осевая плоскость зоны скальвания

региональных напряжений и осевой плоскостью зоны скальвания для случая хрупкой деформации. При хрупко-пластической деформации близлежащие к осевой плоскости участки  $R$ - и  $R'$ -сколов, а также структур сжатия испытывают поворот (см. рис: 1). Поэтому мы вводим понятие базисных участков сколов и структур сжатия, под которыми понимаются такие достаточно удаленные от осевой плоскости зоны скальвания участки, которые практически (в рамках точности анализа) не испытали поворота.

С учетом сказанного, для случая как хрупкой, так и хрупко-пластической деформации основные пять соотношений в максимально строгом виде, пригодном для их формализации, выглядят следующим образом:

1. Плоскости базисных участков  $R$ - и  $R'$ -сколов располагаются под углом  $\alpha_0$  (углом скальвания) к оси максимального главного нормального напряжения  $\sigma_1$  (с разных сторон от нее) или под углами  $\pi/4 - \alpha_0$  и  $\pi/4 + \alpha_0$  к осевой плоскости зоны скальвания.
2. Плоскости  $L$ -сколов параллельны осевой плоскости зоны скальвания.
3. Плоскости трещин отрыва (структур растяжения)  $T$  перпендикулярны оси минимального главного нормального напряжения  $\sigma_3$ , компланарны оси  $\sigma_1$  и располагаются под углом  $\pi/4$  к осевой плоскости зоны скальвания.
4. Базисные участки осевых плоскостей складок, плоскостей моноклиналей и динамометаморфической полосчатости (структур сжатия  $F$ ), формирующихся тем же региональным полем напряжений, что и зона скальвания, перпендикулярны оси  $\sigma_1$ .
5. Ось  $\sigma_3$  компланарна базисным участкам рассматриваемых плоскостей и коллинеарна базисным участкам шарниров складок.

Приведенные соотношения могут быть использованы для определения основных параметров зоны скальвания двумя путями: либо с помощью применения сетки Вульфа, либо посредством составления и решения соответствующих систем уравнений. Второй путь, очевидно, более перспективен, так как позволяет автоматизировать процесс решения прямой и обратной кинематических задач.

Ниже приведены трансцендентные уравнения, следующие из сформулированных выше

соотношений. В левой части уравнений стоят тангенсы (котангенсы) углов, показанных на рис. 1.

$$\operatorname{tg} \angle (R^g, A) = \frac{\operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \cos \psi}{\sin \beta \pm \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \cos \beta \cdot \sin \psi}; \quad (4)$$

$$\operatorname{tg} \angle (R'^g, A) = \frac{\cos \psi}{\cos \beta \cdot \sin \psi \pm \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \sin \beta}; \quad (5)$$

$$\operatorname{tg} \angle (R^g, R'^g) = \frac{[1 - \operatorname{tg}^2 \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right)] \sin \beta \cdot \cos \psi}{[1 + \operatorname{tg}^2 \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right)] \sin \beta \cdot \cos \beta \cdot \sin \psi \pm \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) (1 - \sin^2 \beta \cdot \sin^2 \psi + \cos^2 \psi)}; \quad (6)$$

$$\operatorname{tg} R^v = \frac{\sin \beta \sqrt{\left[ \sin \beta \pm \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \cos \beta \cdot \sin \psi \right]^2 + \operatorname{tg}^2 \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \cos^2 \psi}}{\operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \sin \psi \mp \cos \beta \left[ \sin \beta \pm \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \cos \beta \cdot \sin \psi \right]}; \quad (7)$$

$$\operatorname{tg} R'^v = \left\{ \sqrt{1 - \sin^2 \beta \cdot \sin^2 \psi} \left[ \sqrt{\operatorname{tg}^2 \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \sin^2 \beta \cdot \cos^2 \psi + [1 - \sin^2 \beta \cdot \sin^2 \psi \pm \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \sin \beta \cdot \cos \beta \cdot \sin \psi]^2} \right]^{1/2} \right\} / \left\{ \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \cos \beta \mp \sin \beta \cdot \sin \psi \left[ 1 - \sin^2 \beta \cdot \sin^2 \psi \pm \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \sin \beta \cdot \cos \beta \cdot \sin \psi \right] \right\}; \quad (8)$$

$$\operatorname{tg} \angle (T^g, A) = \operatorname{ctg} \angle (SF^g, A) = \operatorname{ctg} \angle (\sigma_3^g, A) = \frac{\cos \psi}{\sin \beta \pm \cos \beta \cdot \sin \psi}; \quad (9)$$

$$\operatorname{tg} \angle (R^g, T^g) = \frac{\left[ 1 - \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \right] \sin \beta \cos \psi}{\sin^2 \beta + \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) (1 - \sin^2 \beta \cdot \sin^2 \psi) \pm \left[ \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) + 1 \right] \sin \beta \cdot \cos \beta \cdot \sin \psi}; \quad (10)$$

$$\operatorname{tg} T^v = \operatorname{ctg} SF^v = \frac{\sqrt{2 - (\cos \beta \mp \sin \beta \cdot \sin \psi)^2}}{\cos \beta \mp \sin \beta \cdot \sin \psi}; \quad (11)$$

$$\operatorname{tg} \angle (F^g, A) = \operatorname{ctg} \angle (\sigma_1^g, A) = \frac{\cos \psi}{\sin \beta \mp \cos \beta \cdot \sin \psi}; \quad (12)$$

$$\operatorname{tg} \langle R^g, F^g \rangle = -\operatorname{ctg} \langle R^g, \sigma_1^g \rangle = \frac{\left[ 1 + \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) \right] \sin \beta \cdot \cos \psi}{\operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) (1 - \sin^2 \beta \cdot \sin^2 \psi) - \sin^2 \beta \mp \left[ \operatorname{tg} \left( \frac{\pi}{4} - \alpha_0 \right) - 1 \right] \sin \beta \cdot \cos \beta \cdot \sin \psi \cdot \cos \beta} \quad (13)$$

$$\operatorname{tg} F^v = \frac{\sqrt{2 - (\cos \beta \pm \sin \beta \cdot \sin \psi)^2}}{\cos \beta \pm \sin \beta \cdot \sin \psi}; \quad (14)$$

$$\operatorname{tg} \langle T^g, F^g \rangle = \operatorname{tg} \langle \sigma_1^g, \sigma_3^g \rangle = \frac{2 \sin \beta \cdot \cos \psi}{\cos^2 \beta - \sin^2 \beta \cdot \sin^2 \psi}. \quad (15)$$

В уравнениях (4)–(14) знаки "+" и "-" в выражениях "±" и "∓" используются в зависимости от того, представляет собой разлом сбросо-сдвиг или взбросо-сдвиг. При сбросо-сдвиге используется знак "+", при взбросо-сдвиге – "-".

Для быстрого приближенного решения уравнений (4)–(15) составлены специальные номограммы.

Помимо нахождения основных параметров зоны скальвания и угла скальвания  $\alpha_0$ , уравнения (4)–(15) позволяют посредством решения прямой задачи производить идентификацию структур II порядка (чаще всего это  $R'$ -сколы и трещины отрыва – структуры, наиболее благоприятные для поисков оруденения).

Рассмотрим практическое применение предлагаемой методики на примере Первомайского глубинного разлома центральной части Украинского щита, разделяющего Подольский блок на западе и Кировоградский блок на востоке. Первый сложен породами гранулитовой фации (чарнокит-эндербитовый комплекс), в которой – породами амфиболитовой и частично гранулитовой фаций.

Детальное геолого-геофизическое изучение северной части разлома протяженностью около 80 км на участке Первомайск – Добрянка (рис. 3) показало, что это типичная зона скальвания шириной до 15–20 км, в которой отчетливо выделяются  $L$ - и  $R$ -сколы, представленные милонитовыми швами средней мощностью около 200 м. Геофизические и геологические данные позволяют довольно точно определить азимут простираения осевой плоскости: зоны скальвания (параметр  $A$ ) и простираение базисных участков осевых плоскостей приразломных структур сжатия (параметр  $F^g$ ). Характер подворотов складок и кулисообразные ряды  $R$ -сколов свидетельствуют о том, что в зоне скальвания происходил правый сдвиг. Важно отметить, что правый сдвиг наблюдается одновременно и в горизонтальной, и в вертикальной (если смотреть с юга на север) плоскостях. Это видно по подворотам катакlastических структур под милонитовые швы в перпендикулярных простираению зоны вертикальных стенках многих обнажений (рис. 4). Следовательно, по разлому происходило косое смещение крыльев.

Из детального обследования всех обнажений складывается весьма интересная картина внутренней структуры зоны скальвания, схематически показанная на рис. 5. Она состоит в том, что многокилометровые дуги структур сжатия делятся  $L$ - и  $R$ -сколами на более короткие отрезки, каждый из которых представляет собой миниатюрную дугу, подворачивающуюся по типу правого сдвига под сколы. Минимальный размер таких фрагментов в пределах милонитовых швов около 0,5 м.

Решение прямой и обратной кинематических задач.

Известны следующие параметры:  $A = \text{C}3\ 335\text{--}340^\circ$  (по геофизическим данным и простираению  $L$ -сколов);  $\beta = 83^\circ$  в северо-восточных румбах (по падению  $L$ -сколов); простираение базисных участков  $R$ -сколов  $R^g = \text{C}3\ 355^\circ$ , их падение  $R^v = 85\text{--}90^\circ$  на юго-запад; простираение базисных участков осевых плоскостей структур сжатия  $F^g = \text{C}3\ 285\text{--}295^\circ$ .

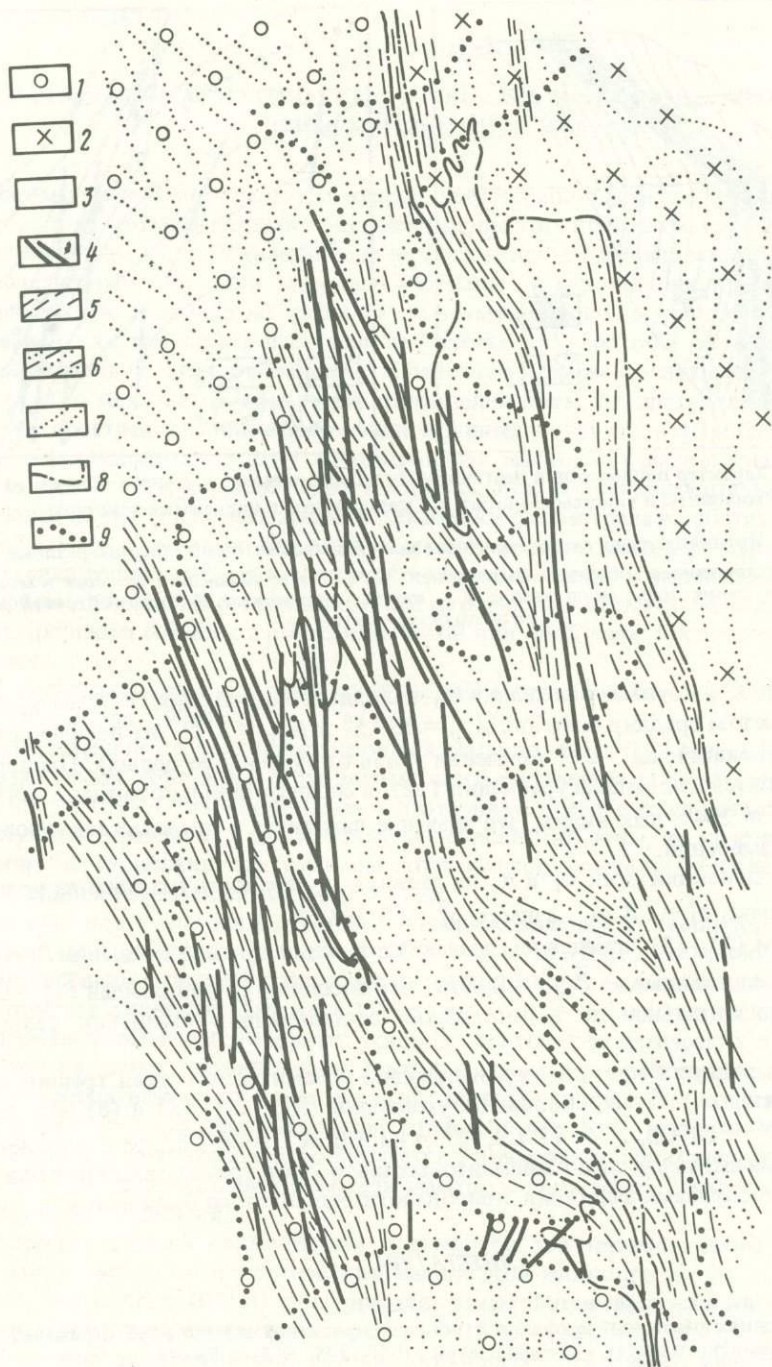


Рис. 3. Геологическая схема Первомайского разлома

Подольский блок: 1 — чарнокит-эндербитовый комплекс; Кировоградский блок: 2 — гнейсово-мигматитовый комплекс; 3 — кировоградские порфиroidные граниты; 4 — милониты и ультрамилониты; 5 — катаклазиты; 6 — участки развития слабого катаклаза; 7 — линейность и полосчатость; 8 — контур кировоградских порфиroidных гранитов; 9 — контур обнаженной части разлома

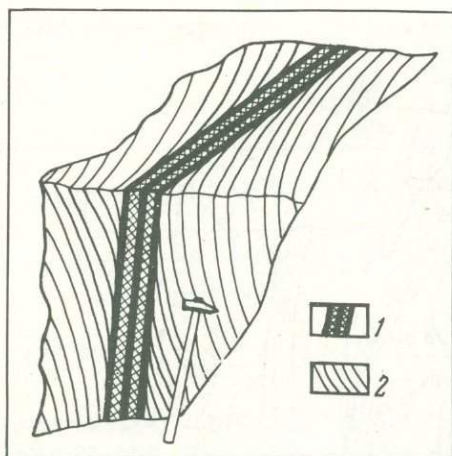


Рис. 4. Характер подворотов в вертикальных и горизонтальных стенках обнажений  
1 – милониты и ультрамилониты; 2 – катаклазиты и полосчатые текстуры

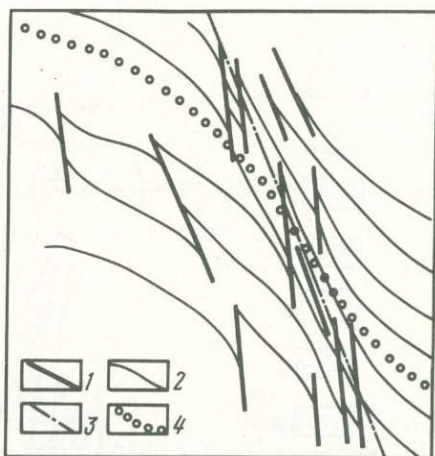


Рис. 5. Принципиальная схема строения зоны скалывания Первомайского разлома

1 – сколы, представленные милонитовыми швами; 2 – осевые плоскости складок и моноклиналий; 3 – осевая линия зоны скалывания; 4 – линия, отражающая обобщенный рисунок подворота структур сжатия

Угол сдвига  $\psi$  и угол скалывания  $\alpha_0$  находятся из решения системы уравнений (4) и (7). С учетом средних значений  $A_{\text{ср}} = 337,5^\circ$  и  $R_{\text{ср}}^v = 87,5^\circ$  их величины равны:  $\psi = 27^\circ$  (сбросо-сдвиг),  $\alpha_0 = 25^\circ$  (значения углов округлены до целых). Проверка решения производится с помощью уравнения (12), в соответствии с которым  $\angle(F^g, A) = 43,5^\circ$ , т.е.  $F^g = 294^\circ$ . Как видим, это значение находится в пределах азимутов, полученных путем измерений.

Направление проекций осей  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$  на дневную поверхность находим из уравнений (12) и (9). Азимут  $\sigma_1^g = \text{СВ } 24^\circ$ , азимут  $\sigma_3^g = \text{СЗ } 288^\circ$ .

По формулам (1)–(3) определяем значения проекций вектора смещения  $\vec{P}_i$ . Полная горизонтальная составляющая  $\vec{P}_{i_{xy}} = 0,89\vec{P}_i$ , вертикальная составляющая  $\vec{P}_{i_z} = 0,45\vec{P}_i$ . Отношение горизонтальной и вертикальной составляющих смещения равно примерно 2.

Посредством решения прямой задачи находим элементы залегания трещин отрыва (структур растяжения)  $T$ - и  $R^t$ -сколов. Из уравнений (9), (11), (5) и (8) получаем соответственно:  $T^g = 18^\circ \text{СВ}$ ,  $T^v = 77^\circ \text{СЗ}$ ,  $R^{tg} = 43^\circ \text{СВ}$ ,  $R^{tv} = 68^\circ \text{СЗ}$ . Это позволяет идентифицировать значительное число милонитовых швов и зон трещиноватости с близкими вычисленным элементами залегания, природа которых до этого была неясной.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.  
Исай В.М. Об условиях разломообразования в консолидированной земной коре (применительно к территории Украинского щита). – Геофиз. журн., 1983, т. 5, № 3, с. 88–94.  
Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 144 с.  
Хендин Д. Прочность и пластичность. – В кн.: Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969, с. 211–272.

## РАЗЛОМНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ МОДЕЛИРОВАНИЕ С ПРИМЕНЕНИЕМ ЦЕНТРИФУГИ

Разломно-магматические процессы играют чрезвычайно важную (если не самую важную) роль в тектогенезе. Однако многие стороны этих процессов, несмотря на большое число исследований и публикаций, еще не вполне ясны. На связь магматизма с тектоникой исследователи обратили внимание уже давно, и в настоящее время она является общепризнанной. Различия во взглядах по этому вопросу заключаются не в существовании связи как таковой, а в степени ее "жесткости", способах осуществления и причинно-следственной обусловленности. Существуют также различные мнения о месте зарождения, о механизмах подъема и становления магм, предлагаются разные решения проблемы пространства при образовании крупных интрузивов [Проблемы . . . , 1969; Раст, 1972]. Очевидно, поэтому моделирование тектоно-магматических процессов является одной из актуальных задач тектонофизики и экспериментальной тектоники.

Наиболее полно связь магматизма и тектоники рассмотрена в работах Ю.М. Шейнманна [1968, 1976]. Среди многих важных выводов, вытекающих из этих исследований, отметим следующие, имеющие непосредственное отношение к нашей теме:

1. Любые проявления современного магматизма или магматизма недавнего геологического прошлого связаны с областями, в той или иной мере тектонически активными [Шейнманн, 1968].

2. В пределах океанов и материков развиты практически одинаковые мантийные магмы [Шейнманн, 1976].

3. Существенной особенностью основных магм является большая скорость их подъема. Скорее можно говорить о струе магмы, чем о медленном подъеме астенолита [Шейнманн, 1968, с. 152]. Путь для подъема подготавливает себе не сама магма (как это было бы в случае всплывания), она использует ослабленные зоны, по которым происходят тектонические подвижки, т.е. разломы, хотя существование на глубине длительно живущих трещин и невозможно [Там же, с. 76].

4. Расплав не отделяется в обычных условиях давления от твердой породы, если он составляет меньше половины объема [Там же, с. 78, 154]. Временно появляющиеся большие перепады давлений позволяют выжать из твердого каркаса лишь незначительные количества жидкости [Там же, с. 154].

Воспроизведение в лабораторных условиях тектоно-магматических процессов является одной из самых сложных задач тектонофизического моделирования. Это связано с особенностями взаимодействующих сред: твердых хрупких, но в ненарушенном состоянии непроницаемых для жидкостей горных пород, и их маловязких расплавов — магм. Решение задачи несколько облегчается с применением центрифуги, что позволяет примерно в  $10^3$  раз увеличить в модели массовую силу (силу "тяжести"), но и это не устраняет всех трудностей.

Х. Рамберг, первым применивший центрифугу для тектонического эксперимента, изучал закономерности проникновения маловязкой жидкости (воды, точнее — раствора  $KMnO_4$ , вязкость  $\sim 10^{-2}$  П) снизу вверх сквозь толщу вещества значительно большей вязкости (грунтовки, замазки, вязкость  $\sim 5 \cdot 10^4$  П) [Рамберг, 1970, с. 137]. Как отмечает автор этих экспериментов, условия подобия по отношению вязкостей жидкой и "твердой" частей системы были соблюдены не достаточно строго. В моделях это отношение было порядка  $10^{-6} - 10^{-7}$ , в то время как в реальных геологических объектах оно должно быть порядка  $10^{-14}$  или еще меньше. Наряду с таким количественным несоответствием существует и другое, качественное: нарушения в массивах горных пород часто носят хрупкий, а не вязкий характер. Об этом свидетельствуют отсутствие следов течения в породах, вмещающих дайкообразные магматические тела, прямолинейность

разломов, сейсмичность тектонически активных областей и другие признаки. Тем не менее в экспериментах Х. Рамберга получены весьма интересные результаты, в частности внедрение жидкости в межпластовое пространство с образованием силлоподобных форм.

Кристаллические породы и их расплавы отличаются не только по реологическим свойствам, но и по плотности. Плотность мантийных расплавов основного состава приблизительно на  $0,3 \cdot 10^3$  кг/м<sup>3</sup> меньше, чем средняя плотность ультраосновного вещества литосферы, и настолько же больше плотности гранитно-метаморфического слоя земной коры. Это значит, что литосферные блоки в расплаве основного состава должны тонуть, а блоки земной коры — всплывать. Таким образом, моделирование разломно-магматических процессов требует соблюдения условий подобия по двум основным параметрам: прочности твердой среды и соотношению плотностей твердой и жидкой компонент. К величине вязкости модельной жидкости можно не предъявлять слишком строгих требований. Необходимо только, чтобы жидкость достаточно свободно перемещалась по трещинам. Оценки необходимой прочности для материала модели дают величины: по напряжениям — порядка  $5 \cdot 10^3 - 5 \cdot 10^4$  Н/м<sup>2</sup> (для центрифугируемых моделей), по деформациям — порядка  $10^{-2} - 10^{-3}$ . Из общеизвестных материалов такой низкой прочностью по напряжениям обладают только порошки, сухие или слабо увлажненные. По деформациям же они даже несколько прочнее. С этим еще можно было бы мириться, но порошки и в ненарушенном состоянии проницаемы для низковязких жидкостей. При отсутствии модельных (эквивалентных) материалов с комплексом нужных свойств разломообразование и взаимодействие жидкости с разбитой на блоки средой можно попытаться изучать раздельно: сначала использовать порошковые материалы, а затем — модели из отдельных твердых пригнанных один к другому блоков соответствующей плотности и геометрии в системе с жидкостью. Понятно, что последние модели могут служить лишь иллюстрацией принятой схемы, но иллюстрацией, очевидно, более убедительной, чем мысленный эксперимент.

При постановке экспериментов принималась гипотеза о существовании в мантии Земли изначальных, первичных, линз расплавов, постепенно остывающих и кристаллизующихся. Кристаллизация расплавов сопровождается деформациями вмещающей толщи. Когда эти деформации достигают предела прочности пород, возникают трещины, и расплав, выжимаемый погружающимся блоком литосферы, из линзы устремляется по ним вверх. После ликвидации одной линзы в процесс включаются другие, залегающие на других глубинных уровнях, и т.д. Потребность в такой гипотезе возникает вследствие трудностей, с которыми сталкиваются существующие схемы зарождения крупных объемов магм внутри твердого кристаллического вещества мантии [Раст, 1972; Шейнманн, 1968, 1976]. Одним из доводов в пользу этой гипотезы может служить так называемый жильный комплекс крупных интрузий, сложенный наиболее легкоплавкими минеральными ассоциациями, кристаллизующимися из остаточных расплавов [Уэйджер, Браун, 1970, с. 100, 160; Шарков, 1980, с. 106]. Если на глубинах в первые километры расплавы кристаллизуются в течение сотен тысяч — миллионов лет, то на глубинах в сотни километров это время увеличивается до сотен миллионов — миллиардов лет. Крупные интрузии можно, вероятно, рассматривать как природную модель тектоносферы. Другой важный довод — обнаружение геофизическими методами на различных глубинах в мантии Земли большого числа магматических камер [Раст, 1972].

Модели, в которых отсутствовали "расплавы", имели обычно такую конструкцию. В обойме из оргстекла в виде коробки без дна с внутренними размерами  $127 \times (20-65) \times (40-70)$  мм в нижней части укладывался слой пластилина (фундамент), на который наслаивалась модельная толща соответствующей геометрии. Пластилин в роли фундамента удобен, во-первых, тем, что он является хорошим гидроизолятором (а это важно при наслаивании модельной толщи из взвесей порошков в воде), а во-вторых, позволяет задавать дифференцированные вертикальные перемещения модельной толщи путем удаления или добавления материала фундамента на том или ином участке нижней границы модели.

Особенности и тектонические следствия разломно-магматического процесса рассмотрим на примере образования структуры типа рифтоподобной платформенной впадины.

На рис. 1 показана модель, которая имитирует образование впадины (типа Днепровско-Донецкой) путем погружения участка литосферы; при этом предполагалось, что консолидированная кора в пределах впадины была изначально тоньше, чем под обрамляющими ее территориями. По этой модели можно было установить закономерности развития краевых нарушений, некоторые общие черты деформирования осадочного заполнения впадины, но магматические явления, прямо или косвенно проявляющиеся при образовании подобных структур, остались вне рассмотрения.

Конструкции моделей, в которых воспроизводилось взаимодействие жидкой компоненты с твердыми блоками, были более сложными. Обоймы из оргстекла (иногда в сочетании с дюралюминием) были открыты только сверху. Предусматривалось винтовое устройство для перемещения на заданную величину блоков, имитирующих материал литосферы, или, что то же самое, — устройство для изменения объема полостей, заполненных жидкостью. Иногда такие модели снабжались также электронагревателем, питаемым через коллектор. Электронагреватель применялся тогда, когда расплавы имитировались материалом, способным в зависимости от температуры разжижаться или затвердевать.

Пример модели, по своей геометрии также соответствующей упомянутой выше схеме образования платформенных впадин, представлен на рис. 2. Здесь ничего нельзя сказать об объективных закономерностях образования тектонических нарушений (блоковая структура всей модели задана), но зато можно проследить особенности развития системы плотных "литосферных" блоков, несколько менее плотного "мантийного расплава" и наименее плотных блоков "коры" и "осадков"<sup>1</sup>.

В соответствии с законом плавления при всплытии блоков коры на поверхности образуется расчлененный рельеф: поверхность тонкой коры оказывается погруженной, а поверхность более мощной — приподнятой (рис. 3; см. также рис. 2). В природных условиях впадина будет заполняться осадками. В условиях продолжающегося погружения соответствующего впадине литосферного блока и поступления новых порций мантийных расплавов относительное погружение участка тонкой коры будет сохраняться до тех пор, пока мощность осадков не достигнет величины

$$H_0 = \frac{H_1(\rho_m - \rho_1) - H_2(\rho_m - \rho_2)}{\rho_m - \rho_0},$$

где  $H_1$  — мощность толстой коры;  $H_2$  — мощность тонкой коры;  $\rho_1, \rho_2$  — соответственного средние плотности этих элементов;  $\rho_m$  — плотность мантийного расплава;  $\rho_0$  — средняя плотность осадков<sup>2</sup>. Заключительный этап развития модели, показанный на рис. 2, 7, 8, примерно соответствует этому положению. Если бы центральный литосферный блок погружался и дальше, твердая поверхность модели оставалась бы практически горизонтальной, а мощность линзы расплава под корой впадины продолжала бы увеличиваться.

Следующим этапом моделирования разломно-магматических процессов было применение в качестве материала, имитирующего литосферу, порошка (главным образом мела), сцементированного агарозным гелем малой концентрации (1%). Этот материал в несколько раз прочнее, чем сухие или слабо увлажненные порошки, но зато практически непроницаем для жидкостей. Таким образом, удалось несколько улучшить качественное подобие моделей реальным объектам: получать трещины хотя бы в литосфере естественным образом, в процессе ее деформирования. Для материала коры приходилось составлять набор из ранее изготовленных твердых блоков заданной геометрии

<sup>1</sup> Ниже при описании процессов в моделях во всех случаях, когда ясно, что речь идет о модельных объектах, кавычки будем опускать.

<sup>2</sup> Формула строго справедлива лишь для блоков простейшей формы с горизонтальными и вертикальными границами.

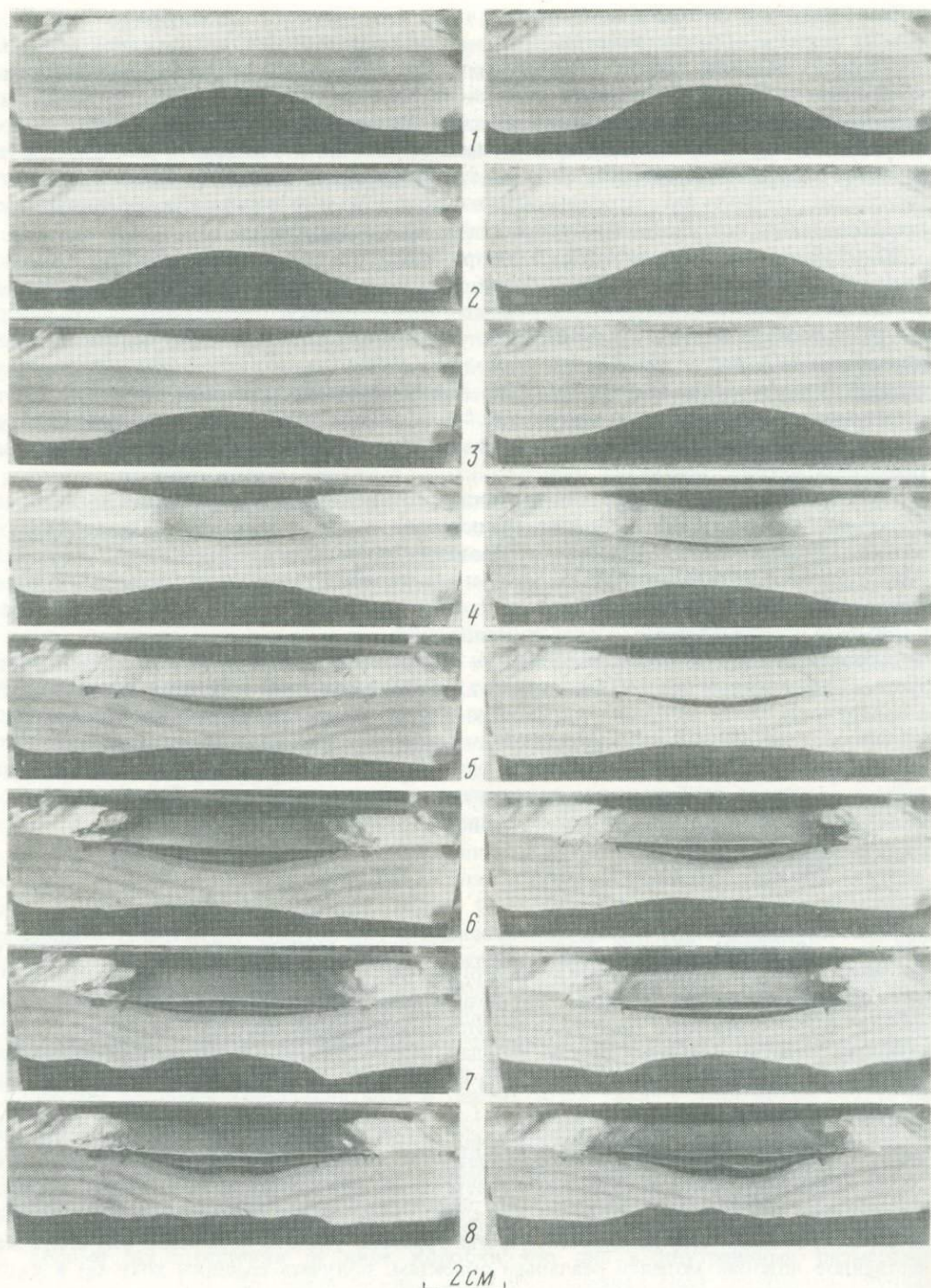


Рис. 1. Модель образования платформенной впадины (типа Днепровско-Донецкой)

Показаны две стороны модели. Жидкость, имитирующая магматический расплав, отсутствует. Темный материал внизу — "литосфера" (пластилин). Выше — толща "консолидированной коры" (чередование слоев влажного порошка мела и смеси мела с бентонитовой глиной). В образующейся впадине — "осадочный слой" (глина с целлюлозой — светлые слои и глина с графитом — темные).

1 — начальное состояние модели; 2—8 — этапы моделирования

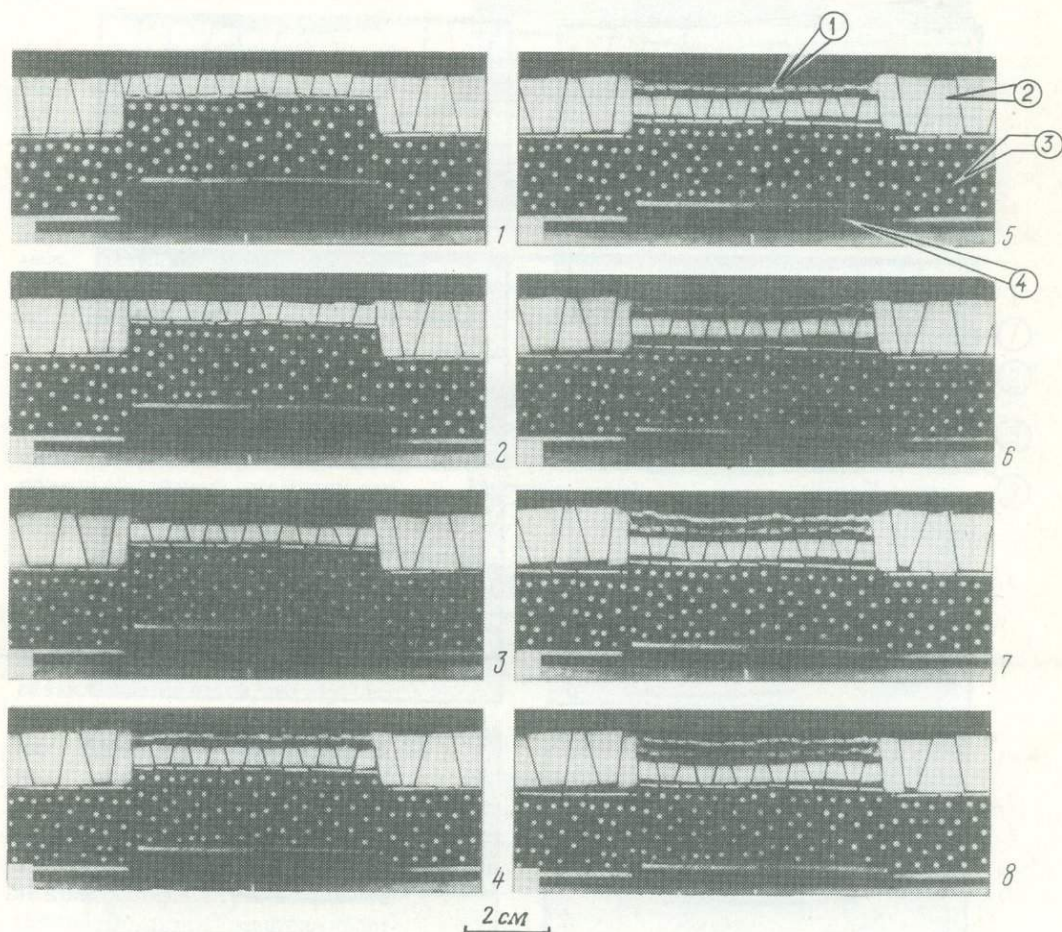


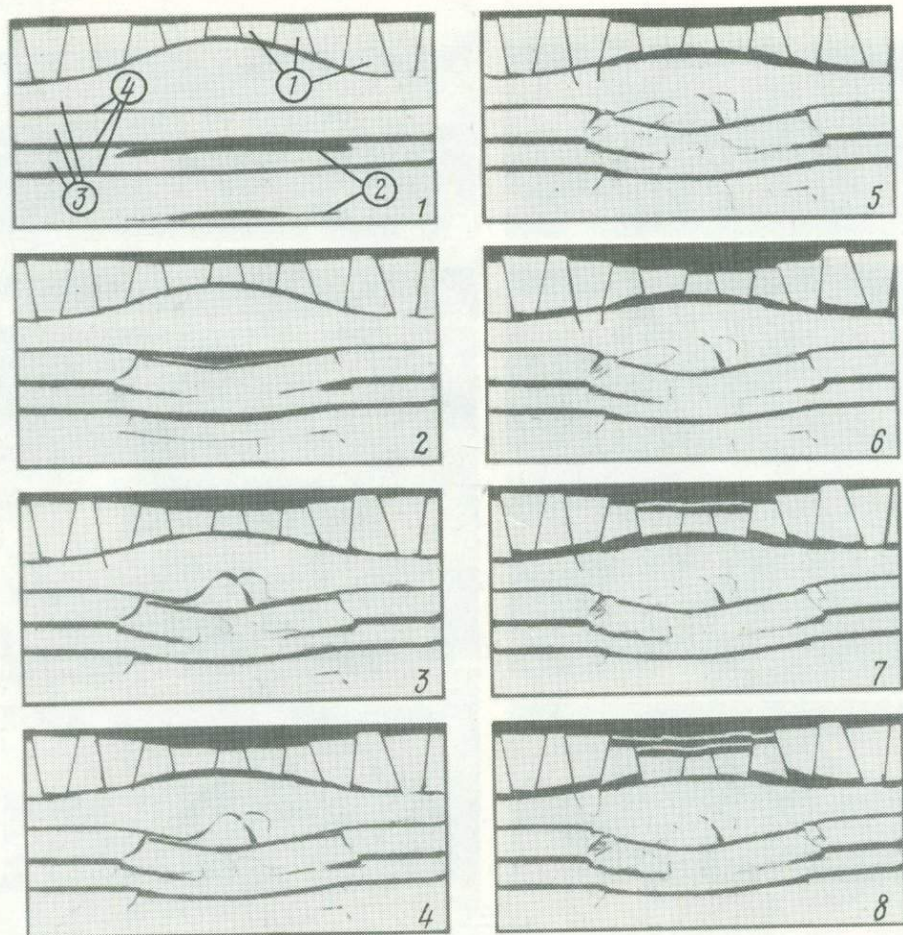
Рис. 2. Модель, иллюстрирующая взаимодействие жидкости с твердыми блоками, имитирующими структуру рифтоподобной впадины

1 — начальное состояние модели; 2—8 — этапы моделирования. Цифры в кружках: 1, 2 — "осадочный слой" и "консолидированная кора" (пенопласт, плотность  $0,6 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ); 3 — "литосфера" (оргстекло, плотность  $1,18 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ), 4 — "магматический расплав" (разогретый 5%-ный агарозный гель, плотность  $10^3 \text{ кг/м}^3$ ). Этап 8 отличается от этапа 7 тем, что гель охладился и затвердел; состояние плавления блоков "коры" заморожено

рии, если существенным было ее детально дифференцированное перемещение, либо же использовать нехрупкие материалы (смазки). Это связано с тем, что необходимо, как уже отмечалось, не только подобрать различные элементы модели по деформационным свойствам, но и соблюсти определенное соотношение их плотностей.

На рис. 3 представлен результат моделирования платформенной впадины (по той же схеме ее образования), но с использованием этого нового материала. В начальном состоянии в толще литосферы заданы две расположенные одна над другой линзы жидкости. Над ними — участок относительно тонкой коры. Под действием силы тяжести (в эксперименте — до 450g) происходит деформация литосферы, выражающаяся в "раздавливании" линз, появлении трещин (главным образом по краям жидких включений), образовании промежуточных магматических камер<sup>1</sup>. Постепенно жидкость выжи-

<sup>1</sup> В природе "раздавливание" происходит, вероятно, еще до конца кристаллизации всей тектоносферы по тугоплавким компонентам, после образования над линзой достаточно мощной толщи твердых пород, либо, если линза образована на сравнительно небольшой глубине, после того, как начнется кристаллизация ее собственного материала. При моделировании имелся в виду последний случай.



2 CM

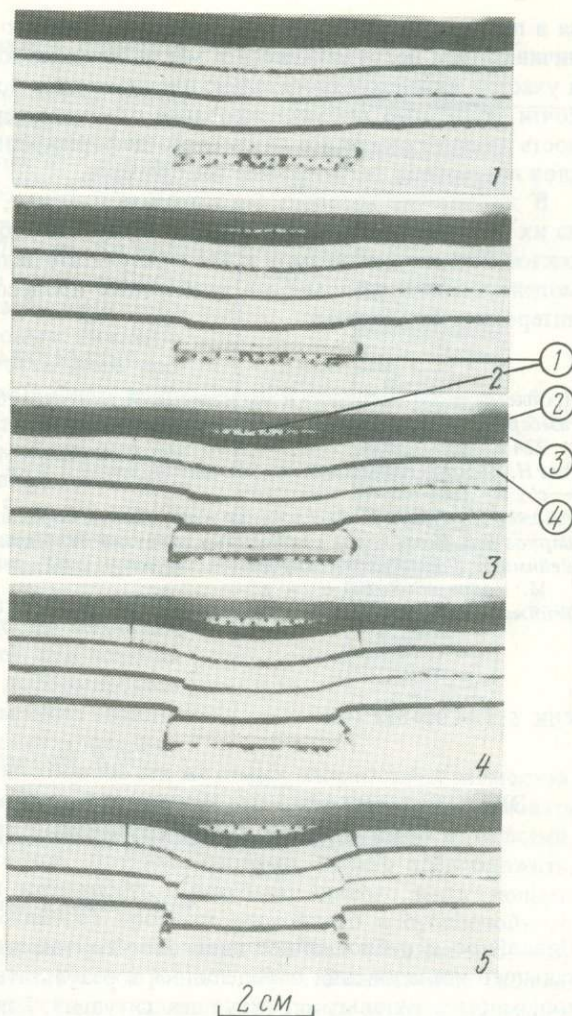
Рис. 3. Разломно-магматическая модель образования рифтоподобной впадины

1 — начальное состояние модели; 2–8 — этапы моделирования. Цифры в кружках: 1 — блоки "коры" (пенопласт, плотность  $0,6 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ); 2 — линзы с жидкостью, имитирующей магматический расплав (вода, плотность  $10^3 \text{ кг/м}^3$ ); 3 — "литосфера" (порошок мела, сцементированный 0,75%-ным агарозным гелем, плотность  $1,4 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ); 4 — маркирующие прослои (в материал "литосферы" добавлен графит). Материал "осадочного слоя", появляющегося на этапе 7 — тонкие пластинки пенопласта, окрашенные в белый и черный цвет

мается вверх, заполняет зазоры между блоками коры, в результате чего они всплывают. Как и в рассмотренной выше модели, поверхность относительно тонкой коры оказывается опущенной. Нагружаемая осадками тонкая кора опускается еще ниже, выжимая жидкость под обрамление впадины. В результате формируется структура, по своей геометрии и другим показателям неплохо соответствующая рифтоподобным впадинам. Действительно, хрупкое трещинообразование, сконцентрированное в основном по краям впадины, хорошо согласуется с особенностями сейсмичности активных рифтоподобных структур. Характер трещин (явный элемент раздвигания, особенно на начальных и промежуточных этапах) согласуется с закономерностями напряженного состояния краевых зон рифтоподобных впадин, определяемого по волнам землетрясений. Заметим, что в центре впадины — обстановка сжатия, что хорошо видно в модели, представленной на рис.1. Здесь в осадочной толще возникла линейная антиклинальная складка, подобная хорошо известному главному антиклинорию Донбасса.

Рис. 4. Модель образования внутрикоровой интрузии

1–5 – этапы моделирования. Цифры в кружках: 1 – “магматический расплав” в мантийной линзе и в “жоре” (раствор сахара, плотность  $1,15 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ ); 2 – верхний слой “коры” (густая смазка, плотность  $0,82 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ ); 3 – нижний слой “коры” (опилки оргстекла с графитом, плотность  $1,2 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ ); 4 – материал “мантии” (порошок мела, сцементированный 0,6%-ным агарозным гелем, плотность  $1,4 \times 10^3 \text{ кг/м}^3$ ). Темные прослои в материале “мантии” – маркирующие, с графитом



Концентрация расплавов в подошве коры и их последующие охлаждение и кристаллизация должны создавать аномалии теплового потока.

В двух последних моделях можно проследить новую, разломно-магматическую схему установления изостатической уравновешенности земной коры. Суть ее заключается в том, что процесс изостатического уравнивания происходит не постоянно, а только в периоды тектономагматической активности, когда блоки коры реально плавают в магматическом расплаве. После кристаллизации расплавов состояние изостазии “замораживается” и в гравитационном поле неотличимо от реального “плавления”. Важным моментом является то, что в общем случае не существует так называемого уровня компенсации, обязательного для вычисления изостатических аномалий. Он возникает только тогда, когда хотя бы одна из горизонтальных (“геоидальных”) поверхностей проходит полностью по расплаву. А это, в свою очередь, возможно либо при отсутствии рельефа поверхности Мохоровичича в момент поступления расплавов под кору, либо при больших объемах расплавов в основании коры, компенсирующих этот рельеф. Произвольное введение уровня компенсации приводит к тому, что изостатические аномалии получатся даже тогда, когда блоки коры реально плавают в магматическом расплаве. Не исключено, что именно этим объясняются большие изостатические аномалии в областях островных дуг, где на сравнительно небольшом расстоянии наблюдаются значительные перепады мощностей земной коры.

Одной из старых тектонических проблем является проблема пространства при образовании крупных интрузий. В свете гипотез о линзах расплавов в мантии Земли и разломно-магматическом способе установления изостатической уравновешенности земной коры эта проблема находит простое решение, которое очевидно из уже рассмотренных примеров (см. рис. 2, 3), где формировались “подкорковые интрузии”. Пример модели внутрикоровой интрузии приведен на рис. 4. Процесс ее образования заключает-

ся в перемещении жидкости с одного глубинного уровня на другой по трещинам, ограничивающим погружающиеся в магматическую камеру вышележащие блок литосферы и участок нижнего относительно плотного слоя коры. В результате объем нижней линзы почти полностью скомпенсировался объемом верхней; верхний слой коры и поверхность модели оказались лишь слабо деформированными, в то время как литосферные слои претерпели значительные деформации.

В заключение хотелось бы выразить надежду, что рассмотренные модели, несмотря на их определенное несовершенство, будут способствовать более глубокому пониманию тектонических механизмов и что в результате дальнейшего совершенствования методов моделирования разломно-магматических процессов будут получены новые важные и интересные результаты.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969. 270 с.  
*Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 224 с.  
*Раст Н.* Зарождение, подъем и становление магм. — В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972, с. 284–310.  
*Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.  
*Шарков Е.В.* Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.  
*Шейнманн Ю.М.* Очерки глубинной геологии: (О связи тектоники с возникновением магм). М.: Недра, 1968. 221 с.  
*Шейнманн Ю.М.* Тектоника и магматизм. М.: Наука, 1976. 393 с.

УДК 551.24.02+551.243.

*Ю.В. Миллер*

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ, СВЯЗАННОЙ С ПОСЛОЙНЫМ СДВИГОВЫМ ТЕЧЕНИЕМ

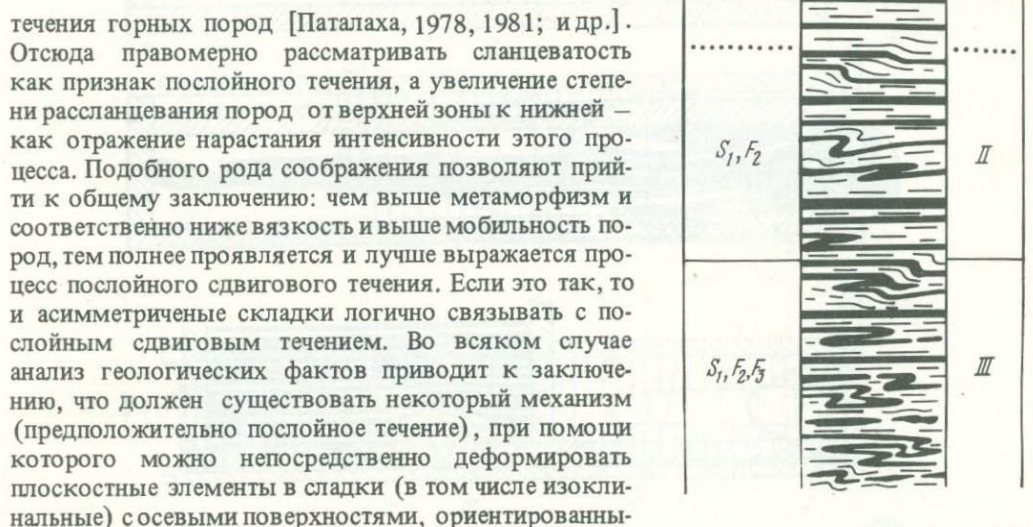
#### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Послойное и субпослойное сдвиговое течение как предмет специального экспериментального исследования определилось в результате анализа многих геологических объектов, многих типовых структурных ситуаций. Важнейшей из них является структурная зональность, развивающаяся в области перепада вязкостных свойств горных пород в условиях послойного сдвигового течения. Такая зональность, в частности, наблюдается при приближении к согласным с напластованием крупным разломам как зонам сдвига, характеризующимся аномально низкой вязкостью. Особенно хорошо зональность этого типа изучена в области перехода от неметаморфизованных пород к метаморфизованным, где перепад вязкости определяется изменением степени метаморфической перекристаллизации, синхронной с деформацией (рис. 1). На ранней стадии становления зональность выражается в строго послойном рассланцевании пород (зона I), которое позднее осложняется локально развитыми мелкими асимметричными складками различной степени сжатости, вплоть до изоклинальных (зона II). По мере падения вязкости нередко появляются аналогичные складки второй (зона III), а иногда и третьей генерации. Закономерными членами этого ряда могут оказаться будинаж, линейность, птигматовые, реже — интерфолиальные складки. Такая вертикальная структурно-метаморфическая зональность начиная с П. Фурмарье описывалась многими исследователями в разных районах и безусловно может рассматриваться в качестве типовой [Кириллова, 1960; Миллер, 1977, 1982; Миллер, Харитонов, 1978; Fourmarier, 1953; Sitter, Zwart, 1960; Kimura, 1968; Fyson, 1971; Iwamatsu, 1975; и др.].

Эмпирические, экспериментальные и теоретические исследования показывают, что кливаж (сланцеватость) является одной из важнейших форм проявления сдвигового

Рис. 1. Структурная зональность, связанная с послойным сдвиговым течением

*I—III* — структурные зоны, отражающие различные уровни пластической составляющей сдвига: *I* — низкий, *II* — повышенный, *III* — высокий. Пунктиром показан предел структурной реализации вращательных моментов. *S* — сланцеватость; *F* — складки; цифровой индекс — этап деформации



течения горных пород [Паталаха, 1978, 1981; и др.]. Отсюда правомерно рассматривать сланцеватость как признак послойного течения, а увеличение степени расланцевания пород от верхней зоны к нижней — как отражение нарастания интенсивности этого процесса. Подобного рода соображения позволяют прийти к общему заключению: чем выше метаморфизм и соответственно ниже вязкость и выше мобильность пород, тем полнее проявляется и лучше выражается процесс послойного сдвигового течения. Если это так, то и асимметричные складки логично связывать с послойным сдвиговым течением. Во всяком случае анализ геологических фактов приводит к заключению, что должен существовать некоторый механизм (предположительно послойное течение), при помощи которого можно непосредственно деформировать плоскостные элементы в складки (в том числе изоклинные) с осевыми поверхностями, ориентированными параллельно додеформационному положению тех же самых плоскостных элементов. Анализ геологических объектов наводит на мысль, что этот механизм должен действовать локально и приводить к чередованию отдельных складок и их серий со слоями и пачками, не затронутыми складчатой деформацией. Другими словами, можно предположить, что вся рассматриваемая структурная зональность — результат единого, нарастающего во времени и пространстве (прогрессивного) процесса послойного и субпослойного сдвигового течения. Этот тезис в качестве рабочей гипотезы был положен в основу нескольких серий опытов, в том числе рассмотренных ниже. Выдвижению рабочей гипотезы в такой формулировке предшествовал длительный поиск механизма дислокации пород, удовлетворительным образом объясняющего всю совокупность фактов. Этот поиск заключался не только в анализе многих геологических объектов. В течение 1972–1977 гг. были выполнены многочисленные эксперименты, в том числе основанные на неправильных предположениях, а иногда и вполне корректные опыты, результаты которых неверно интерпретировались. Например, делалась попытка связать полученные в эксперименте складки с турбулентным течением и перенести этот эффект на природные объекты. Таким образом, в процессе поиска природного механизма менялась не только техника эксперимента, видоизменялась и рабочая гипотеза. Это важно, так как соотношение между рабочей гипотезой и результатом экспериментальной работы далеко не так просто, как может показаться с первого взгляда.

Технически задача заключалась в том, чтобы наложить на многослойную толщу, состоящую из пластов различной вязкости, изначально строго послойное течение и обеспечить в разных частях модели сдвиговый эффект различной интенсивности.

#### ТЕХНИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Эксперименты ставились в тектонофизической лаборатории МГУ с использованием многослойной толщи из канифоли, изготовленной по методике, разработанной Ю.М. Гореловым, В.Г. Галицким и другими сотрудниками и подробно описанной в ряде публикаций [Лебедева, 1976; Гончаров, Горелов, 1976; Миллер, 1982; и др.].

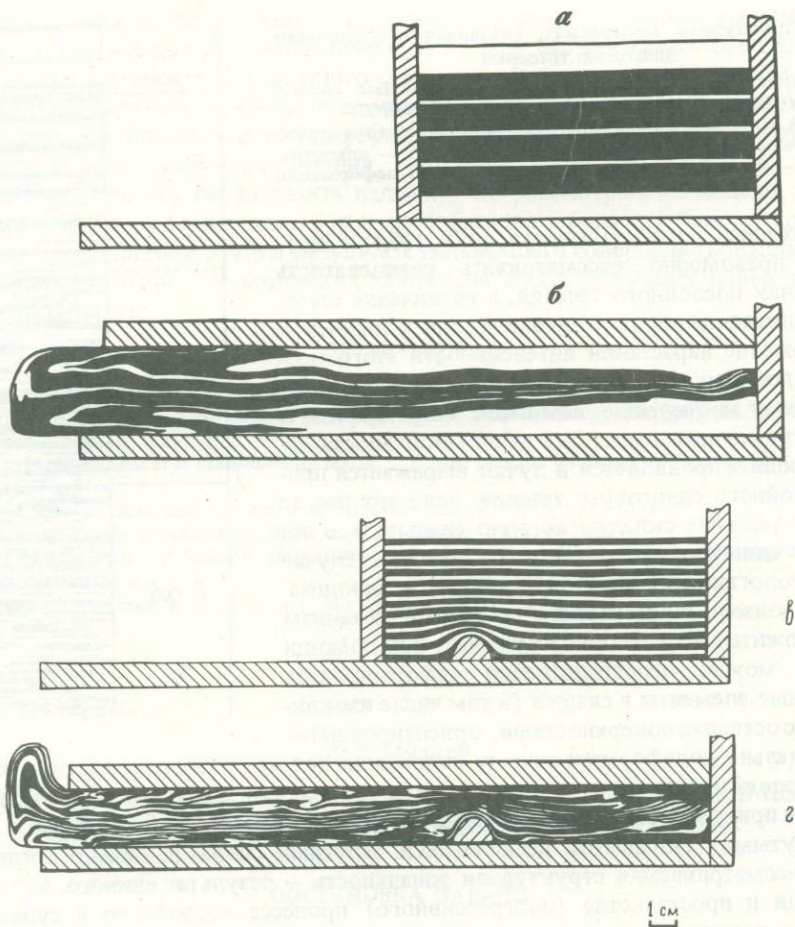


Рис. 2. Экспериментальное воспроизведение послойного и субпослойного сдвигового течения  
*a, б* — первая серия опытов: *a* — многослой до деформации, *б* — многослой после деформации;  
*в, г* — вторая серия опытов: *в* — многослой до деформации, *г* — многослой после деформации

Разноокрашенные слои различной вязкости приготавливались из порошкообразной канифоли с последующим уплотнением под прессом. Светлые слои (90% канифоли, 10% машинного масла) обладали повышенной вязкостью, темные (85% канифоли, 15% машинного масла) — пониженной. Многослой помещался в крайнюю правую часть модельного ящика, нагревался до  $60^{\circ}\text{C}$ , чем обеспечивалась вязкость, отвечающая условиям подобия, и деформировался путем сближения верхней и нижней стенок модельного ящика (рис. 2). Величина деформации достигала 50%, время — 16–18 мин. В этих условиях изначально строго послойное течение могло осуществляться только в одном направлении — справа налево. В отличие от природных объектов в эксперименте вариации пластической составляющей сдвигового эффекта вызывались не изменением вязкости, а трением о верхнюю и нижнюю стенки модельного ящика. Соответственно в модели одновременно развивались две сдвиговые зоны — одна в нижней, другая в верхней части многослоя. В природе в большинстве случаев (но не всегда!) мы имеем дело с единичными сдвиговыми зонами. Единичной сдвиговой зоне отвечает и рассматриваемая структурная зональность.

Для контроля условий подобия использовалась формула В.М. Гзовского [1963], удовлетворяющая требованиям, предъявляемым к моделированию вязко-пластичных

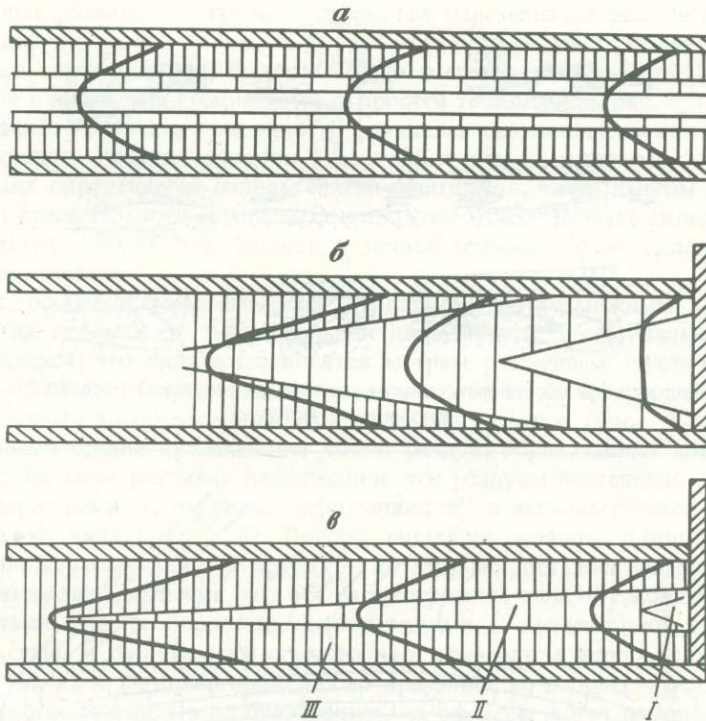


Рис. 3. Распределение градиентов скоростей течения (пластической составляющей сдвига) при прогонке вязкой жидкости через трубу или желоб (а) и на разных стадиях деформации (б, в) в условиях рассматриваемых экспериментов

I—III — уровни градиентов скорости течения: I — низкий, II — повышенный, III — высокий

деформаций:

$$C_{\eta} = C_{\rho} C_g C_l C_{\tau},$$

где  $C$  — отношение соответствующих природных и модельных параметров ( $\eta$  — вязкость,  $\rho$  — плотность,  $g$  — ускорение свободного падения,  $l$  — линейные размеры,  $\tau$  — время). Природные параметры принимались:  $\eta - 10^{18}$  П;  $\rho - 2,6$  г/см<sup>3</sup>;  $g - 10$  м/с<sup>2</sup>;  $l - n \cdot 10^2$  см (метры);  $\tau - n \cdot 3 \cdot 10^{13}$  с (миллионы лет). Модельные параметры:  $\eta - 10^5$  П (90% канифоли при  $t^{\circ} = 60^{\circ}$  С);  $\rho - 1$  г/см<sup>3</sup>;  $g - 10$  м/с<sup>2</sup>;  $l - n \cdot 1$  см (сантиметры);  $\tau - 1 \cdot 10^3$  с.

Рассмотренные условия проведения опытов исключили возможность возникновения турбулентности. Турбулентное течение может иметь место при достаточно больших значениях числа Рейнольдса ( $Re > 300$ ), которое определяется по формуле:

$$Re = \frac{\text{Работа ускорения}}{\text{Работа трения}} = \frac{l u \rho}{\eta},$$

где  $Re$  — число Рейнольдса;  $l$  — длина, определяющая размер тела;  $u$  — среднее значение скорости потока;  $\rho$  — плотность;  $\eta$  — коэффициент вязкости. Для выполненных опытов  $Re = 2 \cdot 10^{-5}$ . Отсюда следует, что течение эквивалентного материала в эксперименте и тем более горных пород в природе может быть только ламинарным, что не исключает криволинейного ламинарного течения.

Выполнено несколько серий опытов с многослоями, варьирующими по мощности и количеству слоев (см. рис. 2). В одной из серий на дне модельного ящика устанавливалось неподвижное препятствие, призванное локально сократить сечение потока

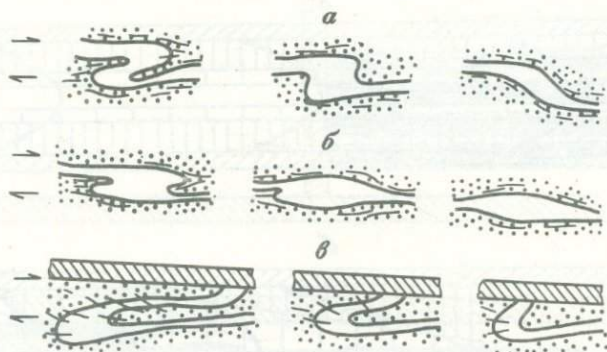


Рис. 4. Эволюционные ряды послойного сдвигового течения (стрелки) первого (а), второго (б) и третьего (в) типов

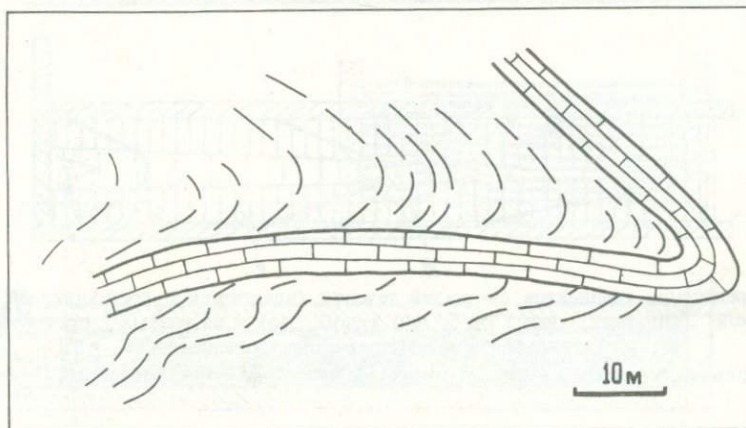


Рис. 5. Складка послойного сдвигового течения третьего типа. Центральный Памир. Зарисовка В.А. Глебовицкого

(см. рис. 2, в). Эти вариации сказались лишь на некоторых второстепенных особенностях развития деформации. По существу, конечный результат во всех случаях определялся в первую очередь распределением в модели пластической составляющей сдвига или градиентами скоростей течения.

При прогонке вязкой жидкости через трубу или желоб эпюры скоростей течения в разных сечениях потока остаются постоянными, а области с высокими и повышенными градиентами скоростей течения равномерно распределяются вдоль стенок (рис. 3, а). В наших опытах материал ниоткуда не поступает, и соответственно эпюры скоростей течения в разных сечениях потока разные, а области с высокими градиентами скоростей течения сначала появляются в левой части модели (рис. 3, б) и по мере развития процесса постепенно распространяется в правую часть, расширяясь и стремясь слиться в единое поле (рис. 3, в).

#### АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Детальное изучение деформационных моделей, макроскопическое и под биноклем, показало, что в поле с минимальными градиентами скоростей течения (см. рис. 3, в, поле I) никаких новообразованных структурных элементов не возникло, за исключением некоторого растяжения и искажения слоев. В поле с повышенными градиентами скоростей течения (рис. 3, в, поле II) развились строго послойный кливаж и линейное растяжение крупных зерен канифоли, ориентированных параллельно течению.

Кливаж получил развитие на границе слоев, где перемешался различно окрашенный порошок канифоли разной вязкости. То, что эта текстура действительно является аналогом кливажа горных пород, было показано в специальной работе Н.Б. Лебедевой [1976]. В поле с высокими градиентами скоростей течения (см. рис. 3, в, поле III), помимо послонного кливажа и линейности, развились наложенные на них системы асимметричных складок. Рисунок складок в верхней и нижней сдвиговых зонах разный и в обоих случаях определяется направлением сдвига, или, что в данном случае одно и то же, знаком вращательного момента. Эти складки можно назвать складками волочения, или, пользуясь более современной и точной терминологией, складками послонного сдвигового течения.

В моделях, особенно тонкослоистых, представляется возможным проследить все стадии развития складок от эмбриональной до конечной, изоклиналиной. При этом нетрудно убедиться, что складки относятся к трем различным генетическим типам. Первый тип обусловлен вращением некоторого отрезка более вязкого слоя на различные углы вплоть до образования изоклиналиной складки (рис. 4, а). Второй тип на эмбриональной стадии представляет собой раздув, образованный слоем повышенной вязкости; по мере развития деформации эти раздувы постепенно становятся все более асимметричными и, наконец, "оформляются" в асимметричные складки, аналогичные первому типу (рис. 4, б). Почему эволюция складок в одних случаях осуществляется по первому типу, в других — по второму, осталось невыясненным. В то же время не вызывает сомнения, что оба рассмотренных типа обусловлены вращательными моментами низких порядков, действующими в элементарной системе слоев: темный — светлый, и теоретически ограничены в размерах: в первом случае — величиной того отрезка слоя, который приходит во вращение, во втором — величиной раздува. После того, как эти складки образовались, их размеры могут измениться только в результате расплющивания в плоскости кливажа. К третьему типу относятся наиболее крупные складки, короткие крылья которых непосредственно упираются в верхнюю или нижнюю стенку модельного ящика (рис. 4, в). Эти складки увеличивают размеры путем перетекания слоев из длинного крыла в короткое через область замка и теоретически не ограничены в размерах, поскольку их величина определяется только длительностью и интенсивностью деформации. Они обусловлены вращательными моментами высоких порядков и соответственно захватывают целую пачку слоев, различных по вязкостным свойствам. К третьему типу относится, в частности, и крупная складка в крайней левой части модели (рис. 2, з), обусловленная более высокой скоростью течения материала в нижней части многослоя по сравнению с верхней, т. е. вращательным моментом наивысшего порядка. В результате развития этой складки слои, слагающие центральную часть многослоя, после деформации обнаруживают выклинивание в верхней части модели.

Все три типа складок послонного сдвигового течения установлены в природе. Первый тип наиболее распространен, к нему относится большинство мелких складок волочения. На складки второго типа до сих пор не обращалось внимания, между тем они имеют значительное распространение, особенно в метаморфических комплексах. Существование в природе складок третьего типа вызывало большие сомнения, в первую очередь потому, что их развитие в эксперименте непосредственно связано с краевым эффектом разворачивания и прилипания к верхней и нижней стенкам модельного ящика слоев крайнего левого торца многослоя, обращенного в пустоту. Тем не менее складки третьего типа обнаружены среди крупных лежащих изоклиналией в покровах Центрального Памира. Важным признаком этих складок и в моделях, и в природе является аномальное отклонение связанного с ним кливажа (сланцеватости) в сторону короткого подвернутого крыла — результат миграции этого крыла через область замка (рис. 5). Представляется вероятным, что к третьему типу относится большинство, а возможно и все крупные и гигантские изоклинали, связанные с покровами течения. Но генетический признак складок этого типа — аномальное отклонение кливажа в сто-

рону подвернутого крыла — сохраняется лишь в редких случаях. Гораздо чаще кливаж успевает переориентироваться и занять положение, параллельное осевой поверхности, т. е. фиксирует не промежуточное, а конечное состояние поля напряжений.

Если проанализировать деформирование модели с позиции принципов определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм [Миллер, 1976], получим, что послойный кливаж и линейность растяжения относятся к первому этапу деформации ( $S_1$ ,  $L_1$ ), а большинство складок послойного сдвигового течения — ко второму ( $F_2$ ) (см. рис. 1), поскольку они заведомо деформируют и кливаж и линейность. Крупная складка, развивающаяся в крайней левой части модели (см. рис. 2,  $\varepsilon$ ) и обусловленная вращательным моментом наивысшего порядка, относится к третьему этапу ( $F_3$ ). В то же время нетрудно убедиться, что фактически развитие структурных форм происходит далеко не в той очередности, которая предписывается представлениями о строго последовательном проявлении этапов деформации во времени. Действительно, за один и тот же промежуток времени в пределах одной модели при постоянной ориентировке внешних действующих сил сформировались зоны с принципиально различной структурной организацией, отличающиеся количеством проявленных этапов деформации. Если мысленно продолжить деформацию, то одновременно в одной части модели будет происходить новообразование  $S_1$  и  $L_1$ , в другой —  $F_2$ , в то время как в крайней левой части модели уже существует  $F_3$ , а со временем, в результате действия тех же или других вращательных моментов, можно ожидать появления  $F_4$ ,  $F_5$  и т. д.

#### ВЫВОДЫ

Выполненные эксперименты показали, что рассматриваемая структурная зональность — результат нарастания пластической составляющей сдвигового эффекта в условиях послойного течения. Изменение пластической составляющей сдвига в пространстве и (или) во времени может быть вызвано разными причинами: трением или перепадом вязкостных свойств, в частности метаморфической зональностью, которая также находит отражение в изменении вязкости пород. В эксперименте удалось получить два важнейших элемента этой зональности: верхний фронт развития послойного кливажа (сланцеватости) деформационного генезиса<sup>1</sup> и верхний фронт проявления складок послойного сдвигового течения. Оба эти фронта фиксируют определенный уровень пластической составляющей сдвига.

И в эксперименте, и в природе происходит миграция в пространстве отдельных структурных зон и структурной зональности в целом за счет расширения областей с повышенными и высокими градиентами скоростей течения. При становлении структурно-метаморфической зональности это явление связано с подъемом фронта метаморфической перекристаллизации. Отсюда на предыдущей стадии развития процесса зона *I* отвечала нерассланцованным породам и располагалась за пределами структурной зональности, зона *II* по структурной организации соответствовала современному состоянию зоны *I* и т. д. (см. рис. 1). Есть основание полагать, что без расширения во времени областей с повышенными градиентами скоростей течения такая зональность развиваться не может, т. е. зональность не просто функция градиента скоростей течения, но функция градиента градиентов скоростей течения.

Складки послойного сдвигового течения (по крайней мере складки первого и второго типов) развиваются тогда, когда оказывается превышенным некоторый предел, который предлагается называть пределом структурной реализации вращательных моментов. В то же время надо иметь в виду, что еще задолго до появления складок в зоне послойного рассланцевания фиксируется вращение порфириобласт, порфирокласт, галек, будин и других объектов повышенной вязкости. Направление вращения включе-

<sup>1</sup> П. Фурмарье, установивший вертикальную структурно-метаморфическую зональность, назвал этот плоскостной элемент foliation [Fourmarie, 1953].

ний и рисунок складок послойного сдвигового течения находятся в закономерном соотношении: они отвечают единому вращательному моменту с определенным образом ориентированной осью вращения (шарниром).

Для пород, разных по вязкостным и другим механическим свойствам, предел структурной реализации вращательных моментов не одинаков. При прочих равных условиях в тонкослоистых породах низкой вязкости предел структурной реализации вращательных моментов достигается раньше, чем в грубослоистых породах высокой вязкости. Отсюда в тонкослоистой пачке низкой вязкости может появиться одна или несколько генераций складок послойного сдвигового течения, в то время как во вмещающих грубослоистых породах высокой вязкости будет наблюдаться лишь послойное расслаивание.

В результате однонаправленного сдвигового течения теоретически можно получить пространственное сочетание структурных форм, отвечающее любому количеству этапов деформации. В природных объектах до настоящего времени удавалось установить не более трех этапов, развивающихся как отражение однонаправленного потока, т.е. соответствующих вращательным моментам с одинаково ориентированной осью вращения.

В условиях однонаправленного сдвигового течения развитие структурных форм очередного этапа деформации определяется не изменением ориентировки внешних действующих сил, а созданием благоприятных условий для структурной реализации вращательных моментов. Поэтому складки не получают одновременного и сквозного развития, а формируются выборочно — там и тогда, где и когда действующие вращательные моменты оказываются достаточными для их образования. Этапы деформации в этих условиях могут выступать в качестве относительных временных реперов только для конкретных точек геологического пространства, где фиксируется та или иная последовательность развития структурных форм. Для пространственной возрастной структурной корреляции деформаций такие этапы не пригодны. Сказанное не дает основания вообще отказываться от выделений этапов деформации, поскольку касается только однонаправленных потоков. Любое изменение направления течения материала в природе или в эксперименте отчетливо фиксируется в шпикативной структуре и может выступать в качестве надежного временного репера при построении структурно-возрастных шкал.

По рисунку складок послойного сдвигового течения, ориентировке их шарниров, направлению вращения включений, другим особенностям деформированной толщи можно определять направление сдвига или знак вращательного момента, траекторию, а в некоторых случаях и направление течения материала, т.е. важнейшие параметры тектонического потока, а также изменение этих параметров во времени и в пространстве.

Квалификация вертикальной структурно-метаморфической зональности как отражение субгоризонтального, преимущественно послойного течения горных пород имеет принципиальное значение. Постоянное развитие такого типа зональности в обрамлении метаморфических комплексов свидетельствует о том, что подвижные области во время проявления метаморфизма в большинстве случаев находятся в состоянии регионального горизонтального течения, которое не локализуется в ареале метаморфизма, но в скрытой или явной форме реализуется на огромных территориях. В метаморфических ареалах горизонтальное течение находит наиболее полное проявление и отчетливое структурное выражение в виде послойной сланцеватости и складок послойного сдвигового течения, определяющих рассматриваемую зональность и объединяемых в собственно метаморфический структурный парагенезис, характерный для подавляющего большинства метаморфических комплексов. Во многих случаях, но, по-видимому, не всегда, за пределами метаморфических ареалов горизонтальное течение находит выражение в региональном покровообразовании. Отсюда покровообразование и собственно метаморфический структурный парагенезис представляют собой две различные формы проявления одного и того же процесса регионального горизонтального течения горных

пород. Покровообразование осуществляется в условиях обычной вязкости пород, становление собственно метаморфического парагенезиса — в условиях аномально низкой вязкости и чрезвычайно высокой мобильности метаморфизирующегося вещества. Поскольку эти параметры достигаются не сразу, а лишь при достаточно высоком метаморфизме, существует некоторая, иногда весьма обширная зона перепада вязкостных свойств горных пород, где и развивается структурная зональность, представляющая собой растянувшийся в пространстве процесс становления собственно метаморфического парагенезиса. В метаморфических породах по структурным формам, составляющим этот парагенезис, легче, чем в неметаморфизованных образованиях, установить факт регионального течения пород, определить ориентировку тектонического потока, знак вращательного момента и траекторию течения. Таким образом, метаморфические ареалы играют роль индикаторов горизонтальных тектонических потоков, а закономерности, установленные на основе рассмотренных экспериментов, являются методической основой для выделения и изучения этих потоков.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. 3/4. 544 с.
- Гончаров М.А., Горелов Ю.М. Физическое и математическое моделирование складчатых структур, возникающих в слоистых толщах при адвективных движениях. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 34—45.
- Кириллова И.В. О последних работах П. Фурмарье по кливажу (сланцеватости). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1960, т. 35, № 2, с. 132—138.
- Лебедева Н.Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 31—43.
- Миллер Ю.В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм. — Геотектоника, 1976, № 6, с. 99—108.
- Миллер Ю.В. Закономерности развития деформационных циклов. — В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1977, с. 121—137.
- Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.
- Миллер Ю.В., Харитонов А.Л. Структурные соотношения метаморфизованных и неметаморфизованных пород в зональных комплексах. — В кн.: Принципы и методы структурного анализа метаморфических комплексов. Л.: Наука, 1978, с. 190—201.
- Паталаха Е.И. Законы и модель дислокационного процесса. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978а, № 5, с. 15—22.
- Паталаха Е.И. Кливаж и дислокационный процесс. — Вестн. АН КазССР, 1978б, № 6, с. 19—26.
- Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
- Fourmarier P. Schistosity et grande tectonique. — Ann. Soc. géol. Belg. Bull., 1953, t. 76, N 8/10, p. 275—301.
- Fyson W.K. Fold attitudes in metamorphic rocks. — Amer. J. Sci., 1971, vol. 271, N 5, p. 373—382.
- Iwamatsu A. Folding-styles and their tectonic levels in the Katakami and Abakuma mountainous lands, northeast Japan. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. 2, 1975, vol. 19, N 2, p. 5—131.
- Kimura T. Some folded structures and their distribution in Japan. — Jap. J. Geol. and Geogr., 1968, vol. 39, p. 1—26.
- Sitter L.U., Zwart M.J. Tectonic development in supra- and infra-structures of a mountain chain. — In: Rep. 22 sess. Intern. geol. Congr. Delhi: 1960, pt 18, p. 248—256.

## МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛИТЕЛЬНО "САМОРАЗВИВАЮЩИХСЯ" ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

В физике давно существует понятие о "свободных" и "вынужденных" процессах. В качестве популярного примера можно привести колебания маятника. Его свободные колебания обусловлены собственной энергией этой простейшей механической системы. Если же на маятник действуют, помимо силы тяжести, другие внешние силы, то он совершает вынужденные колебания.

С этих позиций можно подойти и к такому процессу, как тектонические деформации в земной коре, в первую очередь складкообразование.

Довольно часто предполагают, что складкообразование происходит под действием внешних сил, приложенных к геосинклинальной осадочной толще со стороны соседних сближающихся платформ или литосферных плит. Возникающие при этом складчатые деформации можно квалифицировать как "вынужденные". Здесь осадочная толща ведет себя как пассивный объект приложения внешних сил, не обладающий собственной энергией. Если такую толщу оставить в покое, то в ней не произойдет никаких тектонических деформаций.

Однако природные осадочные толщи вполне могут обладать собственной потенциальной энергией. Такая ситуация возникает при наличии в толще инверсии плотности, когда нижележащие породы легче, чем вышележащие. В этом случае центр тяжести толщи смещен вверх относительно равновесного положения, т.е. толща обладает избыточной потенциальной энергией. В качестве примера можно привести толщу, в которой соленосные слои перекрыты более тяжелой осадочной покрывкой.

Такая система механически неустойчива. Она стремится "избавиться" от излишней энергии, т.е. сместить свой центр тяжести вниз. Это достигается путем "всплывания" нижней более легкой части толщи и погружения верхней — более тяжелой. Такие движения конвективного типа получили наименование "адвективных", или "адвекции" [Белоусов, 1969, 1976]. В приведенном примере с соленосной толщей адвекция приводит к формированию соляных куполов и осложняющей их складчатости.

Подобный процесс складкообразования может быть квалифицирован как "свободный", "саморазвивающийся", в отличие от "вынужденного", обусловленного действием внешних тектонических сил.

Исследования последних лет, начало которым было положено работами В.В. Белоусова [1969, 1976] и которые проводятся в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ, показали, что на инверсионной стадии геосинклинального режима из мантии в земную кору проникает тепловой импульс. Этот импульс "заряжает" геосинклинальную осадочную толщу избыточной потенциальной энергией, отвечающей возникшей инверсии плотности. Последняя возникает потому, что нижняя часть толщи нагревается сильнее, чем верхняя. В нижней части происходит региональный метаморфизм, в то время как в верхней — только мета- и катагенез. Главным фактором создания инверсии плотности является высокое содержание в толще поровой воды при ничтожной гидравлической проницаемости пород, препятствующей оттоку воды вверх. Инверсия плотности приводит к адвекции термофлюидного типа. В результате адвективных движений происходит складкообразование. Подробно данная концепция изложена в монографии автора [Гончаров, 1979].

Эта концепция трактует складкообразование как "свободный" "саморазвивающийся" процесс. Возникает вопрос о моделировании этого процесса в лаборатории.

**"Вынужденное" складкообразование.** Как известно, при воспроизведении тектонических структур необходимо соблюдать условия подобия природного и лабораторного процессов. При моделировании такого медленного и длительного процесса, как складкообразование, "вынужденного" действием внешних сил, это условие состоит в следующем [Гзовский, 1975]:

$$C_{\eta} = C_l C_t C_{\rho} C_g, \quad (1)$$

где  $C_{\eta}$  — множитель подобия по вязкости, т.е. отношение вязкости эквивалентного материала к вязкости моделируемой природной толщи. В правой части равенства фигурируют соответствующие множители подобия по размерам слоев и структур ( $l$ ), длительности процесса ( $t$ ), плотности материала ( $\rho$ ) и ускорению силы тяжести ( $g$ ) в эксперименте и в природе. При этом обычно  $C_{\rho} \sim 1$  и  $C_g \sim 1$ , так как плотность эквивалентных материалов имеет тот же порядок, что и плотность горных пород, а ускорение силы тяжести одно и то же в эксперименте и в природе (если только не используется центрифуга). Поэтому можно применять упрощенную формулу:

$$C_{\eta} = C_l C_t. \quad (2)$$

Это условие следует понимать таким образом. Имеется одно уравнение (2), следовательно, должен быть только один неизвестный параметр, который определяется с помощью этого уравнения. Все остальные параметры, входящие в данное уравнение, предполагаются известными.

В качестве неизвестного параметра обычно фигурирует вязкость эквивалентного материала. Остальные параметры предполагаются либо известными (природные вязкость, размер и длительность), либо заданными (лабораторные размер и длительность).

"Заданность" лабораторных параметров означает следующее. Размер модельного образца определяется размером прибора, а длительность складкообразования — той внешней силой, которая "вынуждает" слоистый образец к горизонтальному сокращению. Если мы, скажем, хотим получить складчатость в течение одного часа, то мы должны задаться либо определенной величиной внешней силы и подобрать материал соответствующей вязкости, либо, наоборот, задаться некоторой вязкостью материала и подобрать соответствующую величину внешней силы. Определенность в этот выбор как раз и вносит уравнение (2). Если мы подберем эквивалентный материал с вязкостью, соответствующей этому уравнению, то процесс складкообразования, идущий в лаборатории в течение часа, можно считать физически подобным природному. Если же условие (2) не соблюдено, то, несмотря на такую же длительность опыта и на геометрическое подобие природной и модельной складчатости, физическое подобие обоих процессов достигнуто не будет.

**"Свободное" складкообразование.** При моделировании "свободного" адвективного складкообразования условия подобия видоизменяются [Гончаров, 1979]. Условие, определяемое уравнением (2), выполняется теперь автоматически. Это вытекает из самой сути процесса адвекции, который является "саморазвивающимся" и сильно упрощает моделирование. Весьма существенно то, что экспериментатору можно обойтись без оценки таких параметров природного процесса, как длительность складкообразования и особенно вязкость природных толщ, о которых мы пока еще знаем мало.

Для воспроизведения термофлюидной адвекции необходимо соблюсти равенство в природе и лаборатории двух безразмерных параметров:

$$R_m = R_n \quad (3)$$

и

$$\left( \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)_m = \left( \frac{\Delta \rho}{\rho} \right)_n \quad (4)$$

Здесь индекс  $m$  обозначает модель (model), а индекс  $n$  — природный объект (nature) в соответствии с практикой обозначения физических величин начальными буквами отвечающих им английских терминов.  $R$  — число Рэлея:

$$R = \frac{\Delta\rho}{\rho} \cdot \frac{gh^3}{\nu X}, \quad (5)$$

где  $\Delta\rho$  — разность плотностей в кровле и подошве адвектирующей толщи, имеющей мощность  $h$ , кинематическую вязкость  $\nu$  и температуропроводность  $X$ . Остальные величины уже фигурировали в формуле (1).

Условие (3) с точностью до порядка выполняется также автоматически, если моделируется  $l$  и  $n$  в  $l$  и  $n$  в плане складчатости. Дело в том, что линейные адвективные формы возникают лишь в узком диапазоне чисел Рэлея — между значениями  $10^3$  и  $10^4$ . Ниже значений  $10^3$  процесс не идет, несмотря на наличие в толще инверсии плотности (имеет место адвективная устойчивость), а выше  $10^4$  формируются купольные структуры. Заметим попутно, что адвективная концепция объясняет с единых позиций образование как линейных, так и купольных складчатых форм, что весьма проблематично для гипотезы внешних сил [Гончаров, 1979].

Таким образом, уже сам факт воспроизведения в лаборатории линейной адвективной складчатости означает соблюдение условия (3). Что касается другого условия подобия — условия равенства степени инверсии плотности в природе и лаборатории (4), то этот параметр для природной толщи поддается расчету, поскольку температура, давление и содержание флюида в осадочной толще в первом приближении известны. При этом можно использовать данные разных отраслей геологии — морской геофизики, глубинной гидрогеологии, нефтяной геологии и петрологии [Гончаров, 1979].

Важно отметить, что оба параметра подобия (3) и (4) представляют собой безразмерную комбинацию свойств осадочной толщи (мощность, тепловое расширение, температуропроводность, вязкость, плотность). Лишь ускорение силы тяжести играет здесь роль "внешнего" фактора, однако его определенность и малая изменчивость не идут ни в какое сравнение с возможным спектром значений величины других внешних сил. В этой комбинации отсутствуют такие кинематические и динамические характеристики, как скорости движения, деформации, действующие силы и время их действия. В процессе адвекции и складкообразования все эти величины, естественно, фигурируют, но их значения не являются произвольными, заданными "извне", а однозначно определяются перечисленными свойствами осадочной толщи. Степень инверсии плотности определяет избыточную потенциальную энергию толщи, а число Рэлея — форму ее "высвобождения". Именно в этом смысле, по аналогии с маятником (см. выше), адвекция представляет собой "свободный" процесс, обусловленный собственной энергией системы, а адвективные структуры можно считать "саморазвивающимися".

Изучение различных процессов в физике, таких, как колебания маятника, тепловая конвекция и другие, обычно шло от более простых "свободных" к более сложным "вынужденным". Парадокс в развитии геотектоники заключается в том, что процесс складкообразования еще со времен контракционной гипотезы начали мыслить как "вынужденный", а тем самым более сложный. И поэтому не удивительно то, что проблема генезиса складчатости до сих пор остается актуальной.

Попытаемся проиллюстрировать эту мысль на примере вопроса о складкообразующих напряжениях.

#### "КОНСТАНТА СКЛАДЧАТОСТИ"

Для оценки складкообразующих напряжений охарактеризуем складчатость таким безразмерным параметром, который определялся бы комбинацией величин, включающей напряжение. Такой параметр можно получить из известного условия подобия [Гзовский, 1975]:

$$C_n = C_\sigma C_t. \quad (6)$$

Здесь  $\sigma$  — девиаторное напряжение, представляющее собой разность между общим напряжением и всесторонним давлением. Именно девиаторное напряжение вызывает пластическую деформацию. В частном случае, когда главное среднее нормальное напряжение равно всестороннему давлению, девиаторное напряжение по средней оси равно нулю, и деформации в этом направлении не происходит. Этот случай плоской деформации часто реализуется при формировании линейной складчатости, когда отсутствует существенное удлинение или укорочение вдоль шарниров складок. В этом случае, главные девиаторные нормальные напряжения вдоль осей сжатия и растяжения равны по абсолютной величине (отличаясь знаком), а также равны максимальному касательному напряжению. Все эти оговорки сделаны затем, чтобы для простоты изложения говорить только о "напряжениях", подразумевая под этим одновременно как главные девиаторные нормальные, так и максимальные касательные напряжения.

Условия подобия (6) можно переписать в следующем виде:

$$\left(\frac{\sigma t}{\eta}\right)_m = \left(\frac{\sigma t}{\eta}\right)_n \quad (7)$$

Другими словами, подобие процессов в лаборатории и в природе будет соблюдено при одном и том же значении безразмерного параметра  $\sigma t/\eta$ .

Е.И. Паталаха и др. [1974] показали, что в линейно-вязком приближении названный безразмерный параметр определяется так:

$$\frac{\sigma t}{\eta} = -2 \ln(1 + \epsilon_3) = 2 \ln K \quad (8)$$

Здесь  $\epsilon_3$ , как обычно, обозначает величину деформации по оси сжатия (алгебраически отрицательна), а  $K$  — величину, показывающую, во сколько раз сократился размер слоистого массива при складкообразовании.  $\epsilon_3$  часто измеряется в процентах, поэтому ее можно назвать "процентной" мерой деформации;  $K$  — это "кратная" мера той же деформации. Автор считает "кратную" меру более удобной при операциях с большими деформациями, так как она одинакова по осям сжатия и растяжения. Например, сокращению размера по оси сжатия в 2 раза отвечает удлинение по оси растяжения тоже в 2 раза. "Процентные" же меры той же деформации отличаются:  $\epsilon_1 = +100\%$  по оси растяжения, а  $\epsilon_3 = -50\%$  по оси сжатия.

Складкообразующее напряжение  $\sigma$  и эффективная вязкость слоистого массива  $\eta$  предполагаются в первом приближении постоянными на протяжении всего времени  $t$  складкообразования, или по крайней мере осредненными по этому времени.

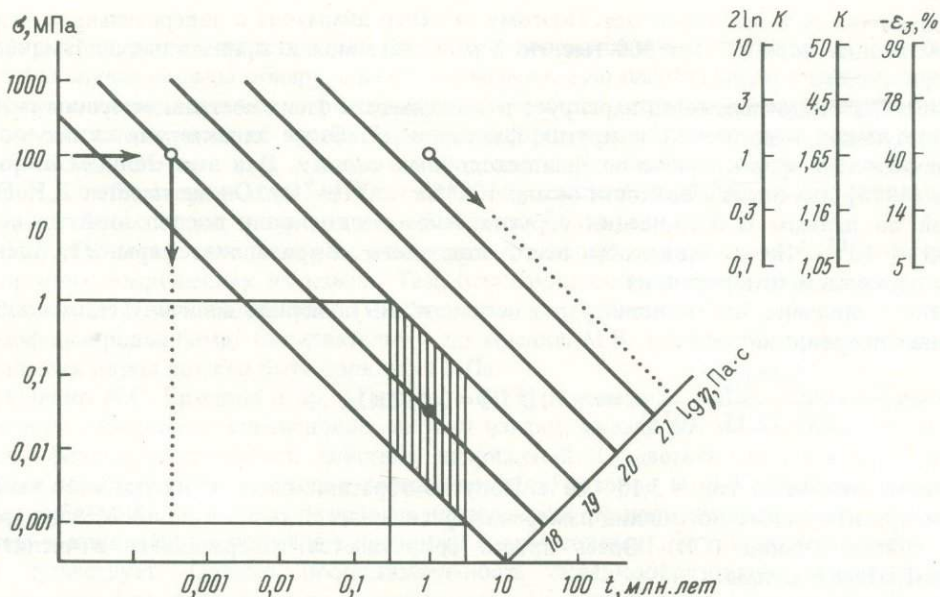
Тот факт, что в правой части формулы (8) фигурирует не сама величина деформации, а ее логарифм, сильно уменьшает диапазон возможных значений параметра  $\sigma t/\eta$ .

Примем за условный центр этого диапазона значение 1. Оно соответствует горизонтальному сокращению в 1,65 раза, т.е. на 40%, и находится в пределах характерных значений этой величины в складчатых областях [Паталаха, Гиоргбиани, 1975; Шолпо, 1978] (рисунок).

Значениям, отличающимся от 1 на половину порядка, т.е. 0,3 и 3, соответствует горизонтальное сокращение в 1,16 раза (на 14%) и 4,5 раза (на 78%). Это диапазон реальных значений величины горизонтального сокращения слоистых толщ в складчатых областях.

Значения же, отличающиеся от 1 на целый порядок, 0,1 и 10, практически нереальны, поскольку им соответствует величина горизонтального сокращения в 1,05 раза (на 5%) и в 50 раз (на 99%). В первом случае имеет место весьма слабая складчатость, не характерная для складчатых областей, во втором — такая "сверхсжатая" изоклиальная складчатость, которая не встречается даже в зонах смятия.

Таким образом, безразмерный параметр  $\sigma t/\eta$  можно с точностью до половины порядка считать "константой складчатости". Коль скоро мы пытаемся



"Константа складчатости". Графически отображено уравнение (8). Темный кружок в центре заштрихованной доверительной области отвечает величине складкообразующих напряжений  $\sigma$  при исходных значениях длительности складкообразования  $t$  и вязкости осадочной толщи  $\eta$ , см. (11). На правых вертикальных шкалах показана слабая изменчивость величины  $2 \ln K$  в пределах реальных значений "кратной" ( $K$ ) и соответствующей ей "процентной" ( $-\epsilon_3$ ) величин горизонтального сокращения складчатых толщ, что позволяет при расчетах принимать ее равной единице (9) и с точностью до половины порядка величины считать "константой складчатости". Светлые кружки соответствуют тем значениям  $t$  или  $\eta$ , которые пришлось бы принять, если бы на толщу действовали внешние усилия, обусловленные движением литосферных плит. Остальные пояснения в тексте

проводить аналогии между тектонофизикой и физикой, то следует заметить, что веками в развитии последней всегда были выявления различных констант (гравитационная постоянная, постоянные Больцмана, Планка и т.п.). Константы являются "точками опоры" при анализе изменчивых физических явлений. Думается, что такая тенденция может быть плодотворной и в тектонофизике.

### СКЛАДКООБРАЗУЮЩИЕ НАПРЯЖЕНИЯ

Опираясь на введенный в анализ параметр  $\sigma t / \eta$  — "константу складчатости", попытаемся определить величину складкообразующих напряжений  $\sigma$ . Для этого нужно оценить две другие входящие в него величины: длительность складкообразования  $t$  и эффективную вязкость осадочных толщ  $\eta$ .

Для наглядности операций исходное уравнение

$$\frac{\sigma t}{\eta} \sim 1 \quad (9)$$

прологарифмируем:

$$\lg \sigma \sim \lg \eta - \lg t. \quad (10)$$

В результате уравнение (9) можно представить графически в виде семейства прямых — линий равной вязкости  $\eta$ , образующих с осями координат угол  $45^\circ$ . По осям в логарифмическом масштабе отложены  $t$  и  $\sigma$  (см. рисунок).

Длительность формирования геосинклиналиной складчатости общего смятия —

это сотни тысяч и миллионы лет. Поэтому за центр диапазона с доверительным интервалом в один порядок (от 300 тыс. до 3 млн. лет) можно принять цифру 1 млн. лет (см. рисунок).

Вязкость осадочных толщ варьирует в зависимости от их состава, величины складкообразующих напряжений и других факторов. Наиболее характерная складчатость общего смятия формируется во флишеподобных толщах. Для этих толщ М.В. Гзовский (1975) дал оценку вязкости около  $10^{18}$  Па · с ( $10^{19}$  П). Он же вместе с Д.Н. Осокиной по данным о поглощении упругих сейсмических волн оценил этой же величиной —  $10^{18 \pm 1}$  Па · с — вязкость всего осадочного покрова литосферы. Эту оценку мы и принимаем (см. рисунок).

Теперь, опираясь на "константу складчатости" (9), оценим величину складкообразующих напряжений:

$$\sigma \sim \frac{\eta}{t} \sim \frac{10^{18} \text{ Па} \cdot \text{с}}{10^6 \cdot (3,15 \cdot 10^7 \text{ с})} \approx 3 \cdot 10^4 \text{ Па} = 0,03 \text{ МПа}, \quad (11)$$

с учетом того, что 1 год  $\approx 3,15 \cdot 10^7$  с. Попутно обратим внимание на удобство вычислений при использовании единиц измерения физических величин в новой Международной системе единиц (СИ). Здесь просто сокращаются содержащиеся в числителе и знаменателе секунды:

Принятые для расчета в (11) значения величин пересекаются на рисунке в точке, обозначенной темным кружком. Это — центр той заштрихованной области, которая образуется при пересечении указанных выше доверительных интервалов: от 0,3 до 3 млн. лет и от  $10^{17}$  до  $10^{19}$  Па · с. В результате получаем доверительный интервал для складкообразующих напряжений — от 0,001 до 1 МПа (т.е. от 0,01 до 10 кг/см<sup>2</sup>).

Сравним нашу оценку с оценками других авторов. Пересчет данных Е.И. Паталахи и др. [1974] с использованием принятых нами значений горизонтального сокращения —  $\epsilon_3 = -40\%$ ,  $t \sim 1$  млн. лет и  $\eta \sim 10^{18}$  Па · с дает величину напряжений при формировании складок течения в 0,03 МПа, а при образовании складок изгиба — 0,005 МПа.

Ж.С. Ержанов и др. [Теория..., 1975] использовали более близкую к действительности реологическую модель осадочной толщи, чем принятое нами линейно-вязкое приближение. Деформация компетентных слоев рассчитывалась в двух вариантах линейной вязкоупругости, по модели тела Максвелла и по модели стандартного линейного тела. Для некомпетентных слоев применялась модель линейно-вязкого тела Ньютона. В результате оказалось, что линейная складчатость может возникнуть при напряжениях в десятые доли мегапаскалей, если отношение мощности слоев к их длине составляет 0,001. Если же это отношение равно 0,0001 (слои мощностью в десятки сантиметров при ширине складчатой зоны в километры), то величина складкообразующих напряжений снижается на два порядка, т.е. до значений в тысячные доли мегапаскалей.

Скорость деформации  $\dot{\epsilon}$  в складчатых поясах оценивается в интервале  $10^{-16}$  —  $10^{-13}$  с<sup>-1</sup> [Naga et al., 1976]. Если воспользоваться основным уравнением линейной вязкости:

$$\sigma = 2\eta\dot{\epsilon}, \quad (12)$$

то при подстановке в него указанных значений, а также принятого выше  $\eta \sim 10^{18}$  Па · с, получим диапазон  $\sigma$  от 0,0002 до 0,2 МПа.

Таким образом, определенный нами доверительный интервал складкообразующих напряжений (0,001—1 МПа) удовлетворительно согласуется с данными других авторов.

Столь малая величина складкообразующих напряжений вынуждает обратиться к дискуссионному вопросу о пределе ползучести горных пород. Под этим пределом понимается некоторое критическое значение напряжений. Под действием напряжений ниже предела ползучести породы обладают лишь очень высокой диффузионной вязкостью и поэтому даже в масштабах геологического времени они деформируются ничтожно мало. Если же напряжения превышают предел ползучести, то пластическая

деформация осуществляется уже благодаря перемещению дислокаций в кристаллах. В этом случае породы обнаруживают так называемую пластическую вязкость, которая на много порядков ниже диффузионной. Значение пластической вязкости в интервале от предела ползучести до предела прочности горных пород постепенно падает с ростом напряжений. Именно эта вязкость определяется из экспериментов по деформации пород в лаборатории. Этой же вязкостью обусловлены большие пластические деформации горных пород в природной обстановке [Гзовский, 1975].

М.В. Гзовский определяет величину предела ползучести по отсутствию деформаций в древних сооружениях из камня. Так, основания колонн некоторых храмов на протяжении 2500 лет выдерживали касательные напряжения до 0,5–0,6 МПа и остались недеформированными. Следовательно, по мнению М.В. Гзовского, предел ползучести скальных пород должен быть порядка 1 МПа.

Однако Ж.С. Ержанов и др. [Теория..., 1975] в полемике с М.В. Гзовским по этому вопросу совершенно справедливо, на наш взгляд, указывают на то, что он не учитывает фактор длительности действия напряжений. Существенную роль здесь играет время релаксации напряжений в горных породах, которое, по В.А. Магницкому, составляет 1000–5000 лет. Если названная длительность не превышает времени релаксации (как в приведенном примере с древними сооружениями), то предел ползучести реально существует. Однако продолжительность складкообразования имеет порядок 1 млн. лет (см. выше), поэтому применительно к данному процессу говорить о пределе ползучести не приходится.

Сказанное выше относится к поликристаллическим породам. Это тем более справедливо применительно к геосинклинальной осадочной толще, податливость которой к деформации существенно облегчается двумя факторами: обводненностью этой толщи [Гончаров, 1979] и наличием некомпетентных, чаще всего глинистых слоев, которые "принимают на себя" основное "бремя" складчатой деформации.

По-видимому, к пределу ползучести, выше которого происходит резкая перестройка механизма пластической деформации — от диффузионного к дислокационному, следует относиться как к своеобразному первому этапу потери прочности. Если условно считать его "первым пределом прочности", то его, как и обычный предел прочности, необходимо рассматривать в реологическом аспекте. Как известно, при длительности действия напряжений порядка 1 млн. лет прочность горных пород понижается на 1–2 порядка по сравнению с условно-мгновенной прочностью и не превышает 1 МПа [Ушаков, Красс, 1972]. Вероятно, такое же понижение испытывает и предел ползучести горных пород — от 1 МПа при относительно кратковременных нагрузках до ничтожной величины при длительном действии напряжений.

Что касается фактора обводненности горных пород, то его действие сказывается даже при кратковременных нагрузках. Так, у влажной бентонитовой глины при содержании глинистой компоненты 60% предел ползучести (точнее, его "кратковременный" аналог — условный предел текучести) равен 0,006 МПа, при содержании глины 45% он уменьшается до 0,002 МПа, а при 35% — практически равен нулю [Михайлова, Осокина, 1973]<sup>1</sup>.

Теперь перейдем к рассмотрению того, как согласуется величина складкообразующих напряжений с концепциями о "вынужденном" и "свободном" складкообразовании.

**"Вынужденное" складкообразование.** Как мы уже говорили, по современным представлениям, "вынужденное" складкообразование обусловлено сближением литосфер-

<sup>1</sup> Столь низкая оценка величины напряжений, под действием которых происходит складкообразование в условиях адвекции, представляется дискуссионной. Не исключено, что такая оценка получена автором потому, что он использовал, по-видимому, заниженную величину вязкости осадочного слоя. Оценка  $10^{18}$  Па·с, данная в работе М.В. Гзовского [1975], относится к вязкости пластического течения, идущего при напряжениях выше предела ползучести (текучести), т.е. при напряжениях не менее 1–5 МПа ( $10^5$ – $50$  кг/см<sup>2</sup>). При рассчитанных автором напряжениях порядка 0,03 МПа ( $300$  г/см<sup>2</sup>) вязкость близка к диффузионной или максимальной вязкости и должна быть минимум на полтора-два порядка выше принятой автором. — Прим. ред.

ных плит. Поэтому следует принять во внимание величину напряжений, необходимых для приведения в действие механизма движения этих плит. Эта величина составляет десятки или первые сотни МПа [Артюшков, 1979], в среднем 100 МПа (1 кбар).

Если считать, что на осадочную толщу действуют столь большие напряжения, то для сохранения "константы складчатости" (см. (9)), следовало бы пересмотреть оценки  $t$  и  $\eta$ . На рисунке новые оценки показаны светлыми кружками со стрелками. Если сохранить неизменной оценку вязкости толщи  $\eta$ , то придется оценить длительность складкообразования  $t$  всего в сотни лет. При сохранении же неизменной оценки длительности вязкость окажется выше  $10^{21}$  Па·с. Для подобных предположений, однако, в настоящее время нет никаких оснований.

Дело усугубляется тем, что с возрастанием напряжений вязкость горных пород падает. Так, флишеидная толща, вязкость которой при малых напряжениях мы использовали выше для расчетов ( $10^{18}$  Па·с), уже при уровне напряжений в 10 МПа снижает вязкость на два порядка, до  $10^{16}$  Па·с [Гзовский, 1975; рис. 4]. Учет этого обстоятельства привел бы к совершенно неправдоподобно малой длительности складкообразования — порядка одного года или меньше.

Для придания большей конкретности нашим рассуждениям обратимся к немногочисленным пока экспериментам, где исследовалась ползучесть горных пород под нагрузкой [Справочник..., 1969].

Условия "вынужденного" складкообразования "выдержала" бы лишь массивная осадочная толща, сплошь состоящая из золенгофенского известняка (Бавария), при комнатной температуре и атмосферном давлении. Такой известняк при напряжении в 70 МПа обладает вязкостью более  $2 \cdot 10^{21}$  Па·с и деформируется с характерной для складкообразования скоростью — менее  $2 \cdot 10^{-14}$  с $^{-1}$ .

Однако уже при более реальных условиях, при температуре 400°C и всестороннем давлении 150 МПа (соответствующем глубине около 6 км), другой тип известняка (юльский мрамор) под действием напряжения 55 МПа характеризуется вязкостью около  $10^{15}$  Па·с и деформируется со скоростью  $4 \cdot 10^{-8}$  с $^{-1}$ , т.е. более чем на шесть порядков быстрее. Длительность складкообразования в массивной толще из такого известняка составила бы не более одного года, что совершенно нереально. В слоистой же толще, содержащей некомпетентные глинистые слои и к тому же обводненной, столь большие напряжения привели бы к практически мгновенной складчатости.

Все предыдущие рассуждения о "вынужденном" складкообразовании основывались на сохранении "константы складчатости", т.е. реальной величины горизонтального сокращения слоистой толщи. Если же это условие не соблюдать, но придерживаться реальных оценок длительности складкообразования и вязкости осадочной толщи, то тогда придется сделать заключение, что сближающиеся литосферные плиты неизбежно расплющат эту толщу до неузнаваемости. Образно говоря, такой результат получится, если колоть орехи не щипцами, а сближающимися вагонами.

Сказанное не означает, что в литосфере не могут возникать значительные напряжения. Такие напряжения, как показали измерения в горных выработках и скважинах, а также по данным сейсмологии и тектонофизики, реально существуют и могут достигать величины 100 МПа [Гзовский, 1975; и др.]. Однако они фиксируются лишь в фундаменте платформ, на щитах и в складчатых областях и отсутствуют в осадочном чехле платформ [Кропоткин, 1973]. Другими словами, напряжения в фундаменте не передаются осадочному чехлу и не вызывают в нем складчатых деформаций. Природа этих напряжений не вполне ясна. В частности, горизонтальные сжимающие напряжения зарегистрированы в некоторых рифтовых зонах [Кропоткин, 1973], где, казалось бы, существует обстановка горизонтального растяжения. Автор усматривает их причину в расширяющем действии флюидов и магм, поднимающихся из мантии [Гончаров, 1979]. Это тот тип механизма создания напряжений, который, по классификации Е.В. Артюшкова [1979], обеспечивает большие напряжения, но относительно небольшие деформации.

**"Свободное" складкообразование.** Как говорилось выше, оно является результа-

том "саморазвивающегося" процесса термофлюидной адвекции. Характерная вертикальная скорость адвективного движения в середине адвектирующей осадочной толщи, имеющей мощность 10–20 км, составляет  $10^{-11}$  м/с [Гончаров, 1979]; по уточненной оценке автора — около  $3 \cdot 10^{-11}$  м/с. В подошве и кровле толщи эта скорость равна нулю, поэтому характерную скорость деформации толщи можно оценить величиной:

$$\dot{\epsilon} \sim \frac{3 \cdot 10^{-11} \text{ м/с}}{10^4 \text{ м}} = 3 \cdot 10^{-15} \text{ с}^{-1}. \quad (13)$$

Подставляя это значение в (12) и приняв, как и выше, вязкость толщи  $\eta \sim 10^{18}$  Па·с, получим характерную величину адвективных складкообразующих напряжений — 0,006 МПа. Это значение лежит в пределах указанного выше доверительного интервала складкообразующих напряжений — от 0,001 до 1 МПа.

Таким образом, в отличие от складкообразования, "вынужденного" сближением литосферных плит, "свободное" адвективное складкообразование удовлетворяет "константе складчатости" и поэтому физически более реально.

О геологической и физической реальности адвективного складкообразования в других аспектах, в том числе на примере конкретных складчатых областей, уже говорилось в монографии автора [Гончаров, 1979].

#### ВЫВОДЫ

1. В тектонофизике, как и в физике, имеет смысл подразделять процессы на "вынужденные" и "свободные". Формирование тектонических структур, в частности складкообразование, одни исследователи трактуют как "вынужденный" сближением литосферных плит (или другими внешними силами) процесс, а другие — как "свободный", "саморазвивающийся".

2. Условия подобия при моделировании этих двух типов тектонических процессов различны. Воспроизведение "вынужденного" складкообразования требует соблюдать пропорциональное соответствие размера объектов, их вязкости и длительности процесса в природе и лаборатории. При моделировании "свободного", "саморазвивающегося", обусловленного инверсией плотности в осадочной толще адвективного складкообразования это условие выполняется автоматически при соблюдении равенства в природе и лаборатории двух безразмерных параметров — числа Рэлея и степени инверсии плотности. Это значит, что в случае "вынужденного" складкообразования приходится вводить в условия подобия кинематические и динамические параметры, а в случае "свободного" — только свойства осадочной толщи.

3. Для более отчетливого сравнения кинематики и динамики процессов "вынужденного" и "свободного" складкообразования оказалось весьма удобным ввести безразмерный параметр  $\sigma t / \eta$ , который с точностью до половины порядка величины можно считать "константой складчатости". Развитие физики всегда отличалось поисками различных констант. Такой подход представляется перспективным и в тектонофизике.

4. Опираясь на "константу складчатости", можно оценить величину складкообразующих напряжений. Ее значение оказалось в интервале 0,001–1 МПа, что согласуется с независимыми данными других исследователей.

5. В этом диапазоне находятся напряжения, возникающие в результате "свободного", "саморазвивающегося" процесса термофлюидной адвекции и адвективного складкообразования. Если же считать складчатость результатом процесса, "вынужденного" сближением литосферных плит, то тогда следовало бы принять во внимание величину напряжений, необходимых для приведения в действие механизма движения этих плит, — около 100 МПа, что на 2–3 порядка выше величины складкообразующих напряжений. Если бы на осадочную толщу действовали столь большие напряжения, то она была бы расплющена до неузнаваемости.

6. В свете сказанного выше концепция "саморазвивающегося" адвективного складкообразования выглядит предпочтительнее. Моделирование такого "свободного" процесса, т.е. соблюдение условий подобия, проще, чем воспроизведение "вынужденного". Автор выражает благодарность Д.Н. Осокиной и А.В. Михайловой за полезную дискуссию о пределе ползучести горных пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
- Белоусов В.В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 44, № 4, с. 5–23.
- Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 335 с.
- Гэвский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Кропоткин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений. — В кн.: Напряженное состояние земной коры. По измерениям в массивах горных пород. М.: Наука, 1973, с. 21–31.
- Михайлова А.В., Осокина Д.Н. Изучение соотношений между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и величиной деформаций на глубине (на моделях). — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1973, № 5, с. 589–594.
- Паталаха Е.И., Гиоргобиани Т.В. Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау (каледонский цикл). Алма-Ата: Наука, 1975. 196 с.
- Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Поляков А.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974. 208 с.
- Справочник физических констант горных пород / Под ред. С. Кларка. М.: Мир, 1969. 544 с.
- Теория складкообразования в земной коре. М.: Наука, 1975. 239 с.
- Ушаков С.А., Красс М.С. Сила тяжести и вопросы механики недр Земли. М.: Недра, 1972. 158 с.
- Шолло В.П. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
- Hara I., Paulitsch P., Hide K. An estimation method of velocity of orogenic movement. — Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Abh., 1976, Bd. 151, N 1, S. 58–72.

УДК 551.24.035

В.С. Милеев

### БУДИНАЖ И ЗАДАЧИ ЕГО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ

Будинаж впервые был описан в 1909 г. в Бастонге Н. Лоэстом. Под будинажем понимается тектоническое разлизование и расчленение первоначально единого геологического тела, причем образовавшиеся блоки раздвигаются в плоскости этого тела иногда на значительные расстояния. Описание этого явления можно найти практически в любом учебном пособии по структурной геологии и тектонике и в многочисленных региональных работах. Наконец, в ряде специальных исследований, посвященных этой проблеме, рассматриваются различные аспекты возникновения будинажа и результаты использования наблюдений над ним [Рамберг, 1957; Судовиков, 1957; Тохтуев, 1967; Паталаха, 1970; Белоусов, 1977; Эз, 1977; Cloos, 1955]. Исторический обзор представлений о происхождении будинажа имеется в работе Э. Клооса [Cloos, 1955] и в весьма полной сводке Г.В. Тохтуева [1967].

Будинаж возможен лишь в толщах переслаивания пород резко различных механических свойств (вязкости). Предполагается, что тело большей вязкости, резко подчиненное по мощности, подвергается раздавливанию силами сжатия, ориентированными нормально к его плоскости, и неравномерному в разных направлениях растяжению в плоскости самого тела. При этом возникают в теле пережимы ("шейки"), трещины скола или отрыва, обособливающие будины. Последние в процессе дальнейшей деформации раздвигаются, а межбудинные пространства заполняются материалом вмещающих будинированное тело пород или межбудинными жильными образованиями. В ре-

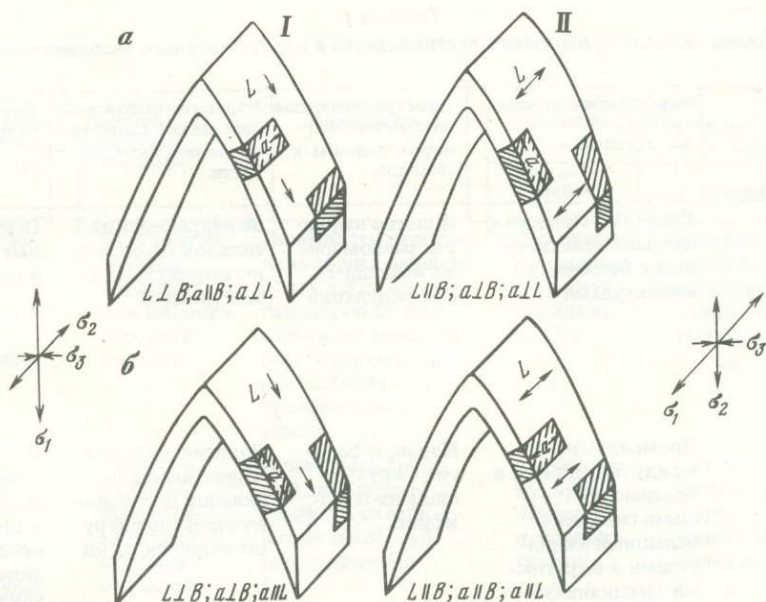


Рис. 1. Принципиальная схема положения и соотношений будин и линейности в складках продольного вертикального (I) и горизонтального (II) расплющивания

*a* – начальный, *б* – заключительный этапы развития будинажа. *B* – шарнир складки; *L* – линейность; *a* – удлинение будин

зультате будинирования единое тело оказывается в общем случае расчлененным на блоки. В начале эти блоки имеют неровные рваные края, которые сглаживаются ("обтираются") в процессе последующей деформации, приближая будины по форме к трехосному эллипсоиду. Как следует из многочисленных описаний, минимальная ось будины *c* соответствует мощности слоя, средняя ось *b* – направлению наибольшего растяжения, а длинная – *a* – второстепенному растяжению. Х. Рамберг [1957, 1970], а позднее В.В. Белоусов [1977] аналитически вывели эти соотношения между действующими напряжениями и осями будин.

Складчатость продольного расплющивания, при которой преимущественно проявляется будинаж, завершает свое формирование, как считается, в условиях: сжатия, ориентированного нормально к осевым поверхностям (или слоям); главного растяжения, направленного по падению – восстанию этих поверхностей (или слоев); второстепенного растяжения, располагающегося вдоль шарниров (или простирающихся слоев). В соответствии с этими представлениями о формировании складчатости предполагается, что у будин в процессе их возникновения ось *b* ориентирована перпендикулярно шарниру складки, а ось *a* параллельна ему (рис. 1, I, *a*).

Однако ряд исследователей [Рамберг, 1957; Судовиков, 1957; Тохтуев, 1967; Эз, 1977; и др.] отмечали, что будины<sup>1</sup> занимают по отношению к шарниру складки не только параллельное, но и перпендикулярное, и косое положение. Будины по-разному ориентируются и относительно деформационной и минеральной линейности. Они могут быть либо параллельны, либо перпендикулярны ей. При этом как в первом, так и во втором случае будины могут располагаться параллельно или перпендикулярно шарнирам складок. Взаимно перпендикулярное положение будин и линейности вытекает из существующих представлений на происхождение обоих явлений. Однако их взаимно параллельная ориентировка не получила удовлетворительного объяснения.

<sup>1</sup> Здесь и далее под ориентировкой будин подразумевается ориентировка оси *a* будины, которая вместе с осью *b* лежит в плоскости слоистости или сланцеватости, наследующей слоистость.

Таблица 1

## Признаки складок продольного вертикального и горизонтального расплющивания

| Тектонические парагенезы складок                  | Морфология складок   | Пространственное положение шарниров основных складок   | Характер осложняющей мелкой дисгармоничной складчатости                          | Соскладчатые разрывы  |
|---|--|--|--|---|
| Складки продольного вертикального расплющивания   | Линейные складки с острыми замыканиями и большими амплитудами  | Пологие шарниры, равномерно изгибающиеся при ундуляции | Шарниры мелких складок параллельны шарниру основной складки                      | Осепродольные взбросы и надвиги   |
| Складки продольного горизонтального расплющивания | Промежуточные между линейными и брахиморфными складки с большими амплитудами и округлыми замыканиями | Шарниры пологие, крутые лишь на замыканиях             | Пологие и крутые шарниры мелких складок перпендикулярны шарниру основной складки | Диагональные, симметричные по отношению к шарниру основной складки сдвиги |

Многие исследователи отмечают совпадение в ориентировке будин и линейности. Так, Е.И. Паталаха [1970] описал в вариссийской Успенской зоне смятия (Центральный Казахстан) взаимно параллельное расположение будин и линейности при их перпендикулярности шарнирам складок. Взаимную параллельность будин и минеральной линейности многократно описывал Н.Г. Судовиков [1957 и др.] в карельском комплексе Балтийского щита, где они параллельны шарнирам складок. Кроме того Н.Г. Судовиков обратил внимание на то, что когда в самих будинах возникает линейность, то она параллельна линейности вмещающих пород. Параллельное расположение будин и линейности пород шарнирам складок отмечается и другими авторами в различных областях, главным образом развития метаморфических комплексов докембрия: в беломорском комплексе [Шуркин и др., 1962; Горлов, 1967; Дук, 1967; Кузнецов, 1967; и др.], в архейской иенгрской серии Алданского щита [Дугова и др., 1959], в архее Алекминского Становика [Шульдинер, 1969], Восточного Саяна [Докембрий..., 1962], Кокчетавского массива Центрального Казахстана [Виноградов, Кукшев, 1967] и в других районах.

Р.И. Гришкян [1967] в иенгрской серии Тимптонского района отмечает более сложные соотношения будин и минеральной линейности в складчатой структуре. Здесь он описывает как их параллельность шарнирам складок, так и перпендикулярность будин шарнирам и линейности, которые взаимно параллельны. Позднее Р.И. Гришкян [1970], помимо приведенных соотношений, указал на наличие будин, параллельных шарнирам складок, и линейности, нормальной к обоим этим элементам.

Установленное разнообразие в ориентировке будин в складке и их соотношения с линейностью не укладываются в общепринятую теорию будинажа.

Нами было показано, что складчатость продольного расплющивания в зависимости от положения растяжения и, следовательно, направления течения вещества может быть подразделена на две разновидности: складчатость продольного вертикального (СПВР) и продольного горизонтального (СПГР) расплющивания [Милеев, 1977].

Складчатость продольного вертикального расплющивания возникает при субвертикальном положении растяжения, точнее — по направлению падения—восстания осевой поверхности складок. Складчатость продольного горизонтального расплющивания

| Соскладчатые трещины<br>Две системы сопряженных сколов   | Система отрывов  | Линейность $L$  | Развитие будинажа<br>( $a$ — длинная ось будин)                |  | Соскладчатые интрузии                 |
|--|--|---|--|--|---------------------------------------|
|  |  |   | слабое   | интенсивное  |                                       |
| Осепродольные, взбросовые, наклоненные под произвольным углом в сторону шарнира основной складки | Субгоризонтальные, параллельные шарниру основной складки   | Линейность, перпендикулярная шарниру основной складки, параллельная падению — восстанию осевых поверхностей, наклоненная под произвольным углом — $L_R$ | $a$ параллельна шарниру основной складки;<br>$a \perp L_R$     | $a$ перпендикулярна шарниру основной складки;<br>$a \parallel L_R$ | Факолиты с пологим наклоном контактов |
| Диагональные, симметричные по отношению к шарниру основной складки, субвертикальные сдвиговые    | Субвертикальные, перпендикулярные шарниру основной складки | Линейность, параллельная шарниру основной складки, как правило, субгоризонтальная — $L_B$   | $a$ перпендикулярна шарниру основной складки,<br>$a \perp L_B$ | $a$ параллельна шарниру основной складки,<br>$a \parallel L_B$     | Факолиты с крутым наклоном контактов  |

формируется при субгоризонтальном положении растяжения, параллельного шарнирам складок. Каждый из этих подтипов складчатости характеризуется своим структурным парагенезом (табл. 1). Было установлено, что линейность, выраженная трехосными объектами, отличающимися по вязкости от вмещающей среды, располагается в складчатой структуре по направлению растяжения и тектонического транспорта [Милеев, 1970]. В анизотропном поле напряжений трехосные объекты, обособляющиеся по вязкости от вмещающей среды, сначала разворачиваются длинной осью по растяжению, а короткой — по сжатию. При сохранении действия данного поля напряжений или усилении его эти тела деформируются, растягиваясь по длинной оси и укорачиваясь по короткой. Х. Рамберг [1970] аналитически показал, что трехосное тело в анизотропном силовом поле ведет себя именно таким образом, так как в этом случае энергетический потенциал формы минимален. Так как будины только размером отличаются от деформационной и минеральной линейности, то этот механизм должен проявиться и при будинаже, особенно при его интенсивном проявлении. Однако, видимо,

Таблица 2

Ориентировка будин на разных этапах в складках  
продольного вертикального и горизонтального расплющивания

| Разновидность складок<br>продольного расплющивания | Положение в складке<br>$\sigma_1, TT, L$ | Ориентировка будин осью $a$    |                                      |
|--|--|--------------------------------|--------------------------------------|
|  |  | I — начальный этап<br>будинажа | II — заключительный<br>этап будинажа |
| Вертикального                                      | $\sigma_1, TT, L \perp B$                | $a \parallel B$                | $a \perp B$                          |
|  |  | $a \perp \sigma_1, TT, L$      | $a \parallel \sigma_1, TT, L$        |
| Горизонтального                                    | $\sigma_1, TT, L \parallel B$            | $a \perp B$                    | $a \parallel B$                      |
|  |  | $a \perp \sigma_1, TT, L$      | $a \parallel \sigma_1, TT, L$        |

Примечание.  $B$  — шарнир основной складки

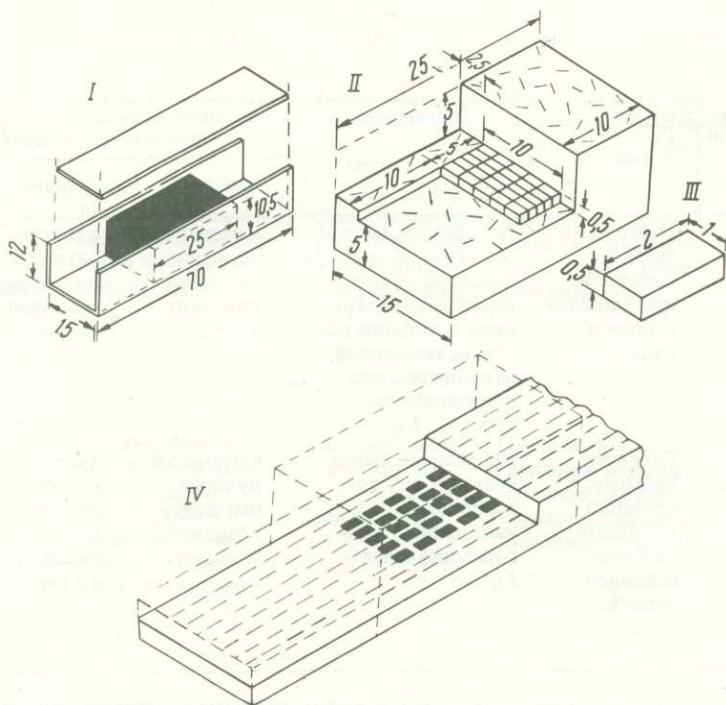


Рис. 2. Установка для экспериментального воспроизведения разворота будин при интенсивном развитии будинажа

*I* — общий вид установки и ее размеры (см); *II* — первоначальное строение модели и ее размер (см); *III* — брусок-будина и ее размеры (см); *IV* — конечное состояние модели. Остальные пояснения в тексте

большой размер будин ведет к тому, что они начинают переориентироваться лишь при больших деформациях, уже после возникновения линейности. Только так можно объяснить все варианты взаимоотношений линейности и будин в складке.

На основании изложенных выше соображений нами была предложена двухэтапная схема развития будинажа [Милеев, 1973, 1976]:

1) в момент образования будины ориентированы: осью *b* по направлению главного растяжения ( $\sigma_1$ ) и тектонического транспорта (ТТ) и осью *a* по направлению второстепенного растяжения ( $\sigma_2$ ) (см. рис. 1, *I, a, II, a*); при этом они перпендикулярны деформационной и минеральной линейности (*L*); 2) при дальнейшем развитии процесса происходит переориентировка будин в плоскости слоя осью *a* по направлению течения вещества. Будины занимают положение, параллельное линейности (см. рис. 1, *I, б, II, б*). Ориентировка будин в указанных разновидностях складок продольного расплющивания приведена в табл. 2.

Предложенная схема развития будинажа объясняет все многообразие взаимных ориентировок будин и линейности и их положение в складках.

Экспериментальное воспроизведение процесса будинажа было проведено рядом исследователей [Белюсов, Гзовский, 1964; Паталаха, 1979; Рамберг, 1957; и др.]. В этих опытах было подтверждено, что для развития будинажа необходимо переслаивание слоев различной вязкости, причем слои с повышенной вязкостью должны иметь существенно меньшую мощность. Раздавливание пакета таких слоев ведет к послойному течению маловязких слоев. В слоях с повышенной вязкостью сначала образуются утонения ("шейки"), по которым в дальнейшем происходит расчленение этих слоев на отдельные будины. Таким образом, принципиальные представления о формировании будинажа получили экспериментальное подтверждение. Практически в этих опытах был промоделирован первый этап развития будинажа, сводящийся к образованию самих будин.

Процесс полного развития будинажа экспериментально не изучался. Задачей такого опыта является, по сути дела, воспроизведение переориентировки будин осью  $a$  по направлению тектонического транспорта (течения) маловязкого материала, что может быть достигнуто в следующем упрощенном эксперименте.

Будинирующий слой составляется из будин (деревянных брусков) размером  $2 \times 1 \times 0,5$  см ( $a/b = a/c = 2$ ). Этот слой располагается в маловязком матриксе, которым служит петролатум. В последнем рассеиваются неориентированные отрезки подкрашенной щетины, имитирующей минеральную линейность. При мощности будинирующего слоя 0,5 см мощности подстилающего и перекрывающего слоев петролатума должны быть не менее 3 см (рис. 2).

Такая трехслойная модель размещается в лотке поперечного прямоугольного сечения длиной более 70 см, шириной 15 см, высотой 12 см. В этот лоток сверху вставляется крышка-поршень, которая в процессе опыта подвергается равномерному нагружению, обеспечивая раздавливание модели. В центральной части лотка помещается модель размером  $25 \times 15 \times 10,5$  см. В процессе раздавливания модель имеет возможность удлиняться вдоль лотка, сокращаясь в вертикальном размере. Для того чтобы будинированный слой имел возможность раздвижения не только вдоль оси лотка, но и поперек ее, т.е. в плоскости слоя, в средней части модели из 25 брусков-будин выкладывается фрагмент будинирующегося слоя таким образом, что оси  $a$  будин ориентированы поперек оси лотка, а средние оси  $b$  вдоль нее. От стенок лотка фрагмент будинирующегося слоя блокируется матриксом, полосы которого имеют с обеих сторон ширину по 2,5 см, а вдоль оси лотка он блокируется с обеих сторон матриксом на 10 см. Таким образом, модель представляет собой параллелепипед матрикса, в центральной части которого находится фрагмент будинирующегося слоя мощностью 0,5 см и размерами 10 см поперек оси лотка и 5 см вдоль него. Расположение брусков-будин осью  $b$  вдоль оси лотка обеспечивает их положение на начальном этапе будинообразования.

Расчет показывает, что при данных размерах брусков-будин и лотка могут быть достигнуты следующие величины деформации: вдоль оси лотка  $\epsilon_1 = 1,8$ , поперек оси  $\epsilon_2 = 0,5$ , сокращение по мощности модели  $\epsilon_3 = -0,76$ . Разворот же будин может быть осуществлен уже при  $\epsilon_1 = 1,24$ ,  $\epsilon_2 = 0,12$  и  $\epsilon_3 = -0,61$ . Нагружение крышки-поршня ведет к раздавливанию модели и растеканию ее вдоль оси лотка с раздвижением брусков-будин в этом направлении. Вытекание участков матрикса, бронирующих будинирующий слой у стенок лотка, обеспечивает осепоперечное раздвижение брусков-будин. В процессе течения матрикса уже на этой стадии произойдет упорядочение ориентировки обрезков щетины (деформационной линейности) вдоль оси лотка. Таким образом, достигается разобшение брусков-будин как вдоль, так и поперек оси лотка до достижения значений межбудинных промежутков, достаточных для поворота брусков-будин в их плоскости. Такой разворот уже возможен при сокращении мощности модели до 4 см.

Величиной нагрузки на крышку-поршень можно регулировать скорость эксперимента. На конечной стадии после переориентировки брусков-будин будет достигнута их параллельность обрезкам щетины (деформационной линейности) и направлению тектонического транспорта. Общая же параллельность или перпендикулярность линейности и будин шарниру складки определяется только направлением течения материала в складке, т.е. механическим типом складчатости расплющивания. Эксперимент может быть поставлен с учетом условий теории подобия с целью определения количественных параметров процесса.

Экспериментальное воспроизведение полного развития будинажа имеет не только теоретическое значение. Понимание развития процесса будинажа важно для правильных оценок величин деформации при складчатости и для целенаправленного поиска рудных тел интрабудинных пегматитов, которые будут находиться у концов будин по направлению главного растяжения и линейности.

- Белоусов В.В. О главных особенностях механизма тектонических деформаций. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1977, с. 6–29.
- Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 110 с.
- Виноградов Д.П., Кукшев В.Г. Микроструктурные особенности эклогитов. — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л.: Наука, 1967, с. 98–106.
- Горлов Н.В. Структура беломорид. Л.: Наука, 1967. 110 с.
- Гришкян В.И. Основные особенности строения и развития архейских складчатых структур между-речья Тае-Хонку и Курунг-Хоонку. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1967, с. 59–75.
- Гришкян Р.И. Новые данные о развитии системы докембрийских разломов решетчатого типа на Алданском щите. — В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М.: Наука, 1970, с. 120–130.
- Докембрий Восточного Саяна. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с. (Тр. ЛАГЕД; Вып. 13)
- Дугова Г.М., Климова Л.В., Крылова М.Д. и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. М.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 5–331. (Тр. ЛАГЕД; Вып. 8).
- Дук В.Л. Складки зоны ультраморфизма. Л.: Наука, 1967. 83 с.
- Кузнецов В.И. Значение будинажа для оценки интенсивности тектонических деформаций (на примере беломорского комплекса). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 36–44.
- Милеев В.С. Линейность и растяжение в складчатой структуре. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4, с. 869–872.
- Милеев В.С. К вопросу о развитии будинажа и его использование для оценки величины деформации. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1973, № 5, с. 35–48.
- Милеев В.С. Определение компонентов тензора главных деформаций по будинажу. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, № 3, с. 45–51.
- Милеев В.С. Кинематические разновидности складчатости продольного расплющивания. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 4, с. 55–72.
- Паталаха Е.И. Механизмы возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 215 с.
- Рамберг Г. Природный и экспериментальный будинаж структуры разлинзования. — В кн.: Вопросы экспериментальной тектоники. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 160–190.
- Рамберг Х. Моделирование деформации земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970, 223 с.
- Судовиков Н.Г. Будинаж и его значение в петрологии. — Тр. ЛАГЕД, 1957, вып. 7, с. 38–73.
- Тохтуев Г.В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения. Киев: Наук. думка, 1967. 215 с.
- Шульдинер В.И. Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. М.: Наука, 1969. 102 с.
- Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 305 с. (Тр. ЛАГЕД; Вып. 14).
- Эз В.В. Особенности структуры метаморфических комплексов. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1977, с. 208–245.
- Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns. — Bull. Geol. Soc. Am., 1955, vol. 66, N 3, p. 241–256.

УДК 551.24.02

А.Н. Бокун

## РАЗВИТИЕ И ХАРАКТЕР ТРЕЩИН В МОДЕЛЯХ ФЛЕКСУРООБРАЗНОГО ИЗГИБА

При поисках, разведке и разработке полезных ископаемых, при оценке степени сейсмической опасности и в инженерно-геологических изысканиях сведения о разрывных нарушениях (от малых трещин до крупных разрывов) в толще земной коры являются исключительно важными. Эту информацию в настоящее время получают с помощью дорогостоящего бурения и геолого-геофизических методов. Однако она является далеко неполной. Так, например, невозможно получить ответ на вопрос, какие факторы и как влияют на формирование и распределение трещиноватости. В этом плане ценную информацию о развитии разрывных нарушений, осложняющих тот или иной структурный элемент, дает моделирование процесса образования этих структур.

Процесс образования флексур экспериментально воспроизводили М.В. Гзовский, Е.И. Черткова [1953], С.С. Стоянов [1977] и др. Так, М.В. Гзовский моделировал флексуру в связи с объяснением "волнистости" простираения и механизма образования крупных тектонических разрывов. Он дал достаточно полное описание трещин на поверхности выпуклого края флексуры, полученной на моделях в условиях, когда жесткая глыба опускается вертикально. С.С. Стоянов описал характер трещиноватости на поверхности флексуры, сформированной в условиях сдвиговых дислокаций. Некоторые особенности развития трещин на флексуре были выявлены многими исследователями на моделях складок поперечного изгиба [Гзовский, Черткова, 1953; Сычева-Михайлова, 1958; Гзовский и др., 1960; Гзовский, Ма-Дзинь, 1962; Белоусов, Гзовский, 1964].

Задача поперечного изгиба слоя из линейно-вязкого материала при вертикальном смещении блока основания рассматривалась в чисто теоретическом плане [Григорьев, Шахмурадова, 1973; Шахмурадова, 1973] и с применением моделирования [Григорьев и др., 1979]. В этих работах авторов интересовала эволюция дневной поверхности, зависимость между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и напряженным состоянием слоя в надразломной зоне. Моделирование флексуры, формирующейся под действием погружения глыб фундамента по наклонным разломам с различными скоростями, не проводилось.

Цель нашего исследования — проследить зарождение, развитие и распределение трещин различных рангов и разного генезиса на моделях флексуры, формирующейся при различных скоростях деформирования. Постановка такой задачи в геологическом плане вызывает интерес в связи с изучением разрывообразования в осадочной толще пород при движениях глыб фундамента. Флексуры же, как результат движений глыб фундамента, в толще земной коры встречаются часто и на платформах, и в геосинклинальных областях.

Исследование осуществлялось в плане экспериментальных работ лаборатории тектонофизики Института физики Земли АН СССР, где в моделях из глины проводится количественная оценка деформаций и перемещений. В наших опытах процесс деформирования освещается с качественной стороны.

В качестве материала моделей использовалась глинистая паста (концентрация глинистых частиц 56–57%), приготовленная из порошка высокодисперсной глины гидрослюдистого состава. Этот материал выгодно отличается от многих других тем, что при деформировании в нем одновременно развиваются пластические и разрывные деформации. Плотность пасты  $1,40 \text{ г/см}^3$ , условно-мгновенная прочность, измеренная на коническом пластометре Ребиндера,  $50 \text{ г/см}^2$ . Для определения вязкости  $\eta$  в моделях следовало прежде всего изучить изменение последней от скорости деформаций  $\dot{\gamma}$ . Исследование вязкости в диапазоне скоростей деформации от  $10^{-7}$  до  $6 \cdot 40 \text{ с}^{-1}$  проводилось нами ранее [Бокун, 1981] по установленной зависимости  $\eta = f(\dot{\gamma})$ .

Затем вычислялось среднее значение  $\dot{\gamma}$  во время опытов при различной скорости движения блока. При скорости погружения блока  $v = 1 \text{ мм/мин}$  величина  $\dot{\gamma} = 2 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ ; а при  $v = 100 \text{ мм/мин}$   $\dot{\gamma} = 2 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$ . Далее по кривой  $\eta = f(\dot{\gamma})$  находим, что  $\eta$  глины при  $\dot{\gamma} = 2 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$  равна  $\approx 10^8 \text{ П}$ , а при  $\dot{\gamma} = 2 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}$  она  $\approx 10^6 \text{ П}$ . Итак, среднее значение вязкости в наших экспериментах оценивается от  $10^6$  до  $10^8 \text{ П}$ . Наиболее высокие  $\dot{\gamma}$  в моделях, снятые при одинаковой линейной скорости движения ротора вискозиметра и штампа установки, составляют от  $4 \cdot 10^{-2}$  до  $6 \cdot 40 \text{ с}^{-1}$ , что соответствует изменению вязкости округленно от  $10^4$  до  $10^5 \text{ П}$ . Однако зависимость  $\eta$  от  $\dot{\gamma}$  у горных пород почти не изучена, но она, видимо, не такая резкая, как у глины. Поэтому при расчете  $\eta$  горных пород по условиям подобия будем принимать ее ориентировочно равной  $\approx 10^5 - 10^6 \text{ П}$ .

В экспериментах приняты условия подобия для случая моделирования медленных геологических процессов [Белоусов, 1964]. Они связывают между собой множители подобия для:  $C_l$  — линейных размеров;  $C_g$  — ускорение силы тяжести;  $C_p$  — плотности;

$C_T$  — прочности;  $C_\eta$  — вязкости и  $C_t$  — времени и имеют вид:

$$C_T = C_\rho C_g C_l, \quad C_\eta = C_T C_t,$$

где  $C_g = 1$ .

$$C_\rho = \frac{\rho_{\text{глины}}}{\rho_{\text{ср.осад.пород}}} = \frac{1,40 \text{ г/см}^3}{2,80 \text{ г/см}^3} = 0,5.$$

Значения множителей  $C_l = 2 \cdot 10^{-5}$  и  $C_t = 2 \cdot 10^{-10}$  (1 мин в модели соответствует 10 000 лет в природе) были выбраны независимо. Остальные множители были вычислены из приведенных уравнений:  $C_T = 10^{-5}$ ;  $C_\eta = 10^{-15}$ . Не входящий в уравнение множитель подобия для скорости  $C_v = \frac{C_l}{2 C_\eta} = 10^5$ .

Каждая модель представляла собой прямоугольный брусок из глинистой пасты (размеры 70 X 10 X 10 см), свободно лежащий на жестком основании. Основание разрезалось под углом  $75^\circ$  на два блока. Прямолинейная плоскость прорези имитировала сброс в фундаменте, а слой глины — осадочную толщу пород. Испытание моделей проводилось на специальной установке [Бокун, 1981], где деформирование производится с помощью пуансонов, способных двигаться под различными углами. Подвижный блок подключался к пуансону установки, который двигался с постоянной заданной скоростью. Модели испытывались при следующих значениях скоростей продвижения блока ( $v$  мм/мин): 1, 4, 20, 100. За деформированием моделей велось постоянное наблюдение и через определенные интервалы погружения подвижного блока стадии процесса образования флексур фотографировались. Случайные результаты исключались путем многократного (не менее 3 раз) испытания моделей в одинаковых условиях. Для проведения анализа результатов моделирования из фотографий, изготовленных в одном масштабе, на кальку снимались планы расположения видимых на глаз трещин. На рис. 1 проведено сопоставление этих планов, отражающих процесс образования флексур через каждые 10 мм погружения блока. Рассмотрим кратко процесс роста и распространение трещин на этих стадиях.

**I стадия.** Во всех испытанных моделях непосредственно над краем неподвижного блока развивались две группы сколовых трещин: субгоризонтальные и субвертикальные. Субгоризонтальные дугообразно изогнутые трещины появлялись первыми. Они возникали одна над другой, располагаясь параллельно друг другу, причем, каждая последующая расположенная выше трещина была длиннее предыдущей. Рост этих трещин происходил от их концов в двух противоположных направлениях. В своем развитии они распространялись до 0,5 мощности модели. Субвертикальные трещины (геологически сбросы и взбросы) росли снизу вверх, пересекая почти под прямым углом первую систему трещин. Они охватили всего 0,2 мощности модели. Имеются четкие различия и в количественных соотношениях этих групп трещин. Так, в модели А (скорость погружения блока  $v = 1$  мм/мин) развивались в основном субгоризонтальные и лишь единичные субвертикальные трещины, в модели Г ( $v = 100$  мм/мин) — преимущественно субвертикальные трещины. В моделях с промежуточными скоростями деформирования количественные соотношения между первой и второй системами трещин сближались.

**II стадия.** Наряду с ростом старых и появлением новых субгоризонтальных и субвертикальных сколов на поверхности моделей А и Б ( $v = 4$  мм/мин) появилась третья генетическая группа трещин — трещины отрыва. Они зарождались на поверхности выпуклой части флексур и росли сверху вниз. Геологически это прямые сбросы с падением плоскости сместителя в сторону опущенного блока под углами  $30-60^\circ$ . На модели А формировались в основном субгоризонтальные трещины, по которым происходили интенсивные перемещения. В моделях Б и В ( $v = 20$  мм/мин) интенсивно развивались как горизонтальные, так и вертикальные трещины; причем наблюдалось чередование зон преимущественного развития или субгоризонтальных, или субверти-

кальных трещин. При деформировании модели *Г* преимущественно развивались субвертикальные трещины, по которым происходили интенсивные вертикальные перемещения. Сформированная на данной стадии зона трещиноватости на всех моделях распространялась снизу вверх на величину, составляющую 0,8 мощности слоя.

**III стадия.** В модели *А* интенсивно росла снизу вверх одна главная субвертикальная трещина, развивавшаяся на продолжении прорези в жестком основании. Старые субгоризонтальные трещины, расположенные над этим сбросом, формировались медленно, а появления новых трещин здесь не наблюдалось. Лишь в верхней части модели образовалось несколько трещин третьей группы (см. рис. 1). Между трещинами первой и второй групп (субгоризонтальными и субвертикальными), с одной стороны, и трещинами третьей группы — с другой, оставалась область, не затронутая трещиноватостью. В модели *Б* наиболее интенсивно развивались трещины первой и второй групп. Трещины второй группы образовали серию ступенеобразных сбросов, а над ними появились новые субгоризонтальные сколы, которые вплотную подошли к трещинам третьей группы. В модели *В* субгоризонтальные и субвертикальные трещины получили одинаковое развитие, причем на одних участках преобладали трещины первой группы, а на других — второй группы. Некоторые трещины второй группы почти достигли поверхности модели. В модели *Г* преимущественно развивались многочисленные субвертикальные трещины, которые достигли поверхности модели. В узкой приповерхностной зоне наблюдалось развитие двух сопряженных систем трещин, которые росли сверху вниз.

**IV стадия** (см. рис. 1). В моделях *А* и *В* интенсивно развивались ранее возникшие субвертикальные трещины, но они еще не достигли поверхности. Рост субгоризонтальных трещин был минимальным. В моделях *Б* и *Г* рост горизонтальных трещин полностью прекратился и все перемещения происходили по многочисленным вертикальным трещинам.

**V стадия** характеризуется тем, что во всех моделях субвертикальные трещины вышли на поверхность моделей, и с этого момента по ним происходили только вертикальные перемещения, с той лишь разницей, что в моделях с низкой скоростью погружения блока эти перемещения наблюдались по одной главной трещине (сбросу), а в моделях с более высокой скоростью погружения блока — по единичным или множеству субвертикальных трещин. Рост субгоризонтальных трещин практически прекратился. Дальнейшее испытание моделей не имело смысла, поскольку перемещения погружающейся части структуры происходили по уже сформировавшимся субвертикальным трещинам.

Следует отметить весьма интересное явление процесса разрушения, наблюдавшееся при испытании моделей *Б*, *В*, *Г*. Оно заключается в том, что на ранних стадиях формирования флексуры возникала серия трещин одного масштаба — ступенеобразные равноамплитудные сбросы (рис. 2, *а*), а на более поздних стадиях, вследствие роста одних и затухания других, из этой серии выделялись сбросы более высокого ранга; в данном случае каждый третий сброс переходил в более высокий ранг (рис. 2, *б*).

Итак, в процессе испытания моделей при различных скоростях погружения жесткого блока была получена флексура, осложненная различными системами трещин различного генезиса. Эти трещины образуют в целом нарушенную зону, или зону трещиноватости. Очертания ее в разрезе имеют форму клина, берущего начало от контакта двух блоков (прорези) и расширяющегося кверху. Простираемость зоны определяется углом наклона прорези в основании. Ширина ее не одинакова: на моделях с низкой скоростью погружения блока она шире, чем у моделей с высокой скоростью.

Скоростью деформирования определяются также и особенности внутреннего строения зоны трещиноватости. Так, зона трещиноватости, сформированная при скорости опускания блока 1 мм/мин (см. рис. 1, модели *А*), представляет собой чаще одну трещину (сброс), лежащую в плоскости прорези, осложненную большим количеством субгоризонтальных трещин; причем эти трещины локализуются в подвижной и неподвижной частях модели. Зона трещиноватости, полученная при скорости погружения блока 100 мм/мин, напротив, представлена в основном множеством субвертикальных трещин сбросового типа (см. рис. 1, модель *Г*). При промежуточных скоростях испыта-

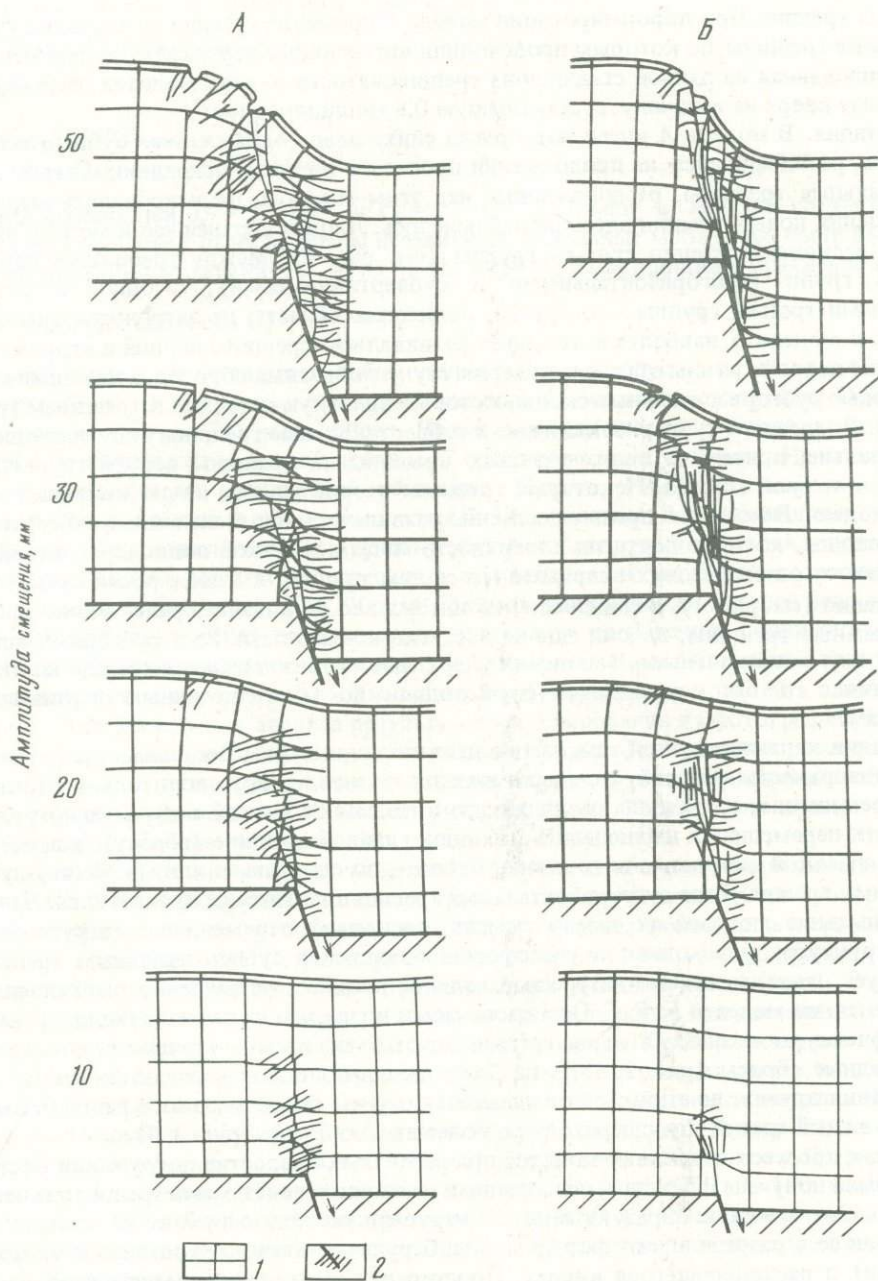
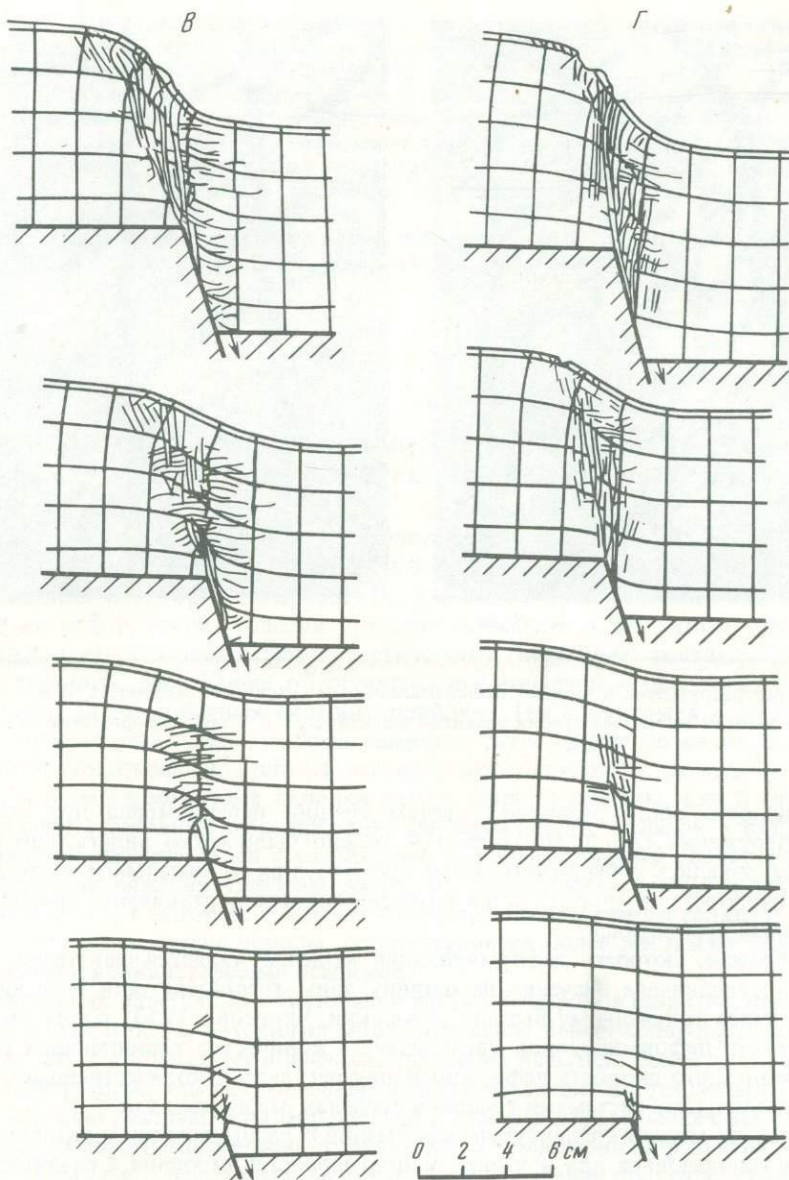


Рис. 1. Расположение трещин в моделях флексуры на различных стадиях ее развития (снизу вверх) и при различных скоростях деформирования

1 — линии квадратной сетки на гранях моделей; 2 — линии трещин.  
 А, Б, В, Г — модели, испытанные при скоростях погружения блока соответственно: 1, 4, 20, и 100 мм/мин

ния моделей формируются зоны с близкими количественными соотношениями этих групп трещин.

Формирование зоны трещиноватости на всех моделях начинается с появления субгоризонтальных трещин, которые трассируют направление развития трещиновой зоны. Вслед за субгоризонтальными трещинами вкрест их простирания (поч-



ти под прямым углом) растут снизу вверх субвертикальные трещины; причем количество первоначально появившихся над краем блока трещин зависит от скорости погружения блока: при  $v = 1$  мм/мин их одна-две, при  $v = 4$  мм/мин – до 10, при  $v = 20$  мм/мин – больше 10, а при  $v = 100$  мм/мин – их большое количество.

Эти две системы сколовых трещин формируют зону трещиноватости до определенного момента, в нашем случае до того момента, когда погружающийся блок достигает 0,15 (при  $v = 1-4$  мм/мин) и 0,25 (при  $v = 20-100$  мм/мин) мощности слоя. Затем у верхней части моделей появляются еще две системы трещин, которые растут сверху вниз. Соединение этих систем и образование единой нарушенной зоны происходит для различных моделей на разных стадиях: в наших экспериментах на III стадии при скорости 1 мм/мин и на IV стадии для всех остальных скоростей. Следует подчеркнуть также,

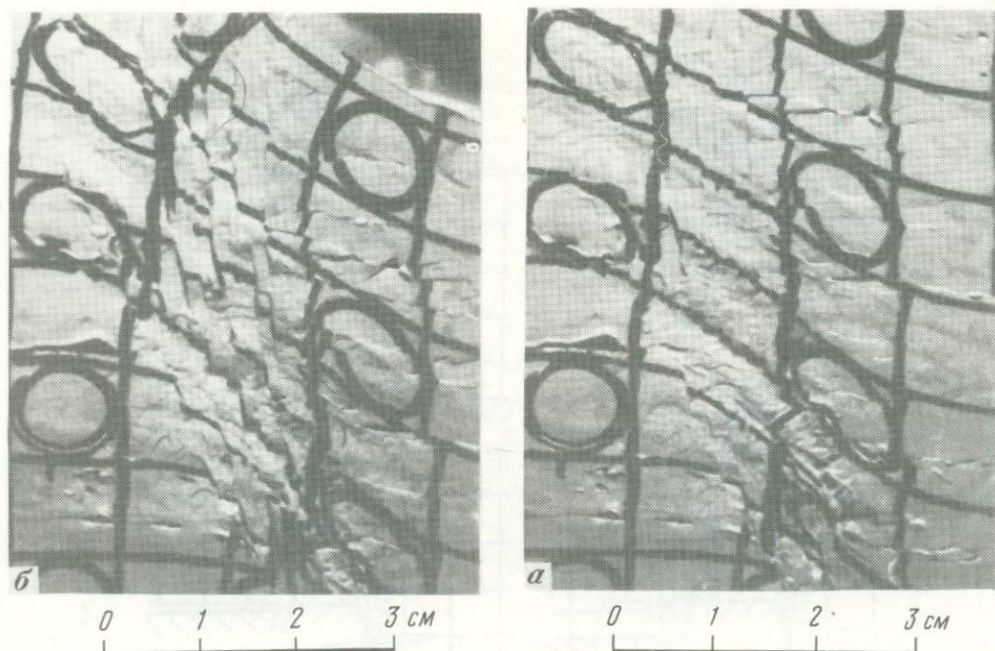


Рис. 2. Характер разрушений в модели В, испытанной при скорости погружения блока 20 мм/мин. а — фрагмент модели на третьей стадии развития флексуры; б — этот же фрагмент на четвертой стадии

что интенсивность роста различных систем трещин неравномерна при постоянной скорости погружения блока. На модели А можно было четко видеть, как на одной стадии формировались субгоризонтальные трещины при минимальном росте субвертикальных и, наоборот, на другой стадии интенсивно росла вертикальная трещина, а рост горизонтальных прекратился.

Таким образом, скорость деформирования моделей является фактором, который оказывает определяющее значение на ширину зоны трещиноватости и ее внутреннее строение. К ранее полученному выводу [Гзовский, Черткова, 1953] о том, что с увеличением скорости деформирования увеличивается количество возникающих разрывов, следует добавить, что скорость деформирования регулирует количественные соотношения между различными системами трещин в пределах разрывных зон.

Полученная на моделях флексуры информация о распределении и развитии трещин может быть использована при изучении закономерностей строения и развития разрывных зон земной коры, что в комплексе с другими данными будет способствовать более обоснованным поискам, разведке и разработке связанных с ними месторождений полезных ископаемых.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 118 с.  
 Божун А.Н. Соляные структуры Солотвинской впадины. Киев: Наук. думка, 1981. 135 с.  
 Гзовский М.В., Черткова Е.И. Моделирование волнистости простирания крупных тектонических разрывов. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1953, № 6, с. 481—499.  
 Гзовский М.В., Ма-Дзинь. Зависимость строения складок поперечного изгиба от скорости и истории их роста. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 306—324.  
 Гзовский М.В., Осокина Д.Н., Кузнецова И.М. Применение поляризационно-оптического метода при моделировании геологических процессов. — В кн.: Поляризационно-оптический метод исследования напряжений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960, с. 290—304.

- Григорьев А.С., Шахмурадова З.Е. Теоретическое определение скоростей движения дневной поверхности при некоторых механизмах деформирования земной коры. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту: Изд-во АН ЭССР, 1973, № 5, с. 595–604.
- Григорьев А.С., Михайлова А.В., Шахмурадова З.Е. Зависимость между характеристиками вертикальных перемещений поверхности и напряженным состоянием осадочного чехла в надразломных зонах. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Недра, 1979, с. 97–125.
- Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977. 143 с.
- Сычева-Михайлова А.М. Некоторые результаты моделирования глыбовых платформенных складок. — Сов. геология, 1958, № 9, с. 78–96.
- Шахмурадова З.Е. О напряженном состоянии и деформациях слоя при вертикальном перемещении его основания. — Физика Земли, 1973, № 6, с. 94–100.

УДК 551.24.035

*В.И. Китык, А.Н. Бокун*

## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА ОБРАЗОВАНИЯ ДИСГАРМОНИЧНЫХ СКЛАДК

Дисгармоничные складки как морфологический тип были выделены в прошлом столетии. Первоначально к ним относили небольшие складки, наблюдаемые в естественных обнажениях и в горных выработках. Так как в этих условиях они встречаются сравнительно редко, среди геологов утвердилось мнение о том, что в толщах осадочных пород развиты главным образом гармоничные (подобные) складки. Сейчас можно уверенно говорить, что мнение об ограниченном развитии в осадочных комплексах горных пород дисгармоничных складок ошибочно. Проводившиеся в последние десятилетия поисково-разведочные работы на нефть, газ и другие полезные ископаемые с применением геофизических методов исследований и глубокого разведочного бурения показали, что дисгармоничные складки также широко развиты, как и гармоничные.

Необходимым условием формирования дисгармоничных складок в толщах горных пород является наличие слоев с различными деформационными свойствами, а также тектонических напряжений. Особенно часто эти складки наблюдаются на тех территориях, осадочный чехол которых содержит относительно пластичные соляные, глинистые, реже карбонатные и другие породы, подстилающиеся более жесткими терригенными, карбонатными и вулканогенными осадками.

Из упомянутых пластичных образований наиболее широкое развитие, как в пределах континентов, так и под акваториями морей и океанов имеют соленосные толщи. Большинство из них в процессе тектонических движений испытало более интенсивные пластические деформации, чем подстилающие и перекрывающие их отложения, что привело к возникновению различных по морфологии и строению дисгармоничных складок. Такие складки именуется соляными структурами, а территории их развития — солянокупольными областями. Значительно меньшее распространение получили дисгармоничные складки, образование которых связано с пластическими деформациями (течением) глинистых пород, а также других осадочных толщ, например карбонатных, угольных и т.п.

Хотя дисгармоничные складки развиты так же, как и гармоничные, все же они значительно менее изучены. Это несомненно сказывается на разработке теории складкообразования в земной коре, на изученности складчатости отдельных территорий и, как следствие, на эффективности проводимых в их пределах поисково-разведочных работ на те или иные полезные ископаемые. Поэтому проблема изучения механизма образования дисгармоничных складок является весьма актуальной и практически важной.

Мы провели моделирование дисгармоничных складок с применением двух методических подходов, определивших соответственно два вида моделирования. Сущность первого из них заключается в том, что каждая модель строилась и подвергалась испы-

танию с учетом особенностей строения и истории формирования конкретной природной складки. Этот подход определил первый вид моделирования — моделирование конкретных локальных структур, целью которого было проверить геологические выводы о механизме образования отдельных дисгармоничных складок и получить дополнительную информацию об особенностях их строения.

Второй методический подход предусматривал моделирование гипотетических дисгармоничных складок. При построении и испытании моделей этого вида моделирования использовались обобщенные исходные данные о строении, развитии, свойствах пород территорий распространения дисгармоничных складок и тектонические гипотезы об их образовании. Эта группа экспериментов проводилась для выяснения физической возможности образования дисгармоничных складок, формирующихся под действием напряжений, возникающих в осадочных толщах при вертикальных и горизонтальных тектонических движениях.

При проведении первого вида моделирования в качестве природных складок были взяты соляные структуры Солотвинской впадины, достаточно хорошо изученные геофизическими методами, структурно-поисковым и глубоким разведочным бурением. Моделированию этих структур предшествовал комплекс исследований, включающий: 1) изучение особенностей строения и истории формирования локальных структур; 2) обсуждение и выбор условий физического подобия; 3) изучение механических и реологических свойств горных пород; 4) изучение и подбор эквивалентных материалов.

Не затрагивая деталей методики этого комплекса исследований, которые изложены в другой работе [Бокун, 1981], отметим основные ее моменты, необходимые для получения представлений о том, как подготавливалось и осуществлялось это моделирование. В результате изучения соляных структур Солотвинской впадины была установлена их генетическая связь с тектоническими дислокациями подсолевого ложа и выявлен механизм их образования. На основании этих данных определилась цель и были сформулированы задачи моделирования, затем выбраны и рассмотрены условия физического подобия. Из работы М.В. Гзовского (1963) нами приняты условия подобия, имеющие вид:

$$C_{\tau} = C_d C_l, C_{\eta} = C_{\tau} C_t,$$

где  $C_{\tau}$  — множитель подобия для напряжений;  $C_d$  — для объемных весов,  $C_l$  — линейных размеров,  $C_{\eta}$  — для вязкости;  $C_t$  — времени. Множители  $C_l$  и  $C_t$  выбирались на основании размеров структур и продолжительности их формирования;  $C_l$  принят равным  $10^{-4}$ – $10^{-5}$ , а  $C_t$  от  $2 \cdot 10^{-9}$  до  $2 \cdot 10^{-10}$ . Множитель  $C_d = 0,5$ , поскольку плотность эквивалентных материалов была в 2 раза меньше плотности горных пород, а  $C_g = 1$ . После определения указанных множителей из уравнений вычислялись коэффициенты  $C_{\tau}$  и  $C_{\eta}$ . Их числовые значения составляют для  $C_{\tau}$   $2 \cdot 10^{-5}$ – $5 \cdot 10^{-5}$ ; для  $C_{\eta}$   $10^{-14}$ – $4 \cdot 10^{-14}$ . Чтобы рассчитать значения плотности, прочности и вязкости для отдельных слоев модели, необходимы значения этих параметров для разных комплексов горных пород. Отсутствие последних потребовало постановки специальных исследований. Определение средних значений плотности и прочности горных пород производилось на основе значений этих параметров для отдельных образцов, а вязкости — на основе коэффициентов вязкости отдельных образцов с учетом интенсивности смятия природных толщ. Принятые для расчетов средние значения плотности, прочности и вязкости выделенных комплексов приведены в табл. 1.

На основании приведенных цифр и множителей подобия были определены теоретические значения прочности и вязкости эквивалентных материалов и в соответствии с этими значениями подобраны сами материалы. Надсолевой и подсольевой комплексы имитировались глинистыми пастами с концентрацией глинистых частиц соответственно 55 и 65%. Солевой комплекс имитировался желеобразной массой, приготовленной из 12,5% раствора карбоксиметилцеллюлозы (КМЦ-500). Деформационные свойства этих материалов приведены в табл. 2.

Таблица 1

## Физико-механические свойства горных пород Солотвинской впадины

| Комплекс   | Средние значения параметров  |                               |                                     |
|------------|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------------|
|            | Плотность, г/см <sup>3</sup> | Прочность, кг/см <sup>2</sup> | Вязкость, П                         |
| Надсолевой | 2,46                         | 395                           | $5 \cdot 10^{17} - 5 \cdot 10^{18}$ |
| Солевой    | 2,17                         | 180                           | $10^{16} - 5 \cdot 10^{17}$         |
| Подсолевой | 2,53                         | 1055                          | $5 \cdot 10^{20} - 5 \cdot 10^{21}$ |

Таблица 2

## Деформационные свойства модельных материалов

| Комплекс   | Прочность, дин/см <sup>2</sup>  | Вязкость, П                       |
|------------|---------------------------------|-----------------------------------|
| Надсолевой | $9,8 \cdot 10^3 - 4 \cdot 10^4$ | $10^4 - 2,2 \cdot 10^5$           |
| Солевой    | $9,8 \cdot 10^3$                | $8,2 \cdot 10^2 - 2,2 \cdot 10^4$ |
| Подсолевой | $9,9 \cdot 10^4$                | $4,5 \cdot 10^6 - 6,3 \cdot 10^8$ |

Пласты деформировались на специальной установке для моделирования геологических процессов [Бокун, 1981] с помощью штампов, двигавшихся с постоянной скоростью. Штампами воспроизводились те движения блоков горных пород, которые определяли тектоническое развитие моделируемых структур. Учитывались амплитуды перемещений и последовательность движений блоков.

В качестве примера, иллюстрирующего результаты этого вида моделирования, может служить модель Округловской структуры (рис. 1), образовавшейся в результате вертикальных движений штампов, заданных в соответствии с движениями блоков фундамента подсолевого ложа. Подобие модели и структуры (см. рис. 1,а и 1,б) выразилось не только морфологическим сходством, но и некоторыми деталями внутреннего строения, в частности совпадением разлома, осложняющего надсолевою толщю. Кроме того, на модели получены разрывные нарушения, которые на природной складке еще неизвестны. Они представляют собой прогнозную информацию о внутреннем строении обсуждаемой структуры. Так, в своде Округловской антиклинали следует ожидать разрывных нарушений сбросо-взбросового типа. Проведенные эксперименты подтвердили геологические выводы о том, что формирование соляных структур Солотвинской впадины происходило под действием вертикальных тектонических движений подсолевого ложа. Они показали физическую возможность образования соляных поднятий этого района над разломами, блоками, антиклинальными и синклиналиными складками в подсолевом ложе.

Образование дисгармоничных складок под действием вертикальных тектонических движений не является единственно возможным механизмом. Существует гипотеза соляного тектогенеза, согласно которой формирование соляных поднятий происходит в результате тангенциального давления на солянокупольный район геосинклиналиной областью, выступающей в роли жесткого упора. Таким путем объяснялось образование соляных структур Трансильванской впадины [Mrazek, 1907] и Предуральского прогиба [Страхов, 1947].

Поэтому вторая группа экспериментов имела целью выяснить возможность образования дисгармоничных структур под действием сжатия, создаваемого горизонтальными движениями блоков земной коры. При проведении этих опытов соблюдались те же условия подобия, что и в первом исследовании, однако здесь коэффициенты пропорциональности имели другие числовые значения в связи с тем, что были изменены линей-

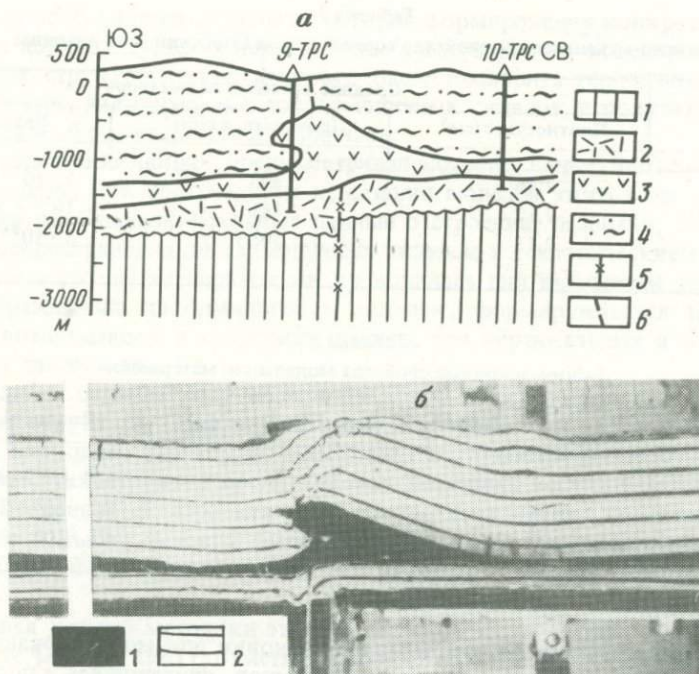


Рис. 1. Сопоставление Округловской дисгармоничной структуры и ее модели  
*a* — геологический разрез структуры; *б* — разрез модели этой структуры

Для *a*: 1 — донеогеновый фундамент; 2 — преимущественно вулканогенные образования новоселицкой свиты (нижний баден); 3 — соленосные породы теревлинской свиты (средний баден); 4 — песчано-глинистые отложения теревлинской и солотвинской свит (верхний баден); 5, 6 — разрывные нарушения: 5 — по геофизическим данным, 6 — по геологическим данным. Для *б*: 1 — слой из карбоксилметилцеллюлозы, имитирующий соляную толщю; 2 — слой из глинистых паст, имитирующие надсолевою и подсолевою толщи (черные линии имитируют слоистость)

ные размеры, значения вязкости и прочности толщ горных пород. В частности, на моделях воспроизводились дисгармоничные складки шириной 1–5 км, формирующиеся при скорости тектонических движений от 0,02 до 10 мм/год в комплексах горных пород, обладающих следующими значениями условно-мгновенной прочности ( $P_{1\tau}$ ) и вязкости ( $\eta$ ): надсолевой комплекс  $P_{1\tau} = 6 \cdot 10^8$  дин/см<sup>2</sup>,  $\eta = 3 \cdot 10^{18} - 5 \cdot 10^{18}$  П; солевой комплекс  $P_{1\tau} = 2 \cdot 10^8$  дин/см<sup>2</sup>,  $\eta = 2 \cdot 10^{15} - 5 \cdot 10^{18}$  П и подсолевой комплекс  $P_{1\tau} = 2 \cdot 10^9$  дин/см<sup>2</sup>,  $\eta = 3 \cdot 10^{19} - 10^{21}$  П.

Исследования проводились на трехслойных моделях размерами 600×100×100 мм, в которых средний пластичный слой был представлен желеобразной массой из карбоксилметилцеллюлозы, а верхний и нижний — глинистыми пастами, деформационные свойства которых приведены в табл. 2. Модели создавались в камере горизонтально слоистыми и деформировались на той же установке [Бокун, 1981]. Следовало выяснить, какого характера деформации возникают в моделях и как далеко они развиваются от источника приложения силы: 1) при одностороннем равномерном сжатии; 2) при двустороннем равномерном сжатии; 3) при вертикальном и горизонтальном сжатии одновременно.

Влияние одностороннего горизонтального сжатия на процесс деформирования изучалось при двух значениях скорости движения штампа, причем сжатие создавалось очередно то на одну, то на другую торцовые грани модели. Мощности нижнего, среднего и верхнего слоев составляли соответственно 25, 20 и 55 мм. На модели (рис. 2, *a*) давление на торцевую грань создавалось штампом, продвигавшимся со скоростью 5 мм/мин. В результате выдвигания штампа на 50 мм в нижнем слое модели сформировалась

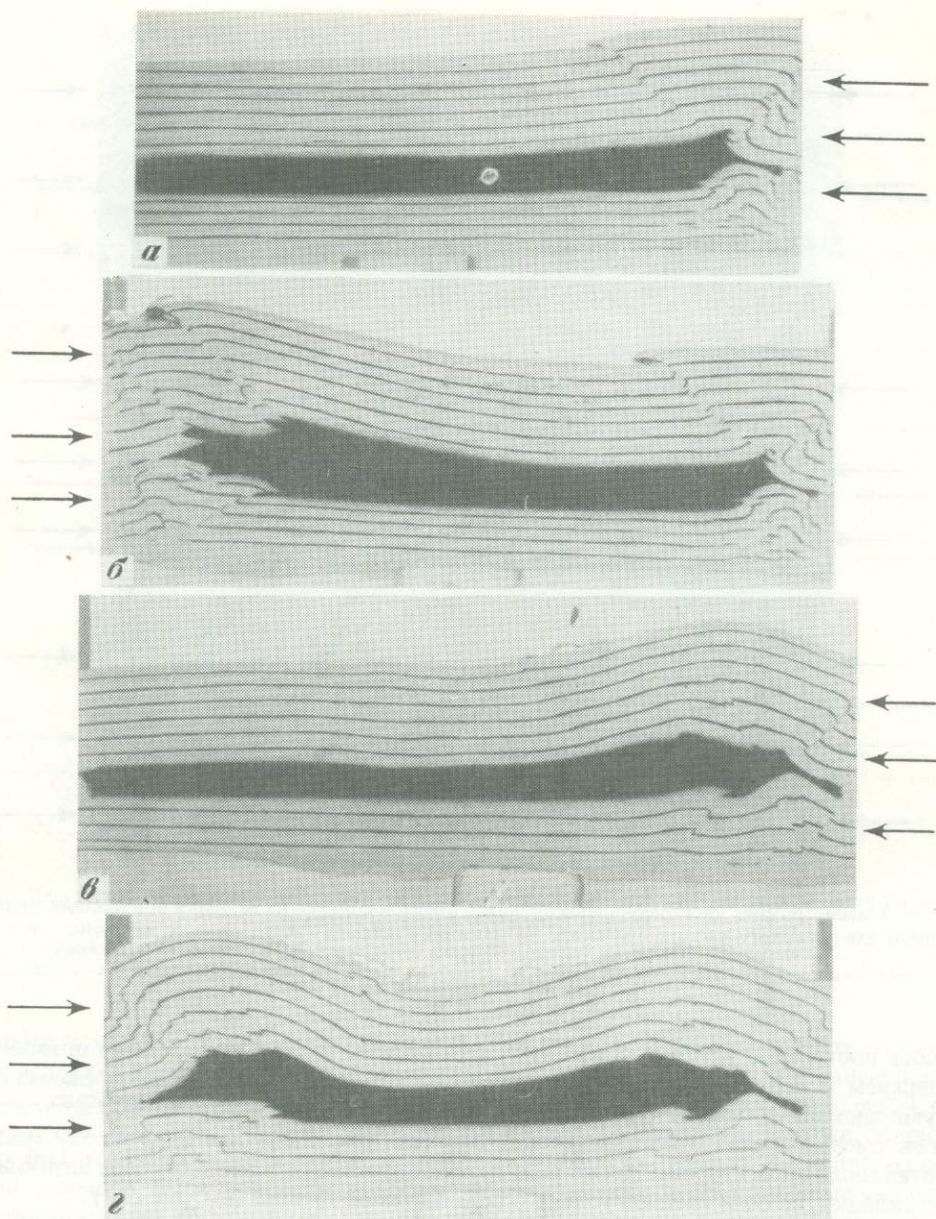


Рис. 2. Характер складчатых деформаций и разрывов в трехслойных моделях  
*а, в* — при давлении (стрелки) на правую часть модели, *б, г* — при давлении на левую часть модели.  
 Скорости движения штампа составляли: для *а, б* — 5 мм/мин, для *в, г* — 20 мм/мин условные  
 обозначения см. на рис. 1

антиклинальная складка, левое крыло которой осложнено серией взбросо-надвигов. В верхнем слое образовались надвиг и поддвиг, по которым выделился клиновидный блок. Мощность среднего пластичного слоя сократилась. При создании такого же давления на противоположную грань этой модели в верхнем жестком слое образовалась только одна система сколов — поддвиги (рис. 2, *б*). В нижнем слое картина развития деформаций близка к той, которая наблюдается в правой части модели. Модели на рис. 2, *в, г* испытывались при скорости движения штампа 20 мм/мин. Давление созда-

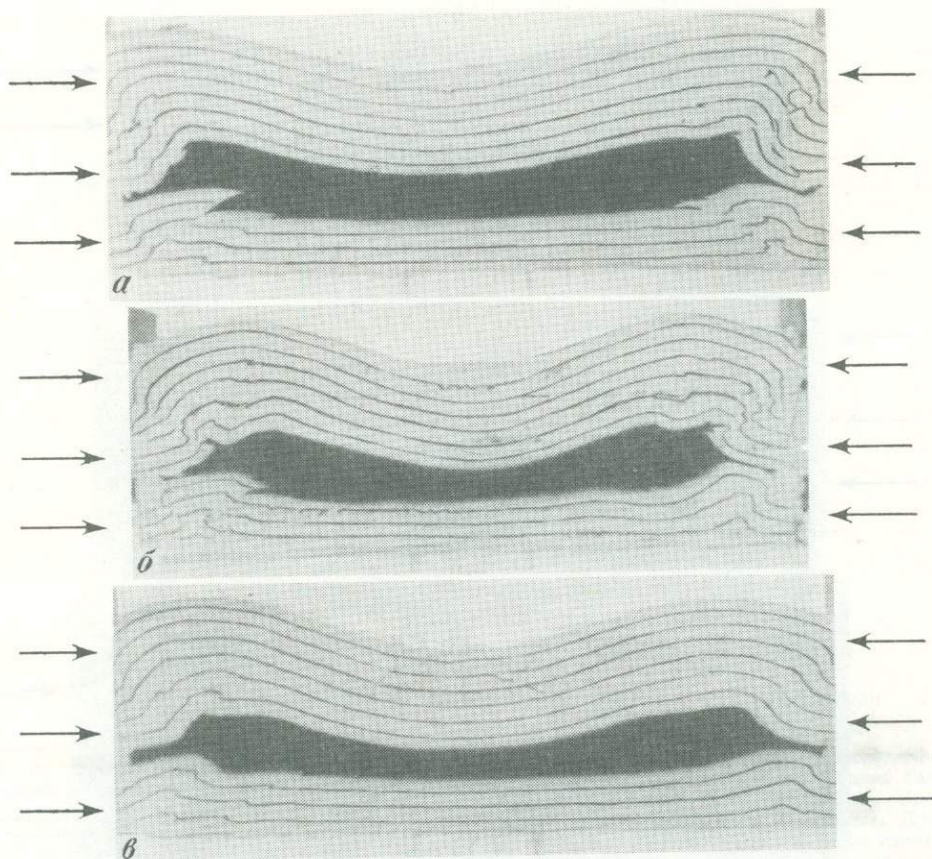


Рис. 3. Асимметричные дисгармоничные складки, образовавшиеся на моделях под действием двустороннего равномерного сжатия при скорости движения штампа для *a* – 5 мм/мин, для *б* – 20 мм/мин, для *в* – 100 мм/мин.  
Условные обозначения см. на рис. 1

валось поочередно на правую и левую части модели. В результате сжатия правой части в нижнем и верхнем слоях модели возникли антиклинальные складки, осложненные двумя системами сколов (геологически – надвиги и поддвиги), причем своды нижних слоев смещены один относительно другого (см. рис. 2, *в*). Давление на эту модель с противоположной стороны также привело к образованию в верхнем слое антиклинальной складки, но осложненной только одной системой трещин (см. рис. 2, *г*).

Сравнение результатов моделирования показывает, что характер деформаций в разных моделях и на различных участках одной модели существенно отличается. В моделях, деформируемых со скоростью 5 мм/мин, преимущественно развивались разрывные деформации (пластически слои изгибались слабо, см. рис. 2, *а*); в моделях, деформируемых со скоростью движения штампа 20 мм/мин, хорошо развивались как разрывные, так и пластические деформации (см. рис. 2, *б*). Различия в деформациях на различных участках одной модели следует связывать, очевидно, с неодинаковым напряженным состоянием этих участков. В то время как правые части моделей к моменту приложения к ним нагрузки были свободны от напряжений (см. рис. 2, *а, в*), левые части этих моделей к началу деформирования находились в напряженном состоянии (см. рис. 2, *б, г*), вследствие производившегося перед этим давления на их правые части. Следовательно, напряжения от штампов могут передаваться по слоям моделей на значительные расстояния и влиять на характер деформаций, обусловленных напряжениями

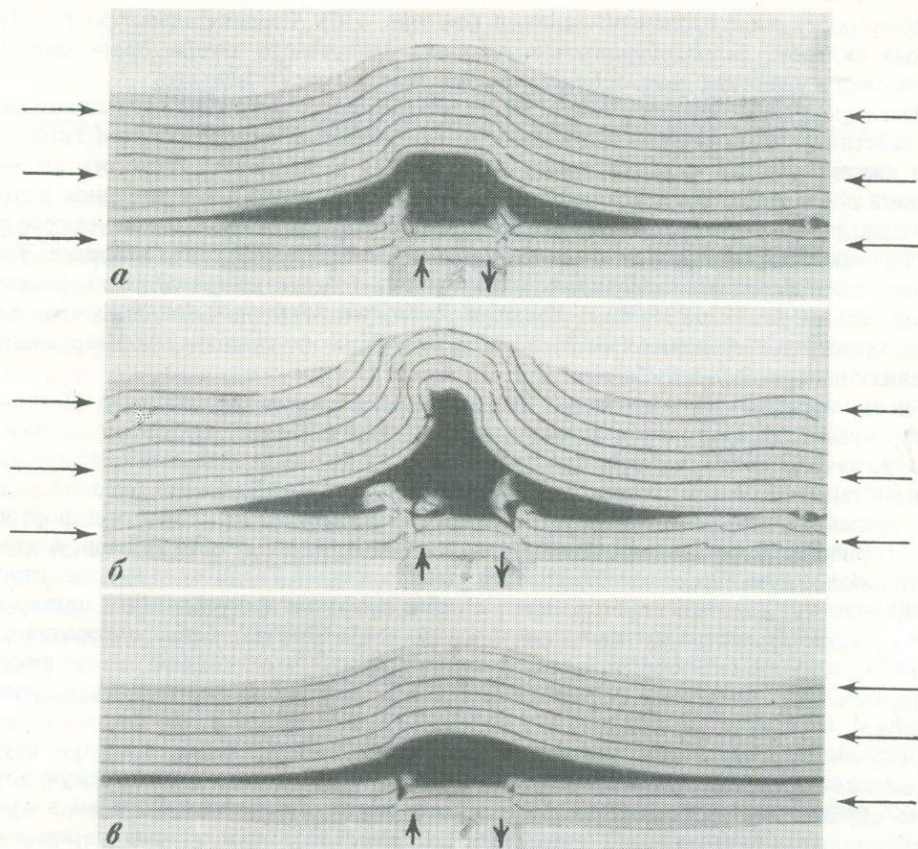


Рис. 4. Дисгармоничные антиклинальные складки, образовавшиеся под действием вертикальных движений блоков в основании модели

*a* — в условиях двустороннего равномерного сжатия (ранняя стадия формирования); *б* — та же складка на более поздней стадии; *в* — в условиях одностороннего горизонтального сжатия

от нового источника. Такое мнение подкрепляется также результатами испытания моделей в условиях двухстороннего равномерного сжатия (рис. 3) и под действием вертикальных движений штампов в условиях одностороннего бокового давления (рис. 4, *в*).

В моделях (см. рис. 3, *a*, *б*, *в*) двустороннее сжатие создавалось штампами, одновременно двигавшимися навстречу друг другу с одинаковой скоростью. В каждой модели вблизи штампов были получены подобные асимметричные дисгармоничные складки, свидетельствующие об одинаковом напряженном состоянии правой и левой частей моделей. Подобие складок выражается морфологически и деталями внутреннего строения (характерные изгибы, направления систем трещин и т.д.).

На моделях (см. рис. 4, *a*, *б*, *в*) исследовалось также влияние дву- и одностороннего тангенциального давления на рост и морфологию дисгармоничных складок, формирующихся под действием вертикальных перемещений блоков (механизм поперечного изгиба). Так, симметричная дисгармоничная складка, представленная на рис. 4, *a*, была получена на модели в результате поднятия штампа в нижнем слое модели на 56 мм со скоростью 20 мм/мин и погружения его в исходное положение. Одновременно создавалось двустороннее тангенциальное сжатие штампами, двигавшимися со скоростью 1 мм/мин. По амплитуде поднятия складка оказалась значительно выше другой складки, которая была смоделирована этим же механизмом, но в отсутствии двустороннего сжатия. Повторение штампом полного цикла вертикальных движений привело к интен-

сивному росту дисгармоничной складки (см. рис. 4, б). Следовательно, рост дисгармоничных складок, формирующихся в условиях поперечного изгиба, происходит более интенсивно в условиях двустороннего сжатия, чем при отсутствии его.

Дисгармоничная складка (см. рис. 4, в) иллюстрирует результаты испытания модели под действием вертикальных движений блока в условиях одностороннего тангенциального сжатия. Данная складка также образовалась в результате поднятия штампа на 56 мм и погружения его в исходное положение. Одно крыло ее, обращенное в сторону сжимающего бокового штампа, — широкое и пологое, противоположное — узкое и крутое. Причиной асимметрии складки является одностороннее боковое давление. Эти эксперименты подкрепляют сделанный ранее вывод о том, что напряжения в верхнем слое передаются от источника силы на большие расстояния и существенно влияют не только на распределение трещиноватости, но и на морфологию складок, формирующихся в условиях поперечного изгиба.

Таким образом, моделирование показало физическую возможность образования дисгармоничных складок под действием только вертикальных или только горизонтальных движений блоков, а также при совместном их действии. При равномерном двустороннем тангенциальном сжатии дисгармоничные складки формируются вблизи штампов, причем их морфология и внутреннее строение зависят от скорости деформирования. Горизонтальное давление, создаваемое сначала на одну часть модели, а затем на противоположную, приводит к формированию складок, отличающихся по строению и морфологии. Условия двустороннего сжатия в момент формирования дисгармоничных складок механизмом поперечного изгиба способствуют более интенсивному их росту. Одностороннее горизонтальное сжатие существенно влияет на морфологию дисгармоничных складок, формирующихся под действием вертикальных движений блоков.

Полученные результаты моделирования могут быть использованы при изучении механизма образования дисгармоничных складок. Они показали физическую возможность образования этого типа складок вблизи жестких массивов, которые в процессе горизонтальных перемещений оказывают давление на толщи горных пород с резко отличающимися деформационными свойствами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бокун А.Н. Соляные структуры Солотвинской впадины. Киев: Наук. думка, 1981. 135 с.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. 3/4. 544 с.
- Страхов Н.М. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтегазоносного района. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 144 с.
- Mrazek K. L. Schema einiger Typen von Felten mit durchspiesbenden, Kern, etc. — In: Über die Bildung der romanischen Petroleumlagerst: III Congr. Intern. petrole. Buc., 1907, p. 131.

## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ АЛЬПИЙСКОЙ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Вопрос о механизме формирования альпийской складчатой структуры мегантиклинория Большого Кавказа до сих пор остается дискуссионным. Одни исследователи предполагают образование складчатой структуры Большого Кавказа тангенциальными силами, допуская при этом возникновение складчатости в результате раздавливания геосинклинали между эпигерцинской Скифской платформой и Закавказским срединным массивом. Другие считают, что складчатость вызвана вертикальными тектоническими движениями, возникающими внутри самой геосинклинали, отрицая развитие складчатости вследствие горизонтальных усилий извне. В качестве главного аргумента такого представления приводится особенность складчатой структуры этого региона: наиболее сжатая складчатость развита в осевой части мегантиклинория, к периферии же ее интенсивность постепенно ослабевает вплоть до появления участков с моноклинальным залеганием толщ (рис. 1). Этот факт как будто противоречит предположению о возникновении складчатости путем внешних источников, вызывающих сжатие геосинклинали. В данном случае, по мнению этих исследователей, наиболее интенсивная складчатость должна была возникнуть не в осевой части, а у краев геосинклинали, в местах приложения складкообразующих усилий. Этот веский аргумент сторонников фиксистой концепции до сих пор не нашел удовлетворительного объяснения с позиции мобилистских представлений.

Для изучения закономерностей формирования складчатой структуры Большого Кавказа в условиях тангенциального сжатия нами была поставлена серия экспериментов с использованием эквивалентных материалов. Опыты проводились на специальном приборе, позволяющем осуществлять боковое тангенциальное двустороннее сжатие. Литостатическая нагрузка создавалась с помощью баритового порошка (уд. вес  $4,25 \text{ г/см}^3$ ), засыпаемого поверх модели. Были поставлены две серии опытов, позволяющие изучить в условиях двустороннего сжатия характер деформации отдельно взятой слоистой пачки и особенности складчатости, образовавшейся при совместной деформации слоистой пачки и фундамента. Величина бокового сжатия в процессе экспериментов была разной, но не превышала 50%.

В опытах первой серии исходные модели (0,8–1,5X6X20–30 см) состояли из 8–13 чередующихся горизонтально лежащих слоев петролатума (П) толщиной 1–2 мм и сплава петролатума и каолина (ПК) в соотношении 2:3, вязкость которых при  $22^\circ \text{C}$  соответственно равна  $4 \cdot 10^6$  и  $4 \cdot 10^7$  П (рис. 2, а). Слоистые модели помещались на дне прибора и подвергались двухстороннему сжатию, величина которого достигала 20%. При сжатии модели складчатость возникала лишь у ее краев, непосредственно у поршня, в центральной же части слои оставались почти горизонтальными (рис. 2, б). Аналогичные результаты были получены при изменении в моделях вязкостных свойств П и ПК. Как видим, образовавшаяся при данной серии опытов складчатость имеет противоположный характер распределения складчатых структур по сравнению с наблюдаемой на Большом Кавказе. Следовательно, в таких условиях действительно невозможно получить складчатость, подобную структуре этого региона.

В опытах второй серии слоистые модели накладывались на поверхность "фундамента". В качестве такового был выбран брусок призматической формы такой же длины и ширины, что и в опытах первой серии. Высота его в несколько раз превышала мощность слоистой модели (в этом случае "чехла").

В опытах первой группы данной серии фундамент был смонтирован из ряда отдельных блоков, прилегающих друг к другу вплотную по наклонным плоскостям, имитирующим продольные разломы. Модельным материалом для фундамента служил сплав

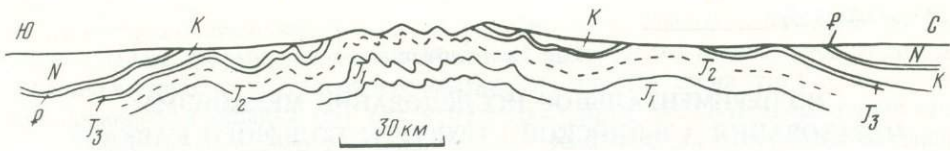


Рис. 1. Схематический структурно-геологический разрез Большого Кавказа

Индексам обозначен возраст толщ:  $J_1$  — нижне-,  $J_2$  — средне- и  $J_3$  — верхнеюрских; К — меловых; Р — палеогеновых и N — неогеновых

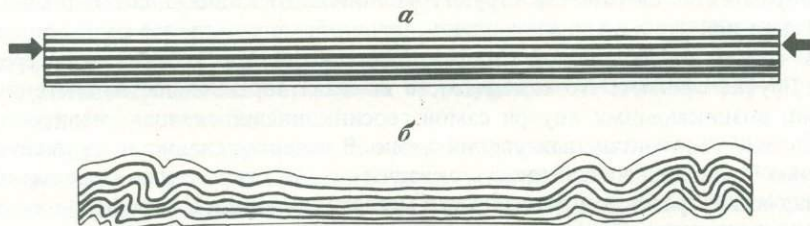


Рис. 2. Характер складчатости, полученной при деформации слоистой пачки.

*а* — исходная модель, *б* — результат эксперимента. Черные слои — петролатум (П), белые — петролатум + каолин (ПК), стрелки — направление сжатия

петролатума и каолина в весовой пропорции 2:3. Чехол и фундамент совместно были подвергнуты двустороннему сжатию, составившему в конечном итоге 20%. В процессе сжатия модели произошли вертикальные перемещения блоков фундамента по разрывам-плоскостям, разграничивающим блоки, в результате чего в чехле возникла лестница флексур. Количество последних соответствовало числу блоков, а морфология определялась величиной перемещения блоков фундамента (рис. 3). Полученная в опытах складчатость, как видим, не имеет сходства со структурой Большого Кавказа. Это дает основание предполагать, что складчатость, свойственная данному региону, в указанных условиях возникнуть не могла.

В опытах второй группы этой серии фундаменту, сложенному из более вязких и тонких слоев П и ПК, чем чехол, предварительно была придана складчатая структура. Фундамент и чехол совместно подвергались двустороннему сжатию, величина которого составляла 40%. Полученная картина деформации оказалась противоположной по сравнению с опытами первой серии. Наиболее интенсивная складчатость возникла в центральной части модели, а по краям наблюдались слабо дислоцированные или недислоцированные слои, т.е. складчатость образовалась не в местах приложения усилий, как этого следовало ожидать, а в средней части модели. В фундаменте интенсивность складчатости усилилась вследствие дожимания складок, а также за счет возникновения новых из первоначально пологих изгибов слоев (рис. 4). Полученный в последней группе опытов характер распределения интенсивности складчатости в чехле аналогичен деформации однородного пластичного тела, сжимаемого между двумя жесткими упорами. Силы трения, возникающие между поршнем и моделью, затрудняют деформацию краев модели, благодаря чему более интенсивную деформацию испытывает ее средняя часть. Следовательно, в данном случае модель деформируется не как слоистая пачка, а как однородное тело, вопреки своему неоднородному, даже двухэтажному строению. При сопоставлении структуры модели и складчатости Большого Кавказа отмечается их общее принципиальное сходство по характеру распределения интенсивности складчатости.

Если допустить возникновение складчатости Большого Кавказа в результате раздавливания геосинклинали между Скифской платформой и Закавказским срединным массивом, кинематика складкообразования в природных условиях должна была оказаться сходной с моделируемой. Во время складчатости, видимо, происходило совместное сжатие призмы геосинклинальных осадков и подстилающего ее доальпийского

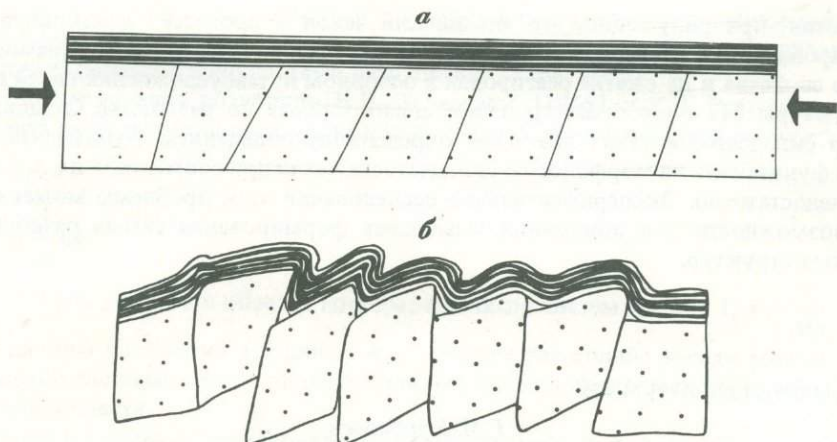


Рис. 3. Характер складчатости слоистой пачки, полученной при совместной деформации ее с фундаментом, имеющим блоковое строение

*a* — исходная модель, *б* — результат эксперимента. Точки — фундамент, наклонные линии — разломы. Черные слои П, белые — ПК. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

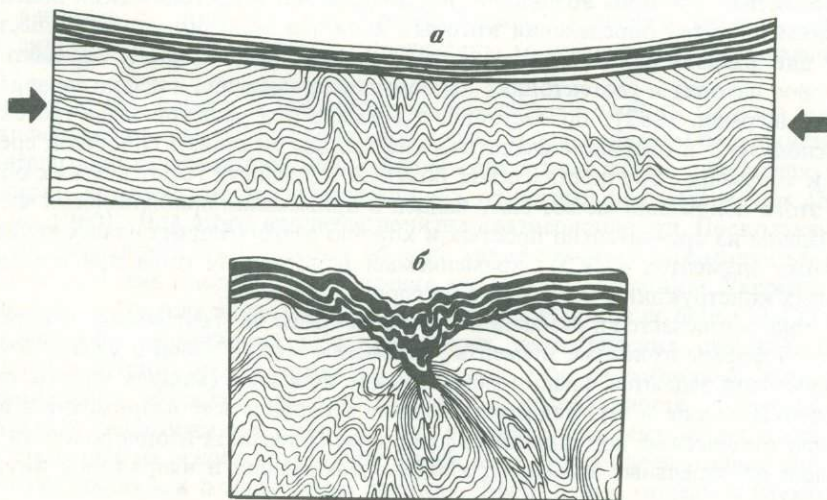


Рис. 4. Характер складчатости слоистой пачки, полученной при совместной деформации ее со складчатым фундаментом

Условные обозначения см. на рис. 2

фундамента между указанными относительно жесткими плитами. В таких условиях, как это выяснилось при моделировании, морфология складчатости в чехле должна была определяться характером деформации складчатого фундамента. Кинематику процесса складкообразования можно представить следующим образом. На поверхностях глубинных разломов, ограничивающих плиты от геосинклинали (поверхности приложения сжимающих усилий), возникали силы трения, затрудняющие деформацию краевых частей фундамента. В связи с этим участки геосинклинали, примыкающие к плитам, испытывали меньшую деформацию, чем внутренняя часть геосинклинали. Это и обусловило возрастание степени дислоцированности толщ от периферии к осевой зоне мегантиклинория Большого Кавказа.

Таким образом, проведенные эксперименты показывают принципиальную возможность образования складчатой структуры Большого Кавказа в результате тангенциаль-

ного сжатия, при допущении, что альпийский чехол в процессе складкообразования деформировался совместно со складчатым фундаментом. Последний не утрачивал пластические свойства и на сжатие реагировал в основном путем усложнения своей внутренней структуры без существенного перемещения блоков по разломам. Следовательно, характер складчатости чехла при этом определялся поведением фундамента. Вопрос влияния фундамента на морфологию складчатости чехла при совместной их деформации изучен недостаточно. Экспериментальное исследование этой проблемы может открыть новые возможности для понимания механизма формирования самых разнообразных складчатых структур.

УДК 553.44'3/9:51.001.57 (574.42)

Г.М. Курбанаев

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЕЙ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ НА ЭВМ

Считается, что при гидротермальном рудоотложении наличие зон "свободного пространства", или "тектонического разуплотнения", является важным фактором концентрации рудного вещества. Эти зоны возникают под воздействием тектонических полей напряжений, одним из путей определения которых является моделирование. Существуют в основном две разновидности такого моделирования: физическое и математическое, причем первое находит в геотектонике наибольшее применение и использование [Гзовский, 1971; Шерман, 1982]. До настоящего времени при решении задач геотектоники на ЭВМ используют в основном аналитические методы механики сплошной среды, что приводит к серьезным трудностям из-за большой сложности геологических объектов. Выход из этого положения может быть найден в применении приближенных численных методов. Одним из сравнительно простых и хорошо разработанных из них является метод конечных элементов (МКЭ), применяемый в последние годы при исследовании строительных конструкций и решении задач горной механики.

Суть метода заключается в разбиении сплошной среды на треугольные, четырехугольные или иной формы конечные элементы, связанные между собой в узлах. Внутри конечных элементов задаются физико-механические свойства (модуль упругости —  $E$  и коэффициент Пуассона —  $\mu$ ). Задаются внешние тектонические напряжения и вычисляются перераспределенные под влиянием физико-механической неоднородности усилия, действующие на отдельные элементы, а затем деформации и напряжения внутри элементов.

Применяемый нами вариант метода конечных элементов предназначен для расчетов напряженного состояния в пределах упругости и не охватывает пластического деформирования, поэтому необходимо сразу же оговориться, что подобные деформации, по-видимому, возможны на сравнительно небольших глубинах, при невысоких температурах, при наличии паровой жидкости [Гзовский, 1975] и кратковременном приложении нагрузки.

Очень важен вопрос об изменении прочностных и деформационных свойств горных пород в зависимости от исследуемого объема: масштабный эффект, связанный с внутренним несовершенством горных пород — накоплением разнообразных дефектов (плоскостей ослабления, трещиноватости) при увеличении объема [Койфман, 1963; Ржевский, Новик, 1973; Ухов, 1975]. В общем, масштабный эффект проявляется в уменьшении прочностных свойств с увеличением объема исследования. Поэтому данные о свойствах пород, полученные при испытании образцов, нельзя механически переносить на массивы пород. Очевидно, что у более трещиноватых пород масштабный эффект проявляется более сильно.

Согласно предположению, трещиноватость разбивает массив на блоки, между кото-

рыми имеются своеобразные "мостики"-целики, связывающие их в единое тело весьма сложной формы. Именно эти "мостики" и места зацепления наряду с трещинами являются потенциальными поверхностями разрушения [Ухов, 1975].

Такое представление позволило И.В. Тарасовой [1968] и К.В. Руппенейту [1975] производить вычисление модуля упругости массива горных пород по формуле:

$$E = \frac{E_1}{1 + \frac{5}{8}nk}, \quad (1)$$

где  $E_1$  — модуль упругости образца породы;  $n$  — число систем трещин 1;  $k = \frac{a}{Mh}$ , где  $a$  — средняя ширина раскрытия трещины;  $h$  — среднее расстояние между трещинами рассматриваемой системы;  $M$  — отношение длины участков сколовых контактов к размеру исследуемой области.

Чем более интенсивна трещиноватость пород, тем меньше их модули упругости и пределы прочности на разрыв и сжатие. В пределе, при трещиноватости, полностью растягивающей массив горных пород, к нему применимы законы деформации зернистых сред, у которых предел прочности на разрыв равен нулю. Поэтому для реального массива горных пород возникновение положительного значения  $\sigma_1$  (растягивающего напряжения) будет обозначать образование трещин отрыва тем большей интенсивности, чем больше величина  $\sigma_1$ . Аналогичным образом можно определять места возникновения трещин скола по относительному распределению максимальных скалывающих напряжений ( $\tau_{\max}$ ).

Не менее важен вопрос о возможности идеализации свойств горного массива при рассмотрении его как некоторой сплошной среды. В подавляющем большинстве случаев такая идеализация осуществима, но в каждом конкретном случае совершенно необходимо оценивать ее возможность, руководствуясь геологическим материалом [Руппенейт, Либерман, 1960]. Для этого вводится понятие квазисплошности. Поскольку реальный горный массив состоит из отдельных блоков, многие авторы определяли минимальное количество их в теле массива для отнесения его к квазисплошным. Уверенно (с ошибкой 10%) это требование выполняется при количестве блоков не более 11 [Ухов, 1975].

**Моделирование напряжений** в элементарных геологических структурах. Модели элементарных геологических структур делались как своеобразные трафареты для предварительного суждения об относительной перспективности длярудоотложения тех или иных геологических структур под воздействием тектонических напряжений. Модели строились на основе взаимоотношений двух типов слоев горных пород — относительно податливых и относительно жестких. Были взяты модели следующих структур: вертикального залегания, горизонтального залегания, моноклиального падения с различными углами наклона, антиклинальной и синклиальной складок. Параметры модели выбраны следующие. Модуль упругости  $E$  податливого слоя —  $3 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>; коэффициент Пуассона  $\mu$  — 0 и 0,2. (Относительно  $\mu$  можно утверждать, что случай  $\mu = 0$  более возможен, поскольку в реальном массиве горных пород "податливость" обусловливается развитой трещиноватостью и при этом  $\mu$  снижается до нуля [Мюллер, 1971]). Для жесткого слоя  $E = 8 \times 10^5$  кг/см<sup>2</sup>, что соответствует нетрещиноватым или слабо трещиноватым порфирам на Рудном Алтае;  $\mu = 0,2$  (по опытным данным или слабо трещиноватым порфирам на Рудном Алтае;  $\mu = 0,2$  (по опытным данным случаев с  $\mu = 0$  для жесткого слоя практически не меняет картину распределения напряжений в моделях). Истинные мощности податливых или жестких слоев, заключенных между двумя другими, изменяются от 100 до 75 м. Учитывается вес толщи, возрастающий с глубиной. Кроме того, на верхнюю кромку каждой модели действует нагрузка ( $P$ ) от 100-метровой толщи пород с удельным весом 2,7 г/см<sup>3</sup> (рис. 1). Боковое давление ( $F$ ) на модели равно 500 кг/см<sup>2</sup>.

Чтобы иметь возможность сравнивать модели между собой, были введены три характеристики: средняя величина растягивающего напряжения в зоне растяжения

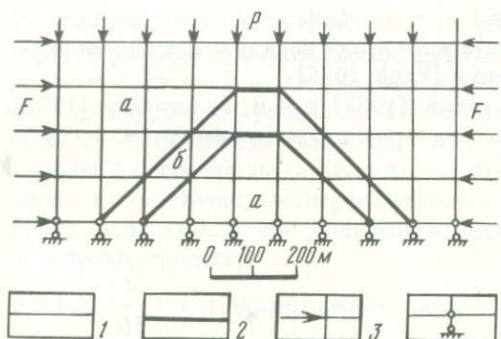


Рис. 1. Расчетная схема для моделирования напряжений в моделях элементарных геологических структур методом конечных элементов 1 — линия, разграничивающая конечные элементы; 2 — линия, разделяющая области (а, б) с различными модулями упругости; 3 — направление действующих усилий; 4 — запрещено перемещение в вертикальном направлении. Остальные пояснения в тексте

$$a = \frac{\Sigma(+\sigma_1)}{n_1}; \text{ разность между средними значениями растягивающего напряжения в зоне растяжения и сжимающего напряжения в зоне сжатия } b = \frac{\Sigma(+\sigma_1)}{n_1} - \frac{\Sigma(-\sigma_1)}{n_2}$$

(как показатель контрастности напряжений в моделях); отношение площади зоны растяжения к площади податливого слоя, поскольку зоны растяжения на моделях образуются лишь в податливых слоях  $c = \frac{S(+\sigma_1)}{S_{п.с}}$  (как показатель величины зоны растяжения).

На рис. 2 приведены значения  $\sigma_1 \times 10^{-2}$  кг/см<sup>2</sup> (значения  $\tau_{\max}$  не приводятся, поскольку образуют слабоконтрастное поле). Податливые слои выделены тонкой штриховкой. В левом столбце рисунков  $\mu$  во всех случаях для податливого слоя равны 0,2, в правом — нулю. Для жесткого слоя везде  $\mu = 0,2$ .

Не останавливаясь на описании каждой модели, кратко сформулируем общие выводы. В рамках принятых допущений и при данном механизме рудолокализации наиболее благоприятными для рудоотложения структурами при боковом тектоническом давлении являются те, у которых относительно податливые слои залегают среди относительно жестких, причем у первых  $\mu$  должен быть равен нулю. К таким структурам относятся наклонное залегание слоев, антиклинальные и синклиналильные структуры, причем в первых благоприятны как крылья, так и ядерная часть, а во вторых — только крылья. При увеличении мощности податливого слоя, залегающего среди жестких, интенсивность и размеры зон растяжения падают, структуры становятся менее благоприятными. К неблагоприятным для рудоотложения структурам следует отнести горизонтальное и вертикальное залегание слоев, а также залегание жестких пород среди податливых. Увеличение бокового давления делает из неблагоприятной структуры благоприятную, что говорит о том, что эти понятия в данном случае относительные, и при прочих равных условиях более благоприятным будут те участки, где зоны растяжения появятся при меньших боковых давлениях.

Увеличение мощности податливого слоя, залегающего среди двух жестких, приводит к уменьшению в нем растягивающих напряжений.

Увеличение глубины нахождения структуры обратно действию увеличения нагрузки. Это означает, что более благоприятной, при прочих равных условиях, будет структура, находящаяся на меньшей глубине или подвергающаяся большей боковой нагрузке.

**Моделирование палеотектонических полей напряжений в зоне оруденения месторождения Чекмарь.** Колчеданно-полиметаллическое месторождение Чекмарь находится в Лениногорском рудном районе, в пределах Гусяковского рудного поля, приуроченного к области северо-западного замыкания Белоубинского синклинория. Рудовмещающими являются вулканогенно-осадочные отложения успенской свиты среднего девона, смятые в брахиантиклинальную складку (рис. 3). Не останавливаясь подробно на описании геологического строения, отметим только, что рудные тела пред-

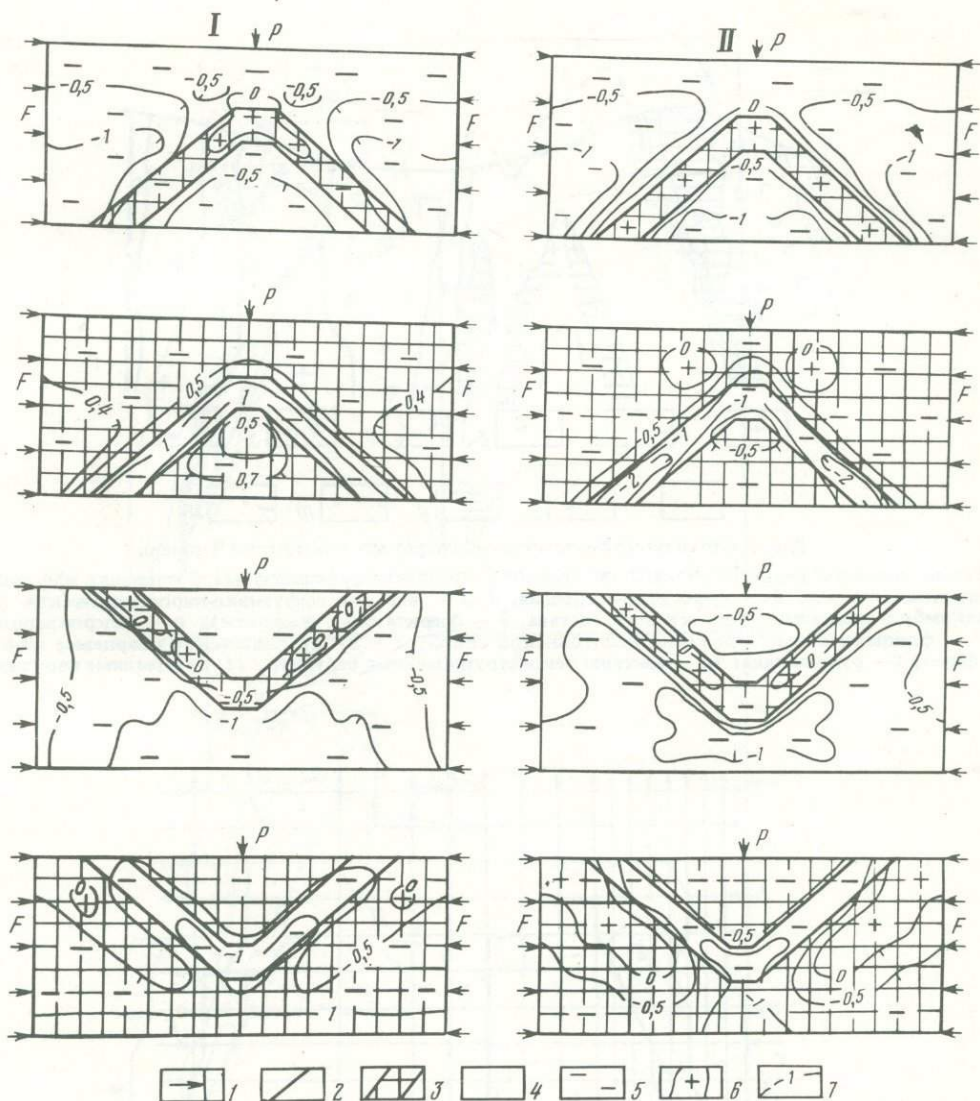


Рис. 2. Результаты моделирования напряжений в элементарных геологических структурах

В I — коэффициенты Пуассона для податливого слоя равны 0,2, в II — нулю. Для жесткого слоя везде  $\mu = 0,2$

1 — направление действующих усилий, 2 — границы податливых и жестких слоев, 3 — податливый слой, 4 — жесткий слой, 5 — зона сжимающих напряжений, 6 — зона растягивающих напряжений  $\sigma_1$ , 7 — изолинии величины  $\sigma_1$

составляют собой зоны сульфидной прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализации штокверкового типа, повсеместно ассоциирующие с кварц-метасоматическими прожилками, приуроченными к областям дорудной трещиноватости, а также отслоения, дробления и расланцевания пород [Прокопенко и др., 1980].

Было предположено существование горизонтальных усилий, ориентированных вквост линейно северо-западной ориентировки структур района.

По требованию квазиизотропности в модели месторождения Чекмарь для расчета по методу конечных элементов (КМЭ) необходимо учесть лишь пачки пород, не выделяя отдельные их литологические разновидности; причем данные по деформационным свойствам можно осреднить по пачкам.

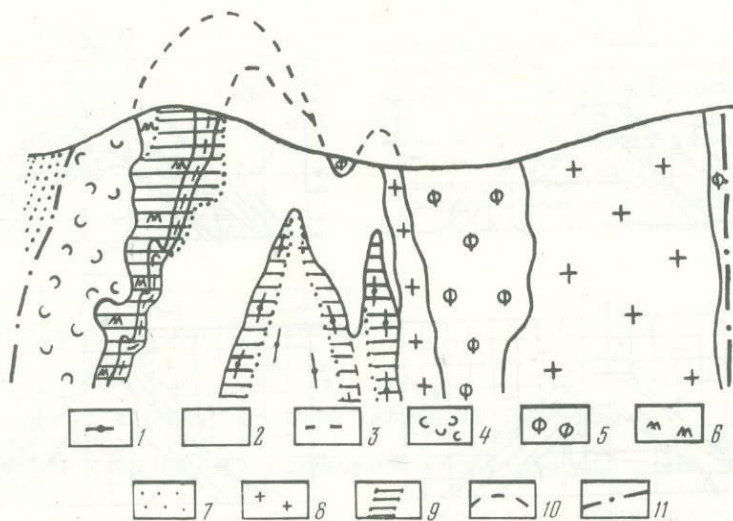


Рис. 3. Структурно-геологический разрез месторождения Чекарь

Успенская свита среднего девона: 1-5 - пачки: 1 - осадочно-вулканогенная, 2 - нижняя эффузивно-пирокластическая, 3 - туфогенно-осадочная, 4-5 - верхняя эффузивно-пирокластическая (4 - игнимбритоподобные туфы кислого состава, 5 - флюидальные фельзиты); 6 - микрокварциты; 7 - флишеподобные отложения белоубинской свиты; 8 - субвулканические кварцевые альбитофиры; 9 - рудные тела; 10 - контуры реконструированных структур; 11 - разрывные нарушения

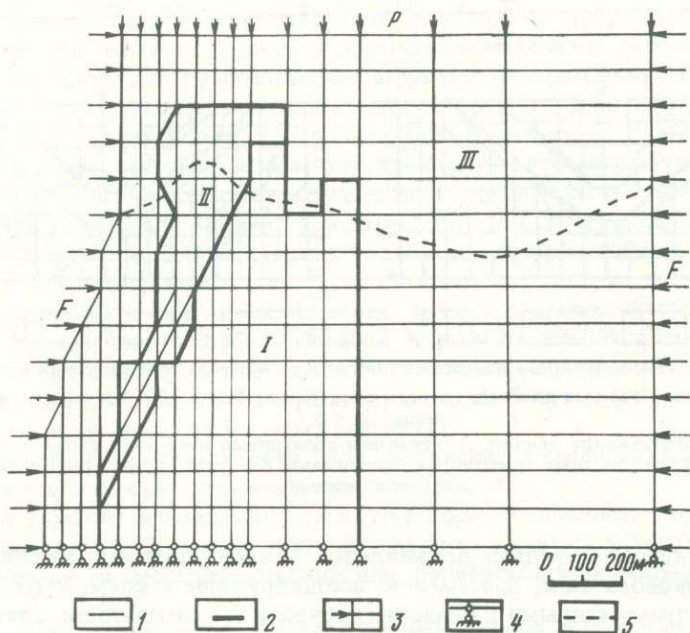


Рис. 4. Расчетная схема месторождения Чекарь для решения методом конечных элементов

1-4 - см. на рис. 1; 5 - уровень эрозионного среза.  $F$  - тектоническое давление,  $P$  - вес вышележащей толщи. Модули упругости в областях (кг/см<sup>2</sup>): I -  $3,1 \cdot 10^5$ , II -  $1,2 \cdot 10^5$ , III -  $8,0 \cdot 10^5$

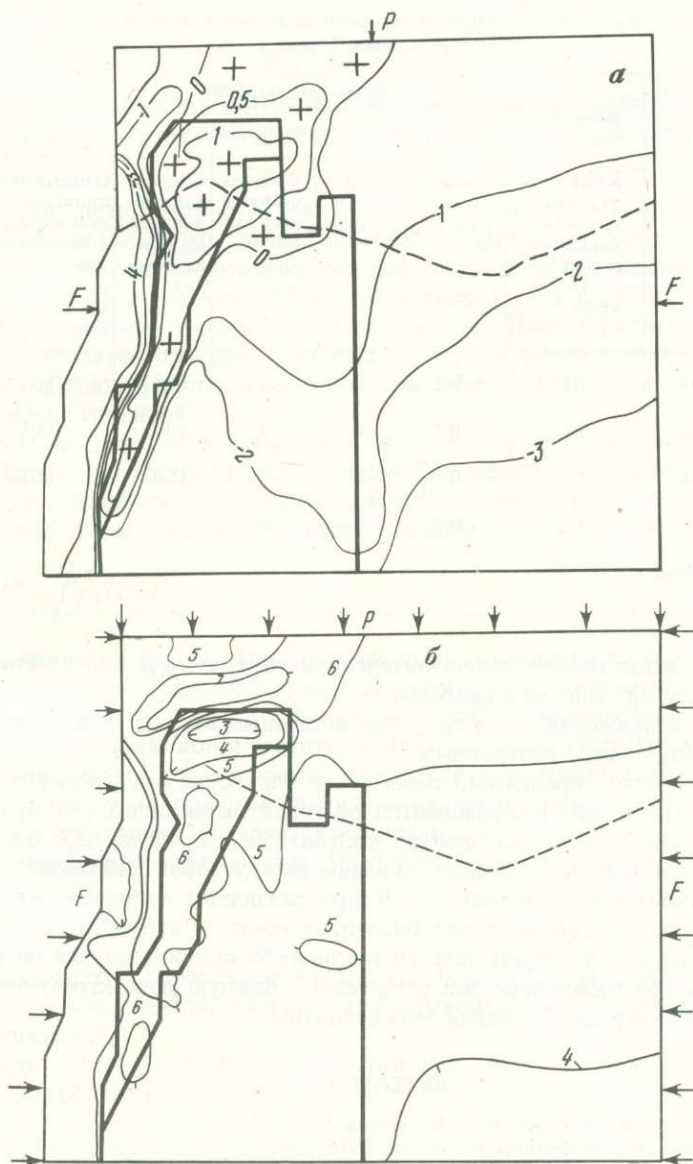


Рис. 5. Распределение величин растягивающих напряжений  $\sigma_1$  (а) и максимально скалывающих  $\tau_{\max}$  (б) ( $\cdot 10^{-2}$  кг/см<sup>2</sup>) при  $F = 1000$  кг/см<sup>2</sup>  
Условные обозначения см. на рис. 1

Предположим, что пакки пород месторождения имели различную предрудную трещиноватость. Поэтому в данные по физико-механическим свойствам пород, определенных по образцам (ВСЕГИНГЕО), внесены поправки согласно формуле (1) (таблица).

Как видно из таблицы, величины  $E$  разных пакчек различаются между собой, что связано с их разной дорудной трещиноватостью и литологическим составом. Боковое давление на модель ( $F$ ) принималось равным 250, 500, 1000, 1500, 2000 кг/см<sup>2</sup>. Величина  $P$  соответствует давлению толщи пород мощностью 300 м. Расчетная схема месторождения для решения методом конечных элементов приведена на рис. 4.

На рис. 5, а, б показано распределение напряжений  $\sigma_1$  и  $\tau_{\max}$  при  $F = 1000$  кг/см<sup>2</sup>.

**Вычисленные и предполагаемые параметры модели  
месторождения Чекмарь**

| Пачка  | Параметры модели |  |   |                                  |   |   | Область<br>на рис. 4 |
|--|------------------|--|---|----------------------------------|---|---|----------------------|
|  | вычислен-<br>ные | предполагаемые   |   |                                  |   |   |                      |
|  |                  | Модуль упру-<br>гости<br>массива<br>горных<br>пород<br>$E \cdot 10^{-5}$<br>кг/см <sup>2</sup> | Коеф-<br>фициент<br>Пуассо-<br>на $\mu$ | Число<br>систем<br>трещин<br>$h$ | Средняя<br>ширина<br>раскры-<br>той тре-<br>щины,<br>мм | Среднее<br>рассто-<br>яние меж-<br>ду тре-<br>щинами,<br>мм |                      |
| Осадочно-вулканоген-<br>ная                                      | 3,1              | 0,1  | 4                                       | 1                                | 200   | 0,01  | I                    |
| Нижняя эффузивно-<br>пирокластическая                            | 3,1              | 0,1  | 4                                       | 1                                | 200   | 0,01  | I                    |
| Туфогенно-осадочная<br>с кварцитами                              | 1,2              | 0  | 4                                       | 2                                | 100   | 0,01  | II                   |
| Верхняя эффузивно-<br>пирокластическая,<br>фельзиты, альбитофиры | 8                | 0,2  | 0                                       | 0                                | —   | 1   | III                  |

Установлено, что зоны максимальной интенсивности  $\sigma_1$  и  $\tau_{\max}$  соответствуют максимальным значениям оруденения и наоборот.

Распределение напряжений  $\sigma_1$  и  $\tau_{\max}$  при остальных нагрузках не показано ввиду качественной идентичности приведенным.

Для количественного определения силы связи плотности оруденения с величинами  $\sigma_1$  и  $\tau_{\max}$  были подсчитаны коэффициенты ранговой корреляции ( $R$ ) при всех боковых нагрузках. Величины коэффициентов колеблются в пределах 0,7–0,8, т.е. можно утверждать, что эти переменные тесно связаны между собой. Обращает на себя внимание также сравнительное постоянство  $R$  при различных нагрузках на модель, что говорит о том, что в данном случае благоприятность — неблагоприятность модели для рудоотложения можно определять по какой-либо одной величине нагрузки, даже не приводящей к возникновению зон растяжения. Важную роль играет относительная величина  $\sigma_1$  и конфигурации изолиний этой величины.

**ЛИТЕРАТУРА**

- Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Наука, 1971. 240 с.  
 Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.  
 Койфман М.И. Главный масштабный эффект в горных породах и углях. — В кн.: Проблемы механизации горных работ. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 39–56.  
 Моллер Л. Геология скальных массивов. М.: Мир, 1971. 255 с.  
 Прокопенко А.И., Олейник Ю.Ф., Мамин В.И. и др. Геолого-структурные особенности и характер распределения полиметаллического оруденения на месторождении Чекмарь (Рудный Алтай). — В кн.: Геология, технология переработки руд и техника разведки месторождений твердых полезных ископаемых. Алма-Ата: КазИМС, 1980, с. 58–67.  
 Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1973. 286 с.  
 Руппнейт К.В. Деформируемость массивов трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1975. 223 с.  
 Руппнейт К.В., Либерман Ю.М. Введение в механику горных пород. М.: Госгортехиздат, 1960. 356 с.  
 Тарасова И.В. Влияние трещиноватости на деформируемость скальных оснований. Основания, фундаменты и механика грунтов. М.: Стройиздат, 1968, № 2, с. 22–23.  
 Ухов С.В. Скальные основания гидротехнических сооружений (механические свойства и расчеты). М.: Энергия, 1975. 264 с.  
 Шерман С.И. Эксперимент в геотектонике и теория подобия. — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии. Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 17–19.

## МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ДИСЛОКАЦИЙ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ВЫЗВАННЫХ ЕГО ГРАВИТАЦИОННЫМ УПЛОТНЕНИЕМ

В общем случае дислокации (опускания) стратиграфических границ осадочного слоя земной коры, вызванные его гравитационным уплотнением (далее — просто дислокации), могут происходить как одновременно с процессом осадконакопления (консидиментационные, или доинверсионные, дислокации) [Хаин, 1973], так и после окончания этого процесса (постинверсионные дислокации) [Белоцерковец, 1976].

В настоящей статье описаны результаты впервые проведенного количественного исследования закономерностей изменения консидиментационных и постседиментационных дислокаций с глубиной.

Рассмотрим нижнюю часть осадочного слоя, залегающего на кристаллическом фундаменте (рис. 1). Допустим, что приходящаяся на единицу площади масса твердой фазы осадочных отложений рассматриваемой части слоя в процессе уплотнения оставалась постоянной. Это условие можно записать в виде

$$\int_0^{h_0} \sigma_0(Z) dZ = \int_Z^{H_1} \sigma_1(Z) dZ, \quad (1)$$

где  $Z$  — глубина верхней границы нижней части осадочного слоя (начало координат совмещено с верхней границей осадочного слоя),  $h_0$  — начальная мощность нижней части осадочного слоя,  $H_1$  — современная мощность осадочного слоя,  $\sigma_0(Z)$  и  $\sigma_1(Z)$  — соответственно функции консидиментационного и постседиментационного (современного) изменения плотности осадочных отложений с глубиной (здесь и далее имеется в виду плотность сухих пород). Для изучения закономерностей изменения дислокаций с глубиной уравнение (1) является исходным.

**Консидиментационные дислокации.** Из простых геометрических соображений следует (см. рис. 1):

$$h_0 = H_0 - Z + \Delta_0(Z), \quad (2)$$

где  $H_0$  — мощность осадочного слоя в момент завершения его образования;  $\Delta_0(Z)$  — консидиментационная дислокация верхней границы рассматриваемой нижней части слоя как функция  $Z$ .

Подставляя (2) в (1) и имея в виду, что в случае консидиментационного уплотнения  $H_1 = H_0$ ,  $\sigma_0(Z) = \sigma_1(Z)$ , получим:

$$\int_0^{H_0 - Z + \Delta_0(Z)} \sigma_0(Z) dZ = \int_Z^{H_0} \sigma_0(Z) dZ. \quad (3)$$

Из (3) следует, что консидиментационные дислокации верхней и нижней границ осадочного слоя равны нулю:  $\Delta_0(0) = 0$ ,  $\Delta_0(H_0) = 0$ . Далее, продифференцировав обе части уравнения (3) по  $Z$ , находим первую и вторую производные от  $\Delta_0(Z)$  по  $Z$ , исследование которых (при допущении, что плотность постоянно возрастает с глубиной:  $\sigma'_0(Z) > 0$ ) показывает, что  $\Delta_0 Z$  имеет максимум на глубине  $Z_{0m}$ , равный

$$Z_{0m} = \frac{1}{2} H_0 + \frac{1}{2} \Delta_{0m}, \quad (4)$$

где  $\Delta_{0m} = \Delta_0(Z_{0m})$ .

Таким образом, с возрастанием глубины функция  $\Delta_0(Z)$  увеличивается от нуля на верхней границе до максимума на глубине  $Z_{0m}$ , а затем уменьшается до нуля на нижней границе (рис. 2). Для определения величины максимума, подставив (4) в (3),



Величина максимумов дислокаций и их глубины для осадочных слоев геосинклинальной зоны различной мощности (км)

| $H_0$ | $\Delta_{0m}$ | $Z_{0m}$ | $\Delta_{1m}$ | $Z_{1m}$ | $\Delta_m$ | $Z_m$ |
|-------|---------------|----------|---------------|----------|------------|-------|
| 5     | 1,3           | 3,2      | 0,4           | 0        | 1,5        | 2,3   |
| 10    | 1,9           | 6,0      | 1,4           | 0        | 2,7        | 4,1   |
| 15    | 2,4           | 8,7      | 2,5           | 0        | 3,8        | 5,6   |
| 20    | 2,8           | 11,4     | 3,7           | 0        | 5,0        | 6,8   |

вается уравнением проходящей через три точки  $\Delta_0(0) = 0$ ,  $\Delta_0\left(\frac{1}{2}H_0\right) = \Delta_{0m}$ ,  $\Delta_0(H_0) = 0$  параболы:

$$\Delta_0(Z) = 4\Delta_{0m} \frac{Z}{H_0} \left(1 - \frac{Z}{H_0}\right). \quad (8)$$

**Постседиментационные дислокации.** Из общих физических соображений следует, что постседиментационные дислокации осадочного слоя  $\Delta_1 Z$  монотонно уменьшаются от максимального значения  $\Delta_{1m}$  для его верхней границы до нуля на нижней границе. Будем считать, в первом приближении, что функция  $\Delta_1 Z$  описывается уравнением прямой, проходящей через две точки (см. рис. 2):

$$\begin{aligned} \Delta_1(0) &= \Delta_{1m} \quad \text{и} \quad \Delta_1(H_0) = 0 \\ \Delta_1(Z) &= \Delta_{1m} \left(1 - \frac{Z}{H_0}\right). \end{aligned} \quad (9)$$

Величину  $\Delta_{1m}$  можно рассчитать при помощи уравнения (1), положив в нем  $h_0 = H_0$ ,  $Z = 0$  и имея в виду, что  $\Delta_{1m} = H_0 - H_1$ . Учитывая перечисленные выше соотношения, (1) перепишем в виде:

$$\int_0^{H_0} \sigma_0(Z) dZ = \int_0^{H_0} \sigma_1(Z) dZ + \int_{H_0}^{H_0 - \Delta_{1m}} \sigma_1(Z) dZ. \quad (10)$$

Для достаточно больших значений  $H_0$  можно приближенно принять, что в интервале глубины  $H_0 - \Delta_{1m} \leq Z \leq H_0$  плотность пород постоянна и равна их минералогической плотности  $d$ , поэтому второй интеграл правой части (10) равен  $-\Delta_{1m}d$ . Учитывая последнее, из (10) находим:

$$\Delta_{1m} = \frac{1}{d} \int_0^{H_0} [\sigma_1(Z) - \sigma_0(Z)] dZ. \quad (11)$$

Приняв минералогическую плотность для  $\sigma_1(Z)$  и  $\sigma_0(Z)$  постоянной, равной  $d$ , учитывая приведенные выше формулы для средневзвешенных плотностей и связь между  $\sigma$ ,  $d$  и  $n$ , (11) можно записать в виде

$$\Delta_{1m} = \frac{H_0}{d} (\bar{\sigma}_1 - \bar{\sigma}_0) = H_0(\bar{n}_0 - \bar{n}_1), \quad (12)$$

где  $\bar{\sigma}_0$  и  $\bar{\sigma}_1$  — соответственно конседиментационные и постседиментационные средневзвешенные по глубине значения плотности осадочного слоя,  $\bar{n}_0$  и  $\bar{n}_1$  — аналогичные значения пористости. Относительные погрешности определения  $\Delta_{1m}$  по формуле (12), как показывают расчеты, для реальных распределений пористости при  $H_0 > 5$  км не превышают 10%.

Полная дислокация  $\Delta(Z)$  равна сумме (8) и (9):

$$\Delta(Z) = \Delta_0(Z) + \Delta_1(Z) = \Delta_{0m} \left(4 \frac{t}{H_0} + P\right) \left(1 - \frac{Z}{H_0}\right), \quad (13)$$

где  $P = \Delta_{1m}/\Delta_{0m}$ . Исследование (13) показывает, что при  $P \leq 4$ ,  $\Delta(Z)$  возрастает от  $\Delta_{1m}$  на глубине  $Z = 0$  до максимума на глубине:

$$Z_m = \frac{H_0}{8} (4 - P), \quad (14)$$

а затем убывает до нуля на глубине  $Z = H_0$  (см. рис. 2). При этом из (14) следует, что с уменьшением величины  $P$  от 4 до 0 глубина максимума возрастает от 0 до  $\frac{1}{2}H_0$ . При  $P > 4$  функция  $\Delta(Z)$  в диапазоне глубин  $0 \leq Z \leq H_0$  монотонно возрастает от нуля на нижней границе слоя до  $\Delta_{1m}$  — на верхней. По расчетам, величина максимума  $\Delta(Z)$  равна

$$\Delta_m = \Delta_{0m} \left( 1 + \frac{P}{4} \right)^2. \quad (15)$$

В таблице приведены результаты расчетов максимальных дислокаций осадочного слоя геосинклинальной зоны и соответствующих глубин по формулам (7), (12), (15), (4) и (14). При определении  $\Delta_{0m}$  по формуле (7) средние пористости осадочного слоя  $\bar{n}_{0g}$  и  $\bar{n}_0$  рассчитывались по его мощности при помощи полученной зависимости [Белоцерковец, 1978], характерной для современных геосинклинальных зон. При определении  $\Delta_{1m}$  по формуле (12) средняя пористость осадочного слоя рассчитывалась для соответствующих значений его мощности по формуле Г.М. Авчяна и М.Л. Озерской, характеризующей изменение пористости глинистых и алевроитово-глинистых отложений континентов с глубиной [Авчян, 1972]. Данные таблицы свидетельствуют о том, что максимальные дислокации в разрезе осадочного слоя геосинклинальной зоны могут достигать нескольких километров.

Если на территории геосинклинальной зоны конседиментационные и постседиментационные вертикальные распределения плотности (пористости) пород не оставались постоянными, а изменялись по площади (такое предположение можно считать наиболее вероятным), то в ходе историко-геологического процесса эволюция плотностной неоднородности осадочного слоя должна была приводить к возникновению и развитию дифференциальных дислокаций стратиграфических границ типа пликативных и дизъюнктивных тектонических нарушений. Распределение амплитуд таких нарушений в разрезе осадочного слоя могут быть в первом приближении описаны уравнениями (8), (9), (13), если в них вместо  $\Delta_{0m}$ ,  $\Delta_{1m}$  и  $\Delta_m$  подставить разности этих величин для разрезов соседних участков. Представленные в таблице значения  $\Delta_{0m}$ ,  $\Delta_{1m}$  и  $\Delta_m$  могут рассматриваться как количественные оценки максимальных амплитуд тектонических нарушений, которые вызваны дифференциальным гравитационным уплотнением осадочного слоя земной коры геосинклиналей.

Общий вывод А.В. Вихерта [1977] об уменьшении складчатых деформаций с глубиной, с приближением к кристаллическому фундаменту и по достижении ими максимального значения, соответствует конфигурациям кривых  $\Delta_0(Z)$  и  $\Delta(Z)$  (см. рис. 2) и может быть объяснен существенной тектонической ролью дислокаций, вызванных гравитационным уплотнением осадочного слоя земной коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.  
 Белоцерковец Ю.И. Неравномерное сокращение мощности осадочного слоя земной коры в процессе его гравитационного уплотнения как тектонический фактор. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 2, с. 421–424.  
 Белоцерковец Ю.И. Закономерность уплотнения морских осадочных толщ. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 2, с. 389–391.  
 Авчян Г.М. Физические свойства осадочных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1972. 144 с.  
 Вихерт А.В. Статистические исследования складчатости. М.: Изд-во МГУ, 1977. 159 с.

УДК 551.25:551.243

*В.М. Моралев, В.Е. Гоникберг, Е.С. Пржиялговский, Е.Н. Терехов*

### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕКТОНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ СТРУКТУРНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЛИНЕАМЕНТНЫХ СЕТЕЙ

По мере развития технической и теоретической базы экспериментальной тектоники и привлечения принципиально новых приемов моделирования интересы исследователей все чаще обращаются к созданию сложно построенных моделей, сопоставимых с реально существующими в природе ассоциациями тектонических структур. Однако использование результатов тектонического моделирования для интерпретации генезиса сложных ансамблей геологических структур обычно сильно осложняется трудностями соблюдения принципов подобия при проведении экспериментов и недостаточностью структурной информации, получаемой с геологических карт.

В настоящем сообщении обращается внимание на возможность использования в качестве реальных геологических структур, которые моделируются экспериментальным путем, линейментных сетей, выявляемых путем дешифрирования аэро- и космических снимков. Наиболее приемлемым направлением тектонического моделирования для анализа линейментных сетей представляется экспериментирование в упругих средах, так как на аэрокосмических снимках отображаются прежде всего хрупкие деформации, возникшие при разрядке напряжений сжатия, сдвига или растяжения. Немногочисленные, но успешные опыты решения геологических задач на базе совместного использования результатов дешифрирования и экспериментальных данных уже освещались в печати [Шарапов и др., 1979, 1980; Пржиялговский, Терехов, 1982], в связи с чем необходимо рассмотреть теоретические основы этого нового и, как нам представляется, перспективного подхода.

Изучение напряжений, возникающих при деформациях в упругих средах, в отличие от моделирования пластических деформаций сводит к минимуму количество необходимых критериев подобия модели и реального объекта. В частности, при малых упругих деформациях модели, что согласуется с геологической реальностью, корректность эксперимента определяется морфологическим подобием модели и пропорциональностью приложенных внешних сил. Именно эти силы и являются в итоге главным объектом внимания при региональных исследованиях, так как характеризуют направления и относительные величины векторов перемещения горных пород, т.е. позволяют воссоздать геодинамическую обстановку региона на определенном отрезке геологической истории. При этом необходимо учитывать, что по сравнению с пластическими реальными упругие деформации в горных породах столь малы, что связанные с ними хрупкие разрывы характеризуют лишь "мгновенное" распределение напряжений в меняющейся структуре деформирующихся масс горных пород, т.е. указывают на тенденции перемещения масс, не определяя реальной величины перемещений. Последняя задача может быть решена путем восстановления полей напряжений на нескольких последовательных стадиях тектонического развития рассматриваемых структур.

Помимо описанного общего случая одновременного развития вязких и хрупкоупругих деформаций, несомненный интерес представляет изучение статичных полей напряжений, не проявляющихся в виде крупноамплитудных деформаций.

Подобные медленно изменяющиеся и незначительные по величине напряжения характерны для этапов слабой тектонической активности, которые часто более продолжительны, чем разделяющие их этапы интенсивного тектогенеза. Эти напряжения обуславливают возникновение зон повышенного сжатия и ослабленных зон — зон растяжения, контролирующих размещение проявлений метасоматических и магматических процессов и участков концентрации определенных элементов.

Проблема восстановления реальных полей напряжений в значительной мере ограничивается скупостью и разрозненностью данных, получаемых при геологических исследованиях и находящихся отражение на геологических картах и разрезах. Вместе с тем хорошо известно, что путем дешифрирования аэро- и космических снимков удастся выделить большое количество разнообразных структурных элементов, формирующих сложные линеаментные сети, многие из которых не отображаются на геологических картах. Установлено также, что при детальных исследованиях удастся доказать геологическую значимость отдешифрированных линейных элементов, хотя природа их оказывается достаточно различной. Это и разрывные нарушения, и флексурные перегибы слоев, отвечающие скрытым разломам, и зоны трещиноватости, и отдельные безамплитудные трещины. Тем не менее во всех случаях эти элементы так или иначе характеризуют современную структуру какого-то участка земной коры, сформировавшуюся в результате длительной эволюции поля тектонических напряжений. В этом отношении схемы и карты линеаментных сетей более полно отображают структуры разрядки упругих напряжений, чем любые другие геологические материалы, и могут являться лучшими объектами для сопоставления с экспериментальными моделями, чем геологические и структурные карты. Это вполне естественно, так как нагрузка карт определяется их тематической и целевой направленностью и требует взаимной увязки отдельных элементов. При составлении геологических карт всегда существует трудноустраняемое противоречие между протяженностью линеаментов и незначительностью их геологического проявления, затрудняющее определение ранга и роли этих тектонических элементов в общей структуре района, в связи с чем многие, если не большинство линейных нарушений не отображаются на картах.

Карты и схемы линеаментов более полно и объективно отражают системы дизъюнктивных структур. Это положение усугубляется еще и тем, что практически все геологические и структурные карты, осознанно или произвольно, подчинены определенной идее, которая объединяет элементы карты и позволяет создать непротиворечивую логическую модель геологического строения района, увязав ее с эволюцией структур сопредельных территорий. Схемы линеаментов, несмотря на отличия рисовки у различных исполнителей, не требуют подобной авторской интерпретации, неизбежно ведущей к субъективной фильтрации фактического материала. Сейчас уже накоплен некоторый опыт по предварительной обработке космических снимков с помощью ЭВМ. Развитие этого направления ведет к увеличению объективности процесса дешифрирования и преобразованию информации в форму, удобную для машинной обработки. В подобной формализации извлекаемых со снимков данных авторы видят возможность в дальнейшем перейти к математическому моделированию формирования конкретных структур на основании непосредственного анализа фотоизображений. Примеры математического моделирования упругих деформаций [Курбанаев, 1982] свидетельствуют о наличии необходимой теоретической базы и подтверждают реальность подобного подхода.

Первые опыты совместного использования результатов дешифрирования аэро- и космических снимков и экспериментальных данных с целью изучения геодинамики вихревых и кольцевых структур [Шарапов и др., 1980, Пржиялговский, Терехов, 1982] показали перспективность такого подхода. Выбор объекта исследования прежде всего обусловлен возможностью выделения из суммарной линеаментной сети дуговых и кольцевых элементов, морфологически и гинетически связанных в единые структуры. В других случаях удастся выделить логически связанные между собой системы линеаментов, дискретно отражающие поля тектонических напряжений. Гипотетические схе-

мы динамики возникновения этих систем требуют, тем не менее, математической или экспериментальной проверки. Тектоническое моделирование может базироваться на данных для определенных систем сингенетичных структурных элементов и иметь своей целью обнаружение второстепенных трудно выявляемых, но важных в каком-либо отношении структур с перспективой последующего усложнения экспериментов и приближением модели к реальной геологической обстановке. Естественно, что для выявления одновозрастных структур в ряде случаев необходимо проведение специальных исследований, позволяющих решить эту задачу на основании анализа истории развития структурных элементов района.

Наиболее благоприятная ситуация для анализа условий образования деформаций наблюдается в районах с унаследованным развитием тектонических структур. Такие условия характерны, в частности, для участков, примыкающих к крупным долгоживущим тектоническим структурам (например, к зонам крупных разломов), где напряженное состояние крупных блоков земной коры не изменяется в течение значительных интервалов геологического времени. Напряжения на этих участках определяются главным образом подвижками по главным поверхностям смещения практически независимо от направления внешних сил, если, конечно, последние не приводят к ломке старых и формированию новых региональных структур. Несмотря на возможную смену знака движений, возникающие в этих условиях сети линеаментов относительно просты и легко диагностируются по морфологическим признакам. Широкие зоны долгоживущих глубинных разломов благоприятны для развития в области их непосредственного влияния структур вращения и некоторых других специфических структур.

Более сложная для интерпретации обстановка характерна для ряда территорий, тектонически активных на современном этапе, в пределах которых распределение напряжений в земной коре определяется сразу несколькими региональными разломами. Для таких случаев успешно проводилось моделирование в оптически активных средах с использованием в качестве структурной основы сети разломов, отображенной на геологических картах [Лыков и др., 1982]. Можно полагать, что привлечение для работ по изучению сейсмичности материалов дешифрирования аэро- и космических снимков может обеспечить достижение более полного подобия экспериментальных моделей и реальных линеаментных сетей.

Изложенные соображения позволяют сделать заключение, что материалы дистанционного зондирования Земли обеспечивают получение уникального по полноте и объективности фактического материала, который характеризует суммарный эффект эволюции полей упругих напряжений, возникавших в данном участке земной коры на протяжении всей истории его развития. Экспериментальная проверка гипотетических моделей формирования того или иного рисунка линеаментных сетей, проводимая с использованием упругих сред, позволяет на значительно более высоком уровне подойти к восстановлению полей напряжений, характерных для определенных этапов тектонического развития исследуемых территорий и определить динамическую обстановку формирования некоторых структур. Усложнение условий эксперимента, направленное на приближение его результатов к наблюдаемым структурным ассоциациям, а также более широкое привлечение ЭВМ для математического моделирования, представляются перспективными путями дальнейшего развития предлагаемого подхода.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Курбанаев Г.М. Моделирование полей тектонических напряжений на ЭВМ. — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 80–82.
- Лыков В.И., Осокина Д.Н., Петров В.А., Цветкова Н.Ю. Изучение особенностей напряженного состояния в моделях земной коры Копетдагского региона и его сопоставление с современной сейсмичностью. — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 88–90.

- Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита. — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 142–143.
- Шарапов В.Н., Бондаренко П.М., Пяткин В.П. Выявление инструментальными методами рисунка разломов Центральной Камчатки и расшифровка их генезиса. — Исследование земли из космоса, 1980, № 2, с. 44–50.
- Шарапов В.Н., Бондаренко П.М., Симбирева И.Г. Расшифровка структуры коры Земли в районе Камчатского жлоба по космическим, сейсмическим и экспериментальным данным. — В кн.: Аэрокосмические исследования природных ресурсов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979, вып. 1, с. 136–143.

УДК 551.24 (571.511)

С.С. Сердюк

### РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ ЖДАНОВСКОГО РАЗЛОМА (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР)

В статье излагаются результаты исследований, проведенных в пределах Ждановского разлома, по изучению структуры поля трещиноватости пород с целью реконструкции напряжений, обусловивших ее формирование.

Ждановский разлом — крупное тектоническое нарушение северо-восточного простирания, ширина которого 1–1,5 км, длина более 100 км. В качестве полигона для исследований был избран каньон, вскрывающий центральную зону дизъюнктива субперпендикулярно простиранию на протяжении 260 м. На изученном участке коренные породы представлены относительно однородной толщей металавролитов, залегающей субвертикально. Описание трещиноватости пород заключалось в фиксации плотности трещин (шт/м<sup>2</sup>) главной системы, имеющих характер сколовых; азимут падения ССЗ 330–360°, угол падения 60–90°.

По результатам измерений составлена диаграмма плотности трещин, отражающая неоднородную ареальную структуру поля трещиноватости пород в главной зоне разлома (рис. 1, а). Для выявления закономерностей пространственных соотношений полей трещиноватости статистически исследовано множество значений плотности трещин, распределение которых оказалось левоасимметричным (рис. 2). Учитывая особенности распределения, исследуемое множество разделено на три подмножества с уровнями трещиноватости 0–20, 21–80 и 81–280 шт/м<sup>2</sup>, отнесенные соответственно к фоновому, доминантному и рецессивному, по аналогии с работой В.В. Богацкого [1976].

Из геологической практики известно, что зоны смятия и рассланцевания формируются в обстановке сжатия, тогда как для условий растяжения типичны зоны брекчирования и трещин отрыва [Геологический словарь, 1973]. Зонам смятия и рассланцевания свойственна высокая и ультравысокая плотность трещин, а зонам брекчирования и трещин отрыва — пониженная. Поэтому с известной долей условности представляется возможным для трещиноватости, развитой в однородных литологических средах, полагать, что значение плотности трещин является критерием, отражающим состояние образующего ее поля относительного сжатия — растяжения. Применительно к данному примеру графическое отображение (эпюра) доминантной и рецессивной трещиноватости получено пространственно-статистическим анализом [Богацкий и др., 1976] с использованием одномерной элементарной ячейки длиной 10 м. Амплитуда ареалов растяжения и сжатия в каждой из элементарных ячеек определялась количеством метровых отрезков пород с доминантной или рецессивной трещиноватостью. Вычислив значения относительного сжатия — растяжения и полагая их векторы противоположно направленными, можно представить эпюру полей напряжений в централь-

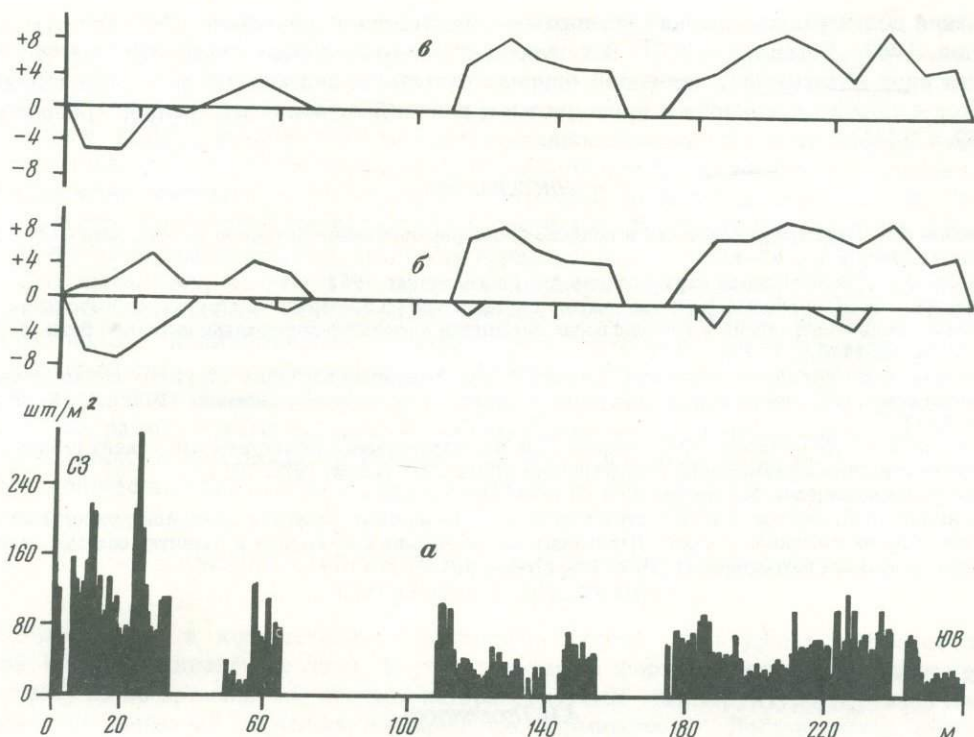


Рис. 1. Распределение плотности трещин (шт/м<sup>2</sup>) (а) и эпюры поля относительного сжатия растяжения (б — по исходным данным, в — в приведенном виде) вкrest простирания главной зоны Ждановского разлома

На рис. а интервалы между гистограммами — необнаженные участки пород. На б, в знаками “+” и “-” показаны соответственно относительное растяжение и относительное сжатие (усл. ед.)

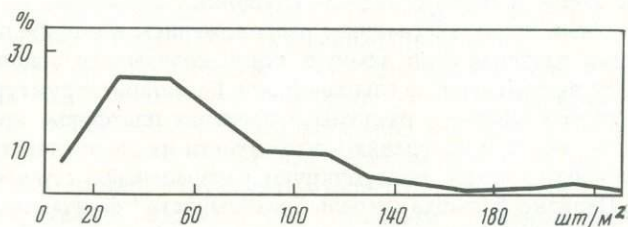


Рис. 2. Распределение плотности трещин в зоне Ждановского разлома

ной зоне разлома в эпоху трещинообразования. Путем алгебраического сложения векторов полей сжатия — растяжения получена приведенная (результатирующая) эпюра напряжений (см. рис. 1, б, в), показывающая, что полигоны относительного растяжения имеют пилообразный вид и доминируют в зоне разлома. Величина амплитуд растяжения постепенно уменьшается от шва разлома (в северо-западном направлении) и затем меняет знак на противоположный, т.е. имеет место плавная смена режима относительного сжатия. Показательно, что отдельные полигоны являются в целом фрагментами более крупных по масштабам полей относительного сжатия — растяжения. Вероятно, здесь реализовано сложное (интерференционное) волновое поле напряжения, спектр которого состоит минимум из двух волн разной длины, причем волна основного тона предположительно имеет длину 900–1000 м, а обертона — 50–100 м.

По вопросу о механизме формирования тектонических трещин проведенные иссле-

дования подтверждают высказанные ранее представления [Апродов, 1943, 1952; Плотников, 1969; Богацкий, 1977]. В.А. Апродов по этому поводу писал, что "все это находит свое объяснение в волновой природе импульсов сил упругости, распространяющихся в породе из центров и приводящих к возникновению в ней трещин" [Апродов, 1952, с. 244].

#### ЛИТЕРАТУРА

- Апродов В.А. Роль трещиноватости в поздние фазы формирования плутонов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943, № 6, с. 67–81.
- Апродов В.А. Геологическое картирование. М.: Госгеоллиздат, 1952. 371 с.
- Богацкий В.В. К проблеме единства процессов эндогенного минерало- и структурообразования. — В кн.: Роль минералогии и сопредельных дисциплин в развитии минерально-сырьевой базы СССР. Л.: Наука, 1976, с. 7–10.
- Богацкий В.В. Волновой механизм формирования рудолокализирующих структур магнетитовых месторождений Сибирской платформы. — Геология руд. месторождений, 1977, т. XIX, № 3, с. 3–18.
- Богацкий В.В., Коллеганов Ю.М., Суганов Б.И. Пространственно-статистический анализ геологического строения и размещения полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 105 с.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 487 с.; Т. 2. 456 с.
- Плотников Л.М., Петров А.И. Об отражениях в геологических объектах волновой природы механических напряжений. — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л.: ВСЕГЕИ, 1969, с. 46–50.

УДК 551.243

*А.И. Прокопенко*

### СИСТЕМНО-СТРУКТУРНЫЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ СИБИРИ

Для познания закономерностей размещения полезных ископаемых, особенно залежей нефти и газа в глубокозалегающих горизонтах, необходимо всестороннее изучение структуры земной коры, в первую очередь глубинных разломов, а также складок и их сочетаний, связанных пространственным расположением и общим происхождением. Глубинные разломы, разбивая всю земную кору, создают ту основную делимость, которая находит свое выражение в ее глыбовой, или блоковой структуре.

Особую роль играют глубинные разломы в пределах платформ, краевых прогибов и межгорных впадин, где они определяют особенности их геологической истории, различие разрезов осадочного чехла, контролируют распределение структур в осадочном комплексе пород. Нередко большая степень "разломности" фундамента отвечает большой структурной дифференциации чехла и увеличению числа пликативных дислокаций, которые служат своеобразными ловушками для полезных ископаемых, в частности залежей углеводородов.

В целях детализации внутренней структуры глубинных разломов и изучения их влияния на строение мезозойских формаций платформенных областей Сибири мы рассматриваем зону глубинного разлома во всей сложной взаимосвязи его поверхностных и глубинных элементов. Эту мобильную зону, сохраняющую свою структуру и пространственное положение на большом протяжении, мы представляем как трехмерное (объемное) тело, отвечающее структурно-динамической системе (СДС), которая не только несет функцию разрыва сплошности среды, но и имеет свое сложное внутреннее строение и развитие. В целом СДС — это объемное тело со своей геологической жизнью, динамикой напряженного состояния земной коры, геофизическими параметрами, специфическим стилем пликативных дислокаций разных порядков, определенным характером распределения деформаций, уровнем теплового потока, набором формационных рядов и полезных ископаемых.

В рамках СДС тектонические комплексы имеют определенную зональность в распределении плотности разрывных нарушений, степени и характера деформированности осадочного комплекса пород, интенсивности гравитационных, магнитных аномалий и т.д. СДС можно подразделить на структурно-деформационные области (СДО), ограниченные мезозойско-кайнозойскими отложениями. СДО характеризуются разной дислоцированностью тектонических комплексов. Практически повсеместно выделяются два пояса: 1) внутренний (осевой) шириной от 300–800 м до 5–8 км; 2) внешний шириной от 9–12 до 40 км и более. Иногда выделяется третий пояс наиболее слабой дислоцированности горных пород.

Для выявления, анализа и определения индикационных признаков СДС разработан ряд методов (энергии структурообразования; количественного анализа геофизических полей; количественной характеристики сложности тектонической решетки, образующей разрывными нарушениями; степени деформированности осадочных толщ). При выделении и картировании структурно-деформационных областей (в пределах СДС) на разных стратиграфических уровнях появляется необходимость однозначной характеристики дислокационного процесса. В связи с этим более подробно рассмотрим количественный подход к оценке степени деформированности осадочного комплекса.

#### ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ДЕФОРМИРОВАННОСТИ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛИКАТИВНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Необходимость в количественном выражении формы структурных элементов земной коры возникает все чаще. Изучая геометрию формы пликтивных дислокаций и смену их во времени, мы познаем историю развития этих структур и характер тектонических движений, лежащих в основе их формирования. Достоверность выводов и полноценность обобщений во многом определяются полнотой и совершенством методов изучения формы складок.

Искривление слоистой толщи, как правило, сопровождается изменением формы геологических тел и структурных поверхностей. Характер преобразования формы можно определить по изменению геометрии геологических тел и их границ. Необходимо сказать, что в данной работе анализ искривления геологического пространства проведен с геометрических позиций, так как в геометрии геологических тел заложена большая информация об их внутренней структуре.

Всякое изменение формы и объема тел — есть деформация. В реальной геологической обстановке часто бывает так, что один элемент (например, объемная деформация) выражен незначительно. Следовательно, им можно пренебречь и принять объем постоянным. В данном случае нас будет интересовать изменение формы геологических тел, их границ, структурных поверхностей. Геометрия формы — величина переменная. Таким образом, под термином "деформация" подразумевается изменение формы.

Развитие деформаций слоистой толщи сопровождается изменением ее кривизны. Остаточные деформации, наблюдаемые в земной коре, отражают сложное искривление горных пород. Можно предположить, что параметр кривизны преобразованной слоистой толщи является наиболее общим (распространенным) выражением геологических деформаций. В связи с этим можно широко применять для изучения структур метод анализа кривых поверхностей, наиболее полно освещенный в трудах А.В. Погорелова.

Класс кривых поверхностей, к которым можно отнести деформированные структурные поверхности слоистой толщи, характеризуется свойствами внутренней геометрии поверхностей, представленными двумя подклассами: 1) эвклидовы свойства внутренней геометрии; 2) проективные свойства внутренней геометрии [Привалов, 1960; Четверухин, 1961].

1. К эвклидовым свойствам кривой поверхности относится свойство кривизны. Под последней понимается отклонение самой кривой от касательной к точке при

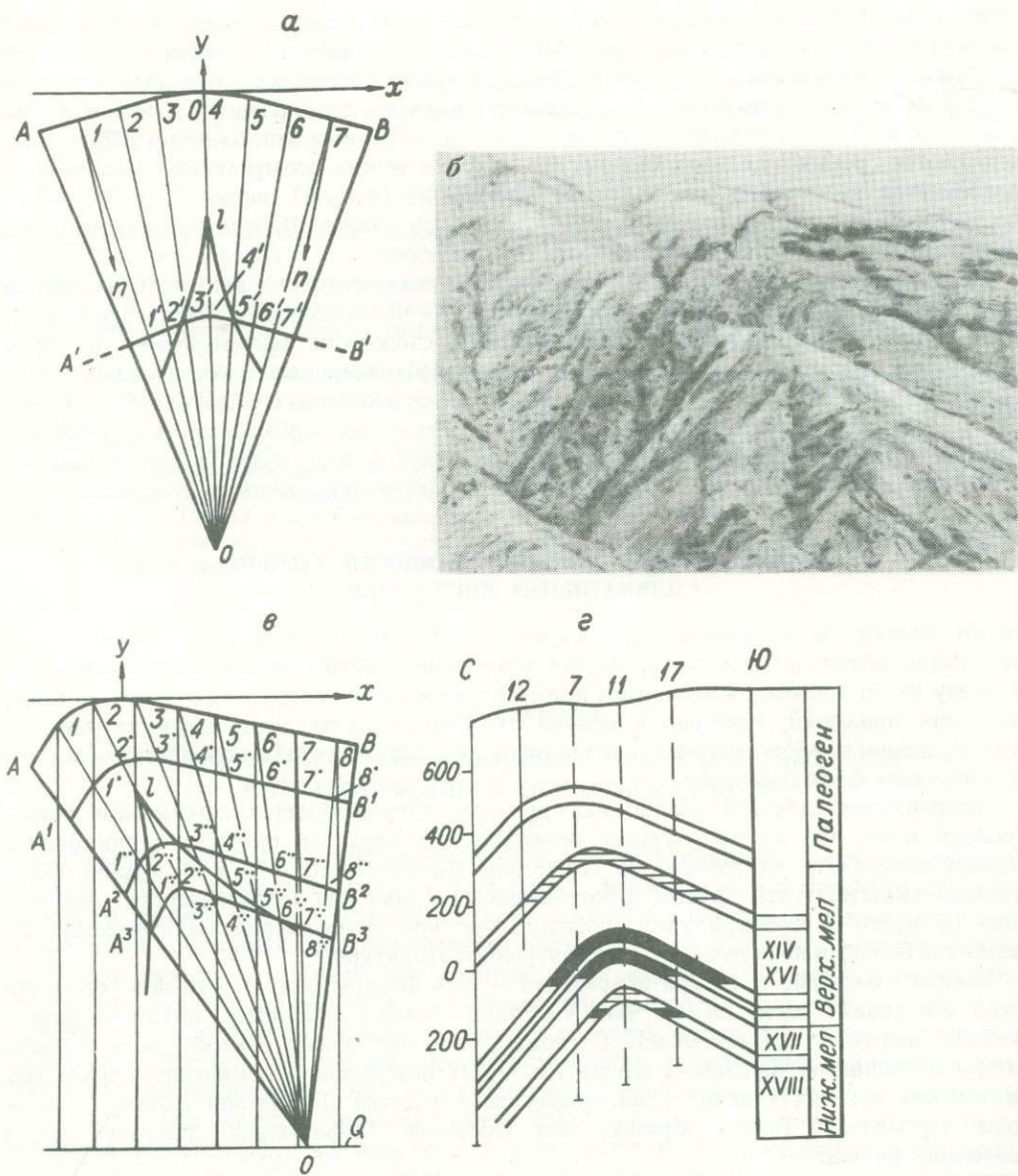


Рис. 1. Пликативные дислокации, аппроксимируемые кривыми гиперболического типа  
*a, в* — ортогональное преобразование кривых (*l* — эволюта кривой *AB*); *б, г* — антиклинальные складки в мезозойских отложениях юго-западной части Ферганской межгорной впадины; *г* — разрез асимметричной складки Северный Риштан (по А.М. Акрамходжаеву [1971])

рассмотрении области этой точки. Касательная к кривой отражает направление, сама кривая — изменение направления (рис. 1). В случае, если направление в определенной области кривой проходит по самой кривой, кривая в этой области является прямой. Последнее явление — частный случай кривой.

Всякая кривая в точке имеет величину, направление, радиус и центр кривизны. Определение этих характеристик кривой в точке практически возможно при рассмотрении ее в окружающей области. Кроме отмеченных характеристик всякая кривая обладает окружностью в данной точке, т.е. малую дугу произвольной кривой можно считать дугой, соприкасающейся в данной точке. Это важное свойство

кривой. Кривая может иметь особые точки, в которых радиус кривизны равен нулю или бесконечно большому значению. К особым относятся также точки смены знака кривизны и т.п.

2. Поверхность, дополненная ее несобственными элементами, приобретает проективные свойства. В качестве дополнительного элемента каждой точке кривой поверхности для проективных преобразований ее выбрана пара прямых — касательной и нормали, т.е. пара связанных прямых лучей, образующих в своем пересечении прямой ортогональный угол. Ориентировка лучей каждой точки находится в соответствии с геометрией соседних точек: один луч ориентирован по касательной к точке, другой — соответственно по нормали. В совокупности с выбранными дополнительными элементами эвклидова кривая становится проективной. Множеству точек кривой приведена в соответствие пара касательных и нормалей. В таком дополнении представляется возможным проективное рассмотрение кривой. Всякая кривая, при проективном ее рассмотрении, обладает эволютой — геометрическим местом центров кривизны (рис. 2). Кривая по отношению к своей эволюте является эвольвентой. Через эволюту проективными преобразованиями достигается развертывание кривой. И обратно: любая кривая-эвольвента может быть свернута через свою эволюту.

Для характеристики пликативных дислокаций введено понятие удельной кривизны [Прокопенко, Черных, 1975; Прокопенко, 1975, 1976, 1979]:

$$L = \frac{K_{\text{ср}}}{s},$$

где  $L$  — удельная кривизна складки;  $K_{\text{ср}}$  — средняя кривизна поверхности в трехмерном пространстве;  $s$  — площадь складки.

Плоская кривая может быть задана в декартовых координатах в явном виде:  $y = f(x)$ . Кривизна  $K$  вычисляется следующим образом:

$$K = \frac{\frac{d^2y}{dx^2}}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{3/2}}$$

Величина среднего градиента удельного искривления структурной поверхности определяется [Прокопенко, 1978; Карогодин, Прокопенко, 1975, 1980] из

$$d_{\text{ср}} = \frac{t}{n} \frac{m_t}{n},$$

где  $t$  — разность между величинами ( $L$ ) в соседних точках;  $m_t$  — расстояние между этими точками;  $n$  — количество разностей в данном интервале.

Вычисленные значения кривизны и других параметров производится по программе, написанной для ЭВМ типа М-220, М-222 [Прокопенко и др., 1977].

Анализ складок многих регионов, характеризующихся различной историей геологического развития (Западно-Сибирская и Сибирская платформы, Енисей-Хатангский прогиб, Ферганская межгорная впадина, Афгано-Таджикская депрессия, Днепроовско-Донецкая впадина и др.) показывает, что все разнообразие пликативных форм можно свести к семейству конических сечений. Метод проективных преобразований, в частности квадратичных, позволяет облегчить решение тех задач, в которых участвуют фигуры, ограниченные поверхностями второго порядка. Основу метода квадратичных преобразований, как известно, составляет взаимно-двузначное преобразование [Четверухин, 1961]. При таком преобразовании каждой точке одного пространства соответствуют две точки второго пространства. Для возможного применения этого метода детально изучены складки всех типов разных седиментационных бассейнов.

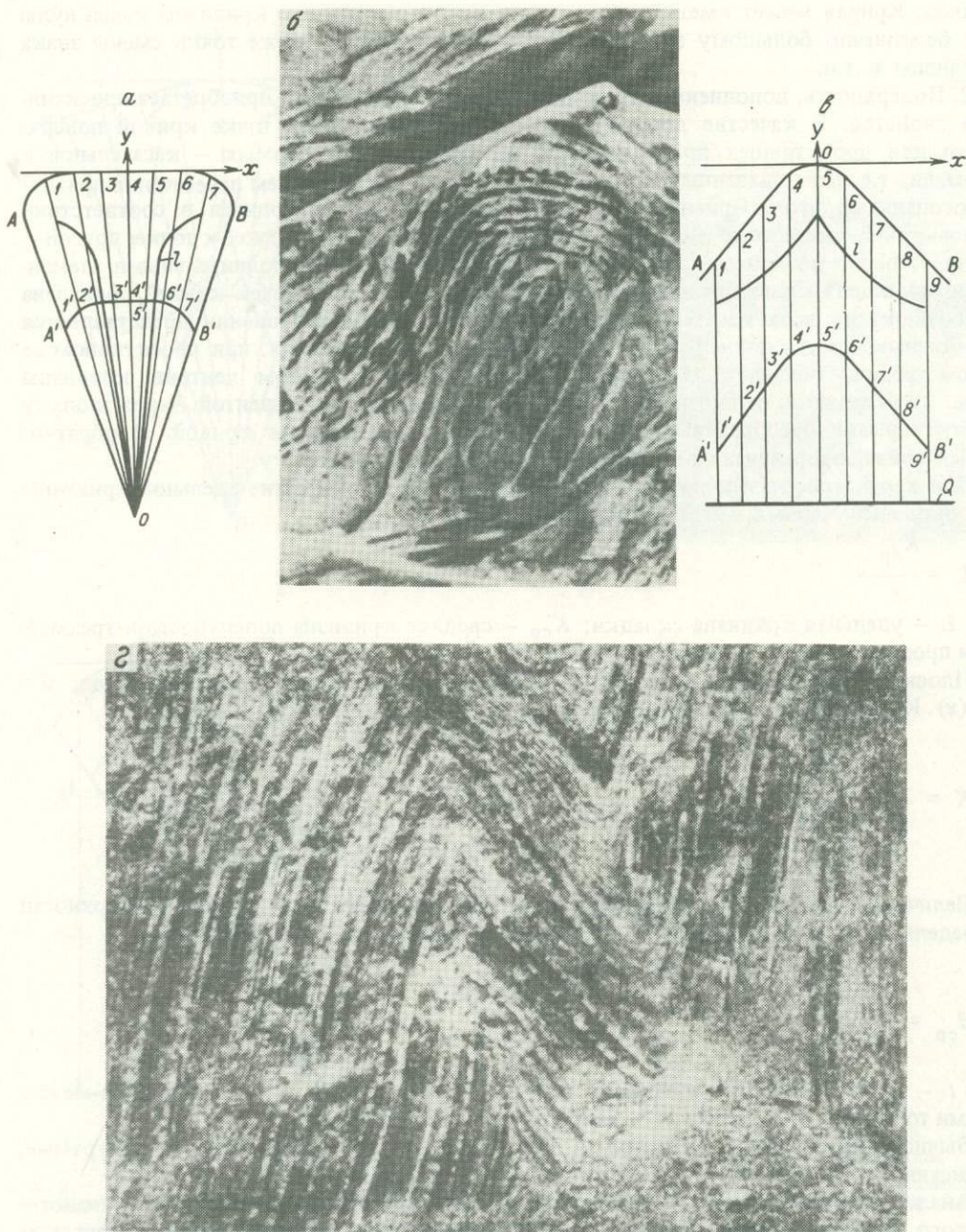


Рис. 2. Пликативные дислокации, аппроксимируемые кривыми эллиптического и параболического типов

*a* — ортогональное преобразование кривой эллиптического типа (*l* — эволюта кривой *AB*); *b* — антиклинальная складка в олигоценовых отложениях Гиссарского хребта (фото по М.В. Гзовскому [1971]); *в* — ортогональное преобразование кривой параболического типа (*l* — эволюта кривой *AB*); *г* — складчатость флиша Большого Кавказа (фото по В.Н. Шолпо [1979]); *д* — пример сложного соотношения приповерхностных и глубинных горизонтов в пределах Южно-Ферганской СДС. Ортогональное преобразование кривой гиперболического типа (отождествленной с подошвой древнечетвертичных отложений) и кривой параболического типа (отождествленной с кровлей меловых отложений). Смена разных типов СДО по вертикали; *e* — Актурпакская асимметричная антиклинальная складка Ферганской межгорной впадины. Меловые отложения, искривленные в складку параболического типа, перекрыты древнечетвертичными конгломератами, искривленными в складку гиперболического типа

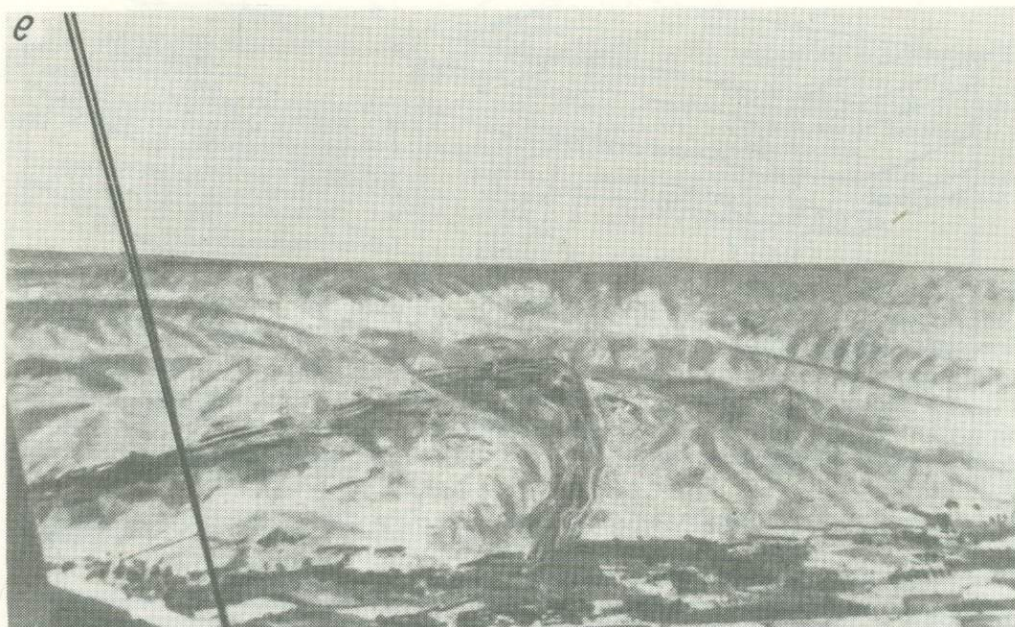
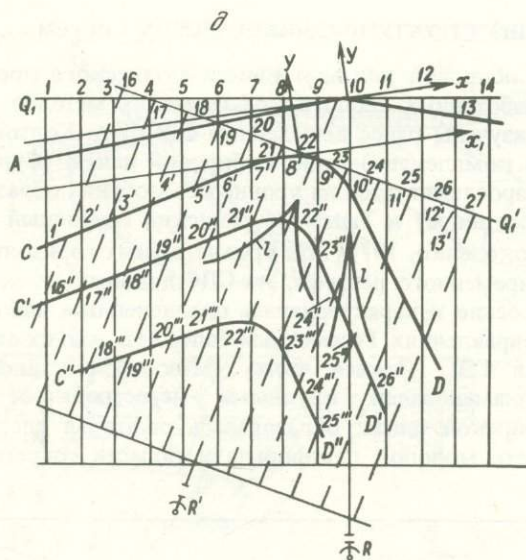


Рис. 2 (окончание)

С помощью квадратичных преобразований построены кривые линии (аппроксимируемые кривыми второго порядка — эллиптические, параболические, гиперболические), отвечающие реальным геологическим разрезам (см. рис. 2). Такой подход к изучению шликативных дислокаций позволит определить характер складок (тип искривления) как на уровне одного горизонта, так и на уровне глубинных слоев. При этом однозначно характеризуется дислокационный процесс внутри структурно-деформационной области (СДО).

## АНАЛИЗ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ

На территории Западно-Сибирской плиты и Енисей-Хатангского прогиба с помощью известных и вновь разработанных геолого-геофизических методов впервые выделены, или более детально изучены ранее выделенные СДС. Это Колтогоро-Уренгойский грабен-рифт в доюрском комплексе Западно-Сибирской плиты [Сурков и др., 1971] (в рамках СДС эта зона прослеживается на уровне мезозойских образований и в современном рельефе несколько шире) и Танамо-Курьинский глубинный разлом в Енисей-Хатангском прогибе [Прокопенко, 1978]. На уровне разных горизонтов земной коры, включая поверхность современного рельефа, эта СДС довольно четко прослеживается, сохраняя двучленное строение и характеризуюсь определенным набором индикационных признаков во всех направлениях. Рассмотрим более детально их строение.

**Колтогоро-Уренгойская СДС (южная часть).** Мезозойско-кайнозойский этап на территории Сибири ознаменовался крупными перестройками земной коры. В пределах Западно-Сибирской плиты образовалась рифтовая система, которая захватила центральную часть молодой платформы и область современной акватории

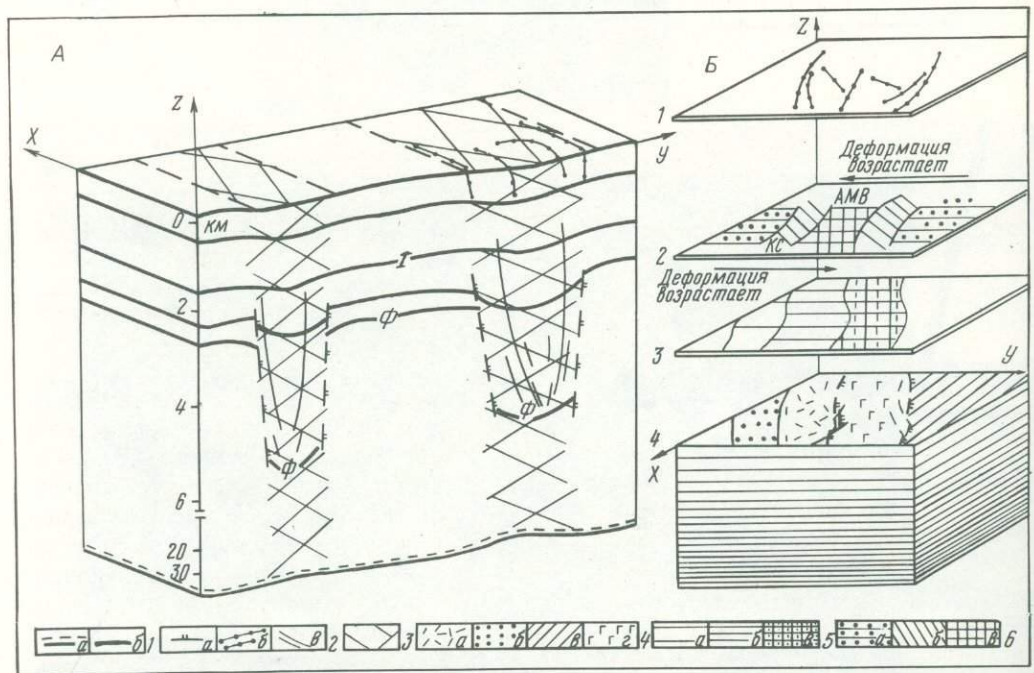


Рис. 3. Общая модель СДС (южная часть Колтогоро-Уренгойского грабен-рифта)

**А** – блок-диаграмма СДС. **Б** – характеристика СДС по разным горизонтам земной коры (анализ вертикальной и горизонтальной неоднородности): 1 – распределение разрывных нарушений в современном рельефе (данные дистанционных методов по В.М. Дралову, Б.Н. Лящук, В.Я. Ероменко); 2 – характер распределения степени деформированности верхнеюрских отложений по линии Александровский мегавал (АМВ) – Колтогорский мегапрогиб – Каймысовский свод (КС); 3 – характеристика геофизических полей доюрского комплекса пород; 4 – распределение вещественного состава доюрских образований

1 – границы; а – поверхности Мохоровичича, б – сейсмические (Ф – фундамент) (по данным КМПВ, МОГТ); 2 – разрывные нарушения: а, в – по данным геофизических исследований, б – по данным дистанционных методов; 3 – положение СДС; 4 – вещественный состав доюрских образований: а – вулканогенно-осадочные образования нижнего и среднего девона, б – преимущественно терригенные отложения с прослоями известняков девона–нижнего карбона (?), в – преимущественно нижнепалеозойский (?) вулканогенный комплекс пород, г – преимущественно вулканогенные породы основного состава; 5 – районирование гравитационного поля: а – пониженные значения  $\Delta g$ , б – область нулевых значений  $\Delta g$ , в – повышенные значения полей  $\Delta g$  и  $\Delta T$ ; 6 – шкала значений степени деформированности пликтивных дислокаций: а – от  $5,1 \cdot 10^{-5}$  до  $5 \cdot 10^{-4}$ , б – от  $5,1 \cdot 10^{-4}$  до  $5 \cdot 10^{-3}$ , в – от  $5,1 \cdot 10^{-3}$  до  $5 \cdot 10^{-2}$

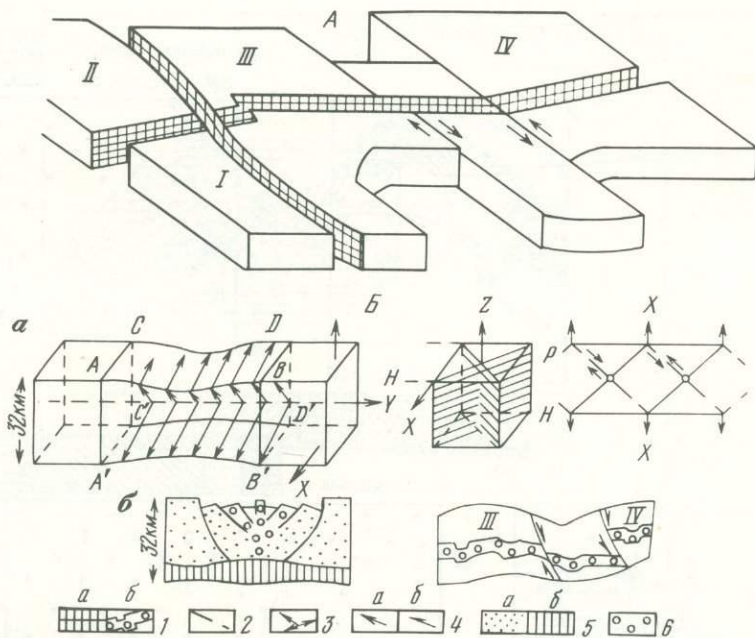


Рис. 4. Положение Танамо-Курьинской СДС относительно других тектонических элементов Енисей-Хатангского прогиба

*A* — блок-диаграмма Енисей-Хатангского прогиба (римские цифры — разные блоки). *Б* — объемная модель Танамо-Курьинской СДС: *а* — положение плоскости горизонтального сдвига, *б* — схемы характера перемещения тектонических блоков по разломам

1 — СДС и разрывные нарушения разных порядков: *а* — на блок-диаграмме, *б* — на схеме; 2 — сдвиг; 3 — положение в пространстве напряженной области; 4 — направление сдвига; 5 — разрез земной коры: *а* — кора, *б* — верхняя мантия; 6 — движение тепловых потоков

Карского моря (по данным геолого-геофизических исследований В.С. Суркова, Э.Э. Фогади, М.П. Гришина, О.Г. Жеро и др.). Количество грабен-рифтов и масштабность проявления раздвигов предопределили конфигурацию осадочного бассейна платформы и глубину его прогибания. На юге плиты, где резко уменьшается интенсивность рифтогенеза, но увеличивается число рифтов, мощность осадочных образований небольшая (3–3,5 км), однако отмечается увеличение поперечных размеров бассейна. На севере интенсивность рифтогенеза увеличивается (по результатам исследования В.С. Суркова и др., [1971]: поперечные размеры бассейна достигают 80 км в районе п-ова Гыдан и 200 км — в Карском море; мощность осадочных образований достигает 7 км.

Таким образом, одной из характерных особенностей строения Западно-Сибирской плиты является наличие в доюрском комплексе пород грабен-рифтов, представленных узкими линейными отрицательными структурными зонами большой протяженности. Плотностные модели земной коры (по В.С. Суркову, О.Г. Жеро и др., [1971]) показывают, что эти зоны представляют собой расщелину на всю мощность земной коры, в нижней части заполненную базитами, в верхней — вулканогенно-осадочными образованиями. В пределах Западно-Сибирской плиты выделяется несколько грабен-рифтов: Колтогоро-Уренгойский, Аганский, Усть-Тымский, Худосеевский и др. Наиболее крупным, изученным геофизическими методами и глубоким бурением является Колтогоро-Уренгойский. В целом этот крупный раздвиг простирается почти меридионально: от районов г. Омска на юге до побережья Карского моря на севере. Ширина его увеличивается от первых километров на юге до 80 км и более на севере.

Несмотря на публикацию многих работ по тектонике, рифтогенезу и геофизическому анализу земной коры Западно-Сибирской плиты, некоторым вопросам, посвященным детальному структурному анализу рифтов и связи пликативных и дизъюнктив-

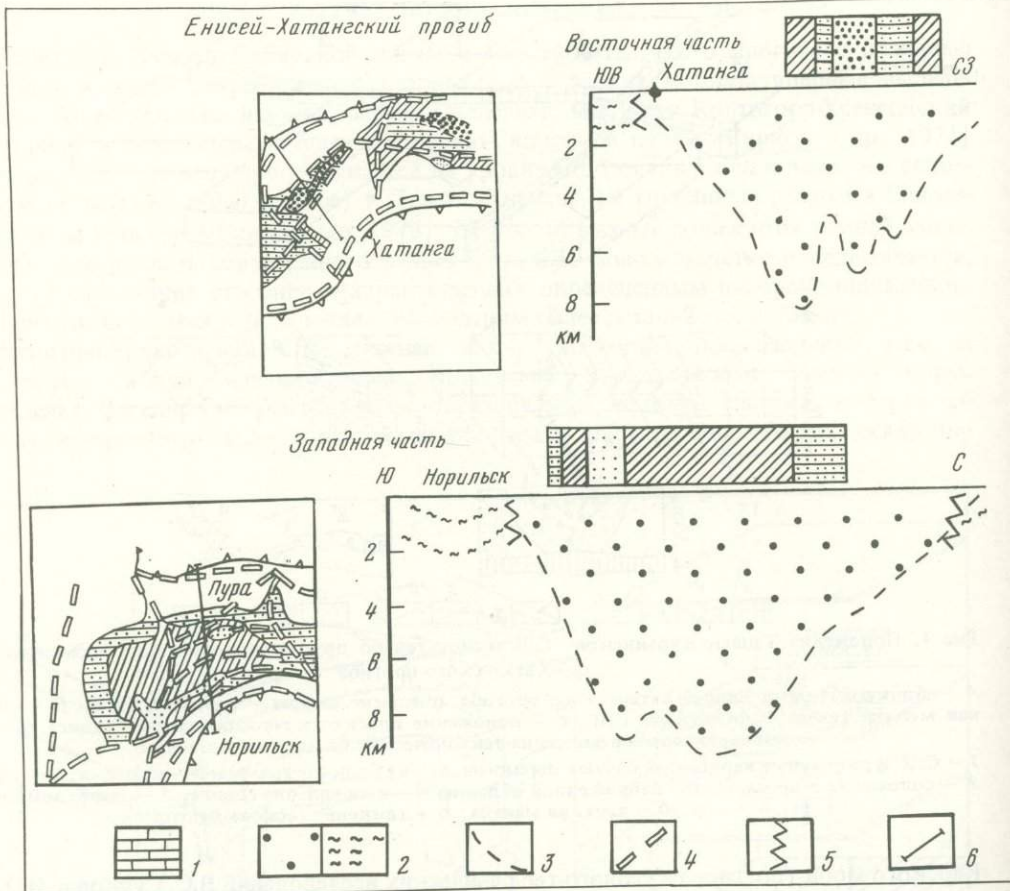


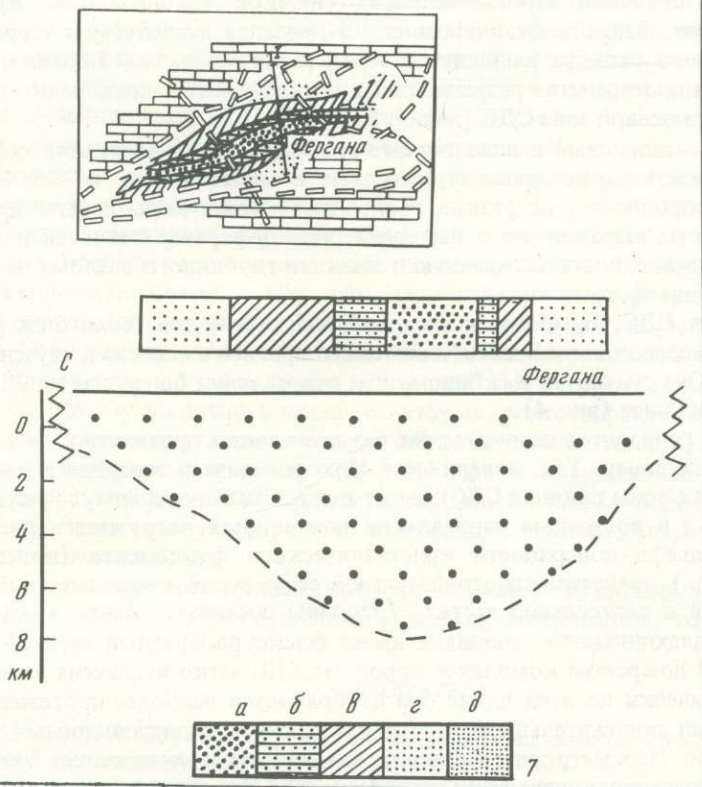
Рис. 5. Схемы распределения деформации мезозойско-кайнозойских отложений в плане и разрезе Енисей-Хатангского прогиба и Ферганской межгорной впадины

1 — домезозойские образования в пределах Ферганской межгорной впадины; 2а — мезозойско-кайнозойские отложения; 2б — домезозойские образования в пределах Енисей-Хатангского прогиба; 3 — подошва мезозойско-кайнозойских отложений; 4, 5 — разрывные нарушения домезозойских образований; 6 — профили; 7 — шкала значений удельной кривизны локальных поднятий: а —  $5 \cdot 10^{-5}$  и менее, б —  $5,1 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-4}$ , в —  $5,1 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-3}$ , г —  $5,1 \cdot 10^{-3} - 5 \cdot 10^{-2}$  и более

ных дислокаций, уделено недостаточное внимание. Мало освещены проблемы, касающиеся возможного влияния раздвигов (активизировавшихся в последующие тектонические эпохи) на формирование структурных элементов мезозойско-кайнозойских отложений. Во-первых, не ясно, мог ли при этом в пределах осадочного чехла проявиться дислокационный процесс. Во-вторых, если он реализовался, то мог ли повлиять на метаморфизм осадочного комплекса пород, на катагенез органического вещества и, далее, на распределение полезных ископаемых (в частности залежей углеводородов). Считая эти вопросы немаловажными при изучении любого осадочного бассейна, мы заострим на них свое внимание.

В рамках СДС рассмотрена южная часть Колтогоро-Уренгойского грабен-рифта, область, расположенная между Александровским мегавалом, Нижневартовским и Каймысовским сводами (рис. 3). Изучены все геолого-геофизические материалы и степень деформированности верхнеюрских образований (горизонта I, отождествляемого с подошвой баженовских отложений). Выбор именно этого горизонта не случаен:

Ферганская межгорная впадина



он является опорным, надежно выделяет в разрезе осадочного чехла и отражает основные элементы строения юрских и нижнемеловых толщ.

Результаты комплексного анализа южной части Колтогоро-Уренгойской СДС отражены на рис. 3, Б. Мощность земной коры в пределах исследуемой территории достигает 32 км. Ближайшая к дневной поверхности граница, изучаемая при глубинном сейсмическом зондировании, — поверхность фундамента. В зоне СДС максимальное ее погружение достигает 4,5 км. Граница прерывиста и имеет типично блоковую форму рельефа. Протяженные сравнительно спокойные участки нарушены многокилометровыми уступами (в осевой части СДС), по которым граница фундамента опускается до глубины 4,5 км (см. рис. 3, А).

На рис. 3, Б отражен вещественный состав доюрского комплекса пород. Осевая часть СДС сложена эффузивами и интрузиями основного и ультраосновного состава; западная, приосевая зона выполнена вулканогенно-осадочным комплексом, вероятно, нижнего девона; внешняя — представлена нижнедевонскими (?) терригенными образованиями с карбонатными прослоями. В геофизических полях осевая область характеризуется гравитационными и магнитными аномалиями.

На уровне верхнеюрских отложений наблюдаются разные типы СДО и структурная зональность, отражающая разную степень деформированности пород. Зона наибольшей деформации располагается в приосевой части СДС (к западной половине Александровского мегавала и восточной — Каймысовского свода). Значения удельной кривизны шликативных дислокаций, расположенных ближе к приосевой зоне (в районе Алек-

сандровского мегавала), варьируют от  $6 \cdot 10^{-4}$  до  $3,5 \cdot 10^{-2}$  и более. По мере удаления (в восточном направлении) величины этого параметра понижаются и за пределами Александровского мегавала принимают значения  $2,5 \cdot 10^{-5}$  и менее (рис. 3, Б).

По результатам обработки аэрокосмических снимков (данные В.М. Дралова, Б.Н. Ляшука и других, Запсибнефтегеофизика), в пределах исследуемой территории на уровне современного рельефа выделяется серия разломов разной протяженности. Полоса сближенных в пространстве разрывных нарушений субмеридионального направления приурочена к приосевой зоне СДС (рис. 3, Б).

Таким образом, комплексный анализ геолого-геофизических материалов позволил вычленить СДС, показать характерные структурные и вещественные ее особенности (вертикальную неоднородность) на разных горизонтах земной коры и выявить горизонтальную зональность, выраженную в неравномерной деформированности подошвы баженовских отложений, свидетельствующую о влиянии глубинного разлома на дислокационный процесс в платформенном чехле.

**Танамо-Курынская СДС.** В процессе комплексной обработки геолого-геофизических материалов приосевой части Енисей-Хатангского прогиба выделена и изучена Танамо-Курынская СДС. Она вытянута в субширотном направлении более чем на 2000 км, ширина ее 30–90 км и более (рис. 4).

На уровне разных горизонтов земной коры (на всем своем протяжении) эта структура проявляется по-разному. Так, поверхность Мохоровичича в западной и центральной частях (в пределах зоны влияния СДС) имеет антиклинальную форму и фиксируется на глубине 27 км, в восточном направлении поверхность погружается до 30 км и более. Форма рельефа поверхности кристаллического фундамента (по данным К.А. Савинского и др.) представлена отрицательной структурой с разными глубинами залегания. В западной и центральной частях ее глубина достигает 12 км, в восточной 9 км, а в районе Балахинского мегавала имеет флексуобразный перегиб с подъемом до 8 км. В доюрском комплексе пород эта СДС четко выражена в геофизических полях. Практически по всей длине она отображается наиболее протяженными, дифференцированными положительными и отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями. Параметр интенсивности градиента гравитационных аномалий  $\Delta g$  имеет высокие значения и варьирует от 0,5 до 0,8. Юго-западная, центральная и северо-восточная части СДС приурочены к зонам сложных узлов сочленения разных направлений гравитационных и магнитных аномалий, которые характеризуются высокими значениями параметра  $C$  (2,2–3,63). В других же узлах (в периферических частях СДС) значения этого параметра варьируют 1,87, 1,21 и менее [Прокопенко, 1979].

Степень деформированности юрско-меловых отложений в пределах СДС проявлена по-разному. Дислокационный процесс нарушает залегание слоистых толщ, в результате меняется их первичная форма, размеры и ориентировка. При этом в осадочных толщах возникают постепенные переходы, сопровождаемые возрастанием степени деформированности пликативных дислокаций, что и обуславливает их зональность. По мере приближения к приосевой части СДС умеренные деформации осадочных образований сменяются более интенсивными дислокациями. Причем на всем протяжении СДС зональность меняется и имеет свои особенности. Вдоль приосевой части основное количество крупных складок (структур I порядка) характеризуется близкими величинами удлинений. Преимущественное распространение имеют вытянутые структуры (величина параметра удлинения равна трем, а во многих случаях и значительно больше). Величина степени деформированности локальных структур (складок III порядка) варьирует в широких пределах: от  $1,6 \cdot 10^{-5}$  (Казанцевское поднятие) до  $2 \cdot 10^{-1}$  (Семеновское поднятие). Самые высокие значения ( $5 \cdot 10^{-2}$ ) отмечаются в приосевой области Танамо-Курынской СДС и в ее западной части. Причем к периферии степень деформированности складок падает, достигая значений  $5 \cdot 10^{-4}$  и менее (рис. 5). Такая закономерность не только выявлена в пределах одного стратиграфического горизонта, но является характерной для всего объема осадочной толщи.

По характеру выраженности в современном рельефе СДС (почти на всем протяжении) относится к отчетливо выраженным и трассируется линейно вытянутой группой блоков с амплитудой 220 м и более (по данным А.И. Прокопенко). Результаты обработки материалов, полученных дистанционными методами (по В.Я. Ероменко), показывают, что Танамо-Курьинская СДС в своей центральной части дешифрируется по границе ландшафтных областей и далее в восточном продолжении (в районе Балахинского мегавала) системой мелких линеаментов, простирающихся согласно осевой зоне. Западная часть СДС на телевизионных космических снимках дешифрируется системой разнопорядковых линеаментов, сближенных в пространстве. Таким образом, материалы исследования (с помощью разных методов) показывают, что СДС четко выражена в современном рельефе.

Результаты комплексного геолого-геофизического анализа всех материалов, с учетом данных предыдущих исследований, показывают, что Танамо-Курьинская СДС имеет раздвиговую природу. Она прослеживается и характеризуется набором индикационных признаков на уровне разных горизонтов земной коры на всем своем протяжении. Это, во-первых, наличие зональности, сопровождаемой изменением степени деформированности юрско-меловых отложений как на уровне одного горизонта, так и по всему объему осадочного чехла; во-вторых, резко дифференцированное геофизическое поле, характеризующееся разной степенью сложности сети, образуемой магнитными, гравитационными аномалиями, разрывными нарушениями и так далее. Нам представляется, что роль СДС многогранна. Она не только определяет дислокационный стиль региона, но и участвует в формировании блоков земной коры и распределении полезных ископаемых.

Приведенные примеры показывают, что изучение глубинных разломов в рамках СДС полнее и глубже освещает сложный механизм дислокационного процесса.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Акрамходжаев А.М., Сайдалиева М.С. Ферганский нефтегазоносный бассейн. М.: Недра, 1971. 280 с.
- Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971. 250 с.
- Карогодин Ю.Н., Прокопенко А.И. Новое в методике изучения локальных поднятий и прогнозирования структурных планов глубоких горизонтов нефтегазоносных территорий. — В кн.: Тектоника нефтегазоносных областей Сибири и Дальнего Востока. Тюмень, 1975, с. 151–152. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 95).
- Карогодин Ю.Н., Прокопенко А.И. Количественные подходы к тектоническому районированию нефтегазоносных областей (на примере Енисей-Ленского регионального мегапрогиба). — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, т. 9, с. 47–49.
- Привалов И.И. Аналитическая геометрия. М.: Учпедгиз, 1960. 299 с.
- Прокопенко А.И. Об эффективности геолого-геофизических методов при выявлении антиклинальных структур и подготовка их к глубокому бурению. — В кн.: Методология и методика геологических и геофизических исследований в Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975, с. 100–105.
- Прокопенко А.И. К вопросу о симметрии пликативных дислокаций нефтегазоносных бассейнов. — В кн.: Симметрия структур геологических тел. М.: Наука, 1976, вып. 2, с. 31–32.
- Прокопенко А.И. Влияние тектонических факторов на размещение залежей углеводородов в Енисей-Ленском региональном мегапрогибе. — В кн.: Вопросы изучения осадочной оболочки Земли. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 68–85.
- Прокопенко А.И. Структурный анализ мезозойских отложений при оценке перспектив нефтегазоносности восточной части Енисей-Хатангского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. 26 с.
- Прокопенко А.И., Черных Б.П. О геометрической характеристике нефтегазоносных структур Ферганы. — Изв. АН КиргССР. Сер. геол., 1975, № 2, с. 46–49.
- Прокопенко А.И., Мальцева Л.С., Лыков Ю.Я. Программа аппроксимации кривых сплайн-функций. — В кн.: Программные комплексы для целевой обработки информации. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 89–97.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф. и др. Геологическое строение фундамента Западно-Сибирской плиты. Л.: Недра, 1971. 208 с. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 76).
- Четверухин Н.Ф. Проективная геометрия. М.: Учпедгиз, 1961. 360 с.
- Шолто В.Н. Земля раскрывает свои тайны. М.: Недра, 1979. 160 с.

## ДИСКРЕТНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Одна из современных проблем структурной геологии, продиктованная как теоретическими, так и прикладными задачами, связана с изучением структурной зональности разломов. Хорошо известно, что крупные разломы (протяженностью более 80–100 км) представляют собой сложные структуры со специфическими чертами развития и внутреннего строения. При формировании разлома в процессы разрывообразования вовлекаются, как правило, довольно значительные участки земной коры, относящиеся к зоне его влияния. Под зоной динамического влияния разлома понимается область деформирования, в пределах которой горные породы подвергаются механическим (дробление, брекчирование, расланцевание), петрографическим (метаморфизм разных стадий) и структурным (системы сопутствующих разрывов, приразломная складчатость, будинаж) изменениям. Главными элементами зон динамического влияния являются осевые

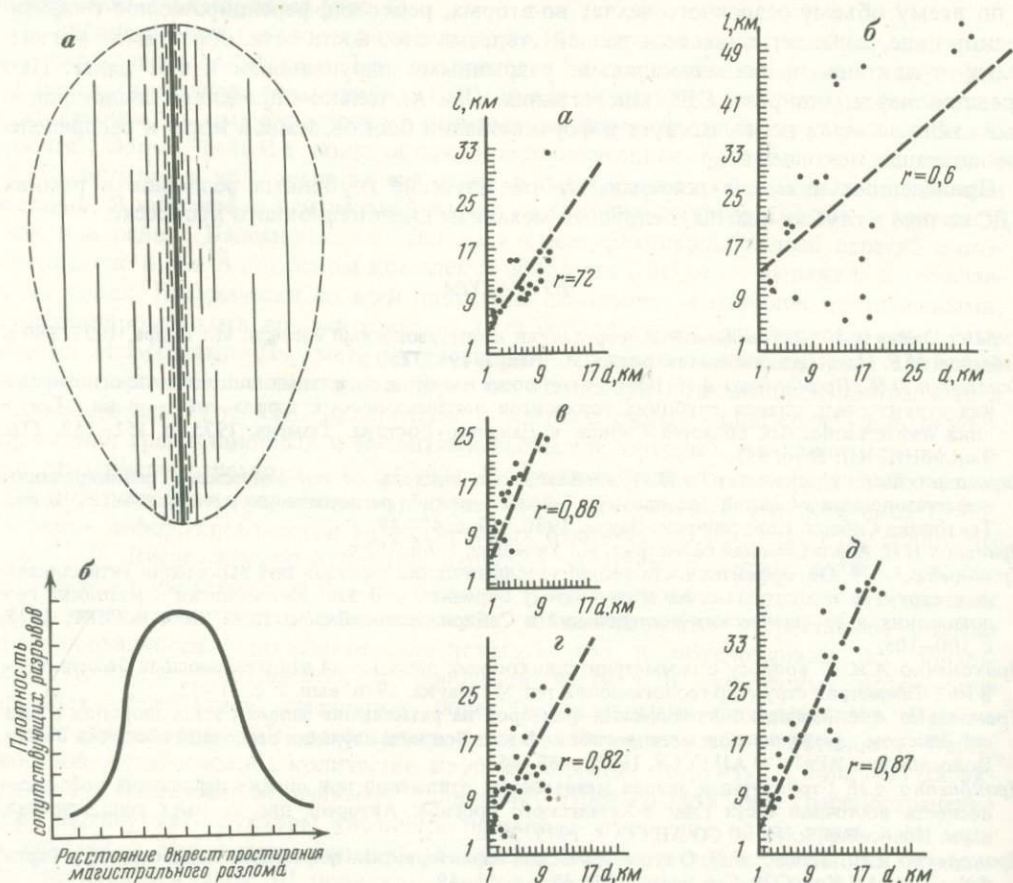
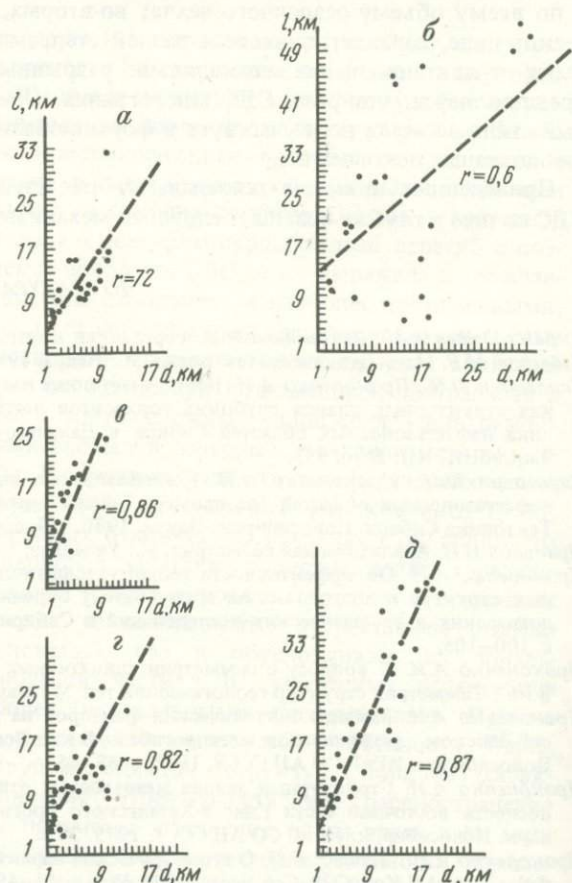


Рис: 1. Схема строения зоны динамического влияния магистрального разлома (а) и график изменения плотности сопутствующих разрывов вкrest простирания его зоны (б)

Рис. 2. Графики изменения длин разрывов оперения в зонах динамического влияния  
а – Падара-Кедровского, б – Самокутского, в – Келяно-Ирокиндинского, г – Каралонского, д –  
Кичеро-Джялоканского разломов. Пояснения в тексте



плоскости разломов и крылья — блоки земной коры по обе стороны от осевой плоскости, активно вовлеченные в процессы разрывообразования. Поэтому разломы обычно рассматриваются как дизъюнктивные структуры, представляющие собой узкие зоны, в пределах которых резко повышен уровень дробления земной коры, наряду с разного рода другими аномалиями строения. При этом подразумевается, что более крупное разрывное нарушение является следствием сгущения более мелких нарушений вдоль чаще всего условной плоскости сместителя [Шерман, 1969]. Чем крупнее разлом, тем все более условным становится однозначное геологическое выделение плоскости сместителя. Она отождествляется, как правило, с наиболее крупным магистральным разломом, прослеживаемым по структурным и магматическим признакам вдоль всей зоны.

Специальное изучение плотности дизъюнктивных структур, слагающих зону динамического влияния, показало, что в целом она возрастает к центральным частям, по мере приближения к плоскости сместителя. Главным образом это касается разрывов, субпараллельных магистральному. Латеральные же границы зон динамического влияния разломов, напротив, выступают как области с минимумом плотностей структур оперения. Таким образом, вкрест простирания разломов наблюдается определенная зональность густоты распределения слагающих эти разломы разрывных нарушений. Этот тип зональности более или менее изучен в связи с теоретическими, и прикладными задачами [Погребницкий и др. 1971; Забродин, 1981; Лобацкая, Шерман, 1981; Лобацкая, 1982]. Принципиальный график изменения плотностей оперяющих разрывов вкрест простирания зоны влияния разлома изображен на рис. 1.

Еще одной существенной деталью внутреннего строения подавляющего большинства зон динамического влияния разломов является особенность изменения длин оперяющих разрывов, субпараллельных основной плоскости сместителя. Она заключается в закономерном изменении длин по мере удаления от осевой плоскости. Изучение упомянутых характеристик проводилось на примере разломов Байкало-Патомского нагорья и Средневигимской горной страны.

Измерения осуществлялись следующим образом. В пределах каждой из зон динамического влияния определялась длина ( $l$ ) каждого субпараллельного осевой плоскости разрыва и его расстояние ( $d$ ) до осевой части зоны. Полученные результаты изображены на рис. 2. Значение коэффициентов корреляции ( $r$ ) для большинства выборок равны 0,7–0,87, редко снижаются до 0,6. Высокие значения  $r$  дают возможность предполагать наличие связи, близкой к линейной, между параметрами  $l$  и  $d$  и позволяют рассчитать уравнения регрессии, общий вид которых описывается уравнением  $l = kd + c \pm \Delta$  (км), где  $k$  и  $c$  — статистические коэффициенты, значения которых изменяются соответственно от 0,78 до 2,3 и от 0,7 до 12,2 (таблица).

Некоторые количественные параметры разломов и характер изменения длин ( $l$ ) оперяющих разрывов в зависимости от расстояния до разлома ( $d$ )

| Разломы и их кинематический тип     | Длина разлома, км | Ширина зоны динамического влияния разлома, км | Коэффициент корреляции между $l$ и $d$ и уравнения регрессии |
|-------------------------------------|-------------------|---|--|
| Келяно-Ирокиндинский взбросо-надвиг | 100               | 215–20  | $r = 0,86$<br>$l = 1,73d + 6,5$ км                           |
| Падара-Кедровский сдвига-взброс     | 70–80             | 10–15   | $r = 0,72$<br>$l = 1,44d + 3,4$ км                           |
| Каралонский сдвиг                   | 110–120           | 20–25   | $r = 0,82$<br>$l = 1,91d + 2,9$ км                           |
| Самокутский взброс                  | 200               | 30–50   | $r = 0,6$<br>$l = 0,78d + 12,2$ км                           |
| Кичеро-Джялоканский сброс           | 250               | 35–55   | $r = 0,87$<br>$l = 2,3d + 0,6$ км                            |

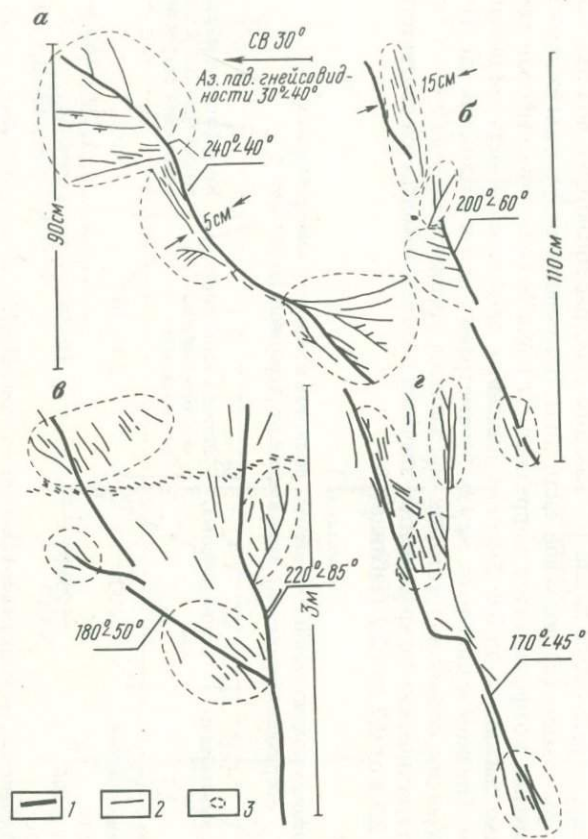


Рис. 3. Трещины в архейских породах Байкальской глыбы (Западное Прибайкалье)

1 — магистральная трещина, 2 — оперяющие трещины, 3 — границы деструктивных полей. Остальные пояснения в тексте

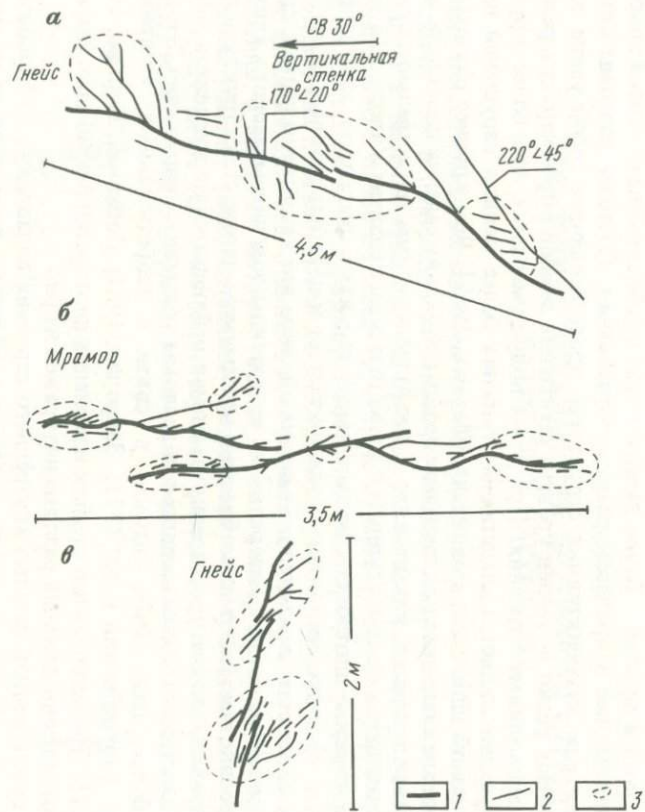


Рис. 4. Трещины в архейских породах Байкальской глыбы. Во всех случаях (а-в) магистральный разрыв находится в стадии активного роста  
1 — магистральный разрыв; 2 — оперяющие разрывы; 3 — границы деструктивных полей

Рассмотрим подробнее приведенные уравнения регрессии. Из таблицы и графиков (см. рис. 2) видно, что длины оперяющих разрывов растут пропорционально расстоянию того или иного из них от осевой плоскости основного сместителя. Следовательно, в центральной части зон динамического влияния расположены наименее протяженные разрывы. В то же время по мере приближения к латеральным границам зон длины их увеличиваются. Исходя из зависимости о соотношении длин разрывов и их количества, можно предположить, что в центральных частях зоны крупного разлома число разрывов будет максимальным при минимальных длинах, а в краевых частях — минимальным при максимальных длинах. Отсюда, естественно, возникает вопрос, какова оптимальная длина оперяющих разрывов в центральной и краевой частях зон. В предельном случае при  $d = 0$ , т.е. в непосредственной близости от плоскости сместителя,  $l$  минимально и равно свободному члену  $c$ , числовые значения которого колеблются в значительных пределах. Выше значение  $c$  — длинные разломы в обсуждаемом интервале, ниже — разломы короче и многочисленнее. В определенной мере коэффициент  $c$  характеризует степень раздробленности земной коры в пределах зоны динамического влияния. Как  $c$ , так и  $l$  мало зависят от общей протяженности разлома ( $L$ ) и ширины зоны его динамического влияния ( $m$ ). Основными факторами, определяющими ширину этой зоны, являются кинематический тип разлома, скорость и интенсивность процессов разрушения, а возможно, и возраст разлома. Чем древнее разрыв, тем сложнее поддаются полевому определению мелкие, сопутствующие залеченные дизъюнктивы. В процессе картирования выделяются более крупные трещины, получающие отражение на карте. Для молодых разломов картина несколько иная. Здесь все трещины проявлены ярче, хорошо выражены в рельефе, четко видны на аэрофотоснимках и поэтому легче картируются мелкие разрывы. С этим обстоятельством, вероятно, связано то, что самые короткие трещины при  $d = 0$  отмечаются у Кичеро-Джылоканского неотектонического сброса (0,7 км), в то время как у остальных более древних разломов  $l_{\min} \approx 3-6$  км и даже 12 км.

Обратимся к случаю, когда  $d = m/2$ , а  $l$ , согласно уравнениям таблицы, максимально ( $l_{\max}$ ). Численные значения этого параметра, характерные для краевых частей зон динамического влияния, судя по данным статистических замеров, колеблются от 25 до 55 км. Изменения этой характеристики разрывов оперения довольно четко коррелируются с линейными размерами основного разлома. Чем крупнее разлом, тем выше максимально возможные размеры оперяющих трещин, параллельных основной плоскости сместителя. В среднем  $l_{\max}$  достигает 25–30% длины основного разлома.

Таким образом, вкрест простирания зон влияния разломов отмечается определенная зональность как в отношении изменения плотности сопутствующих разрывов, так и в отношении изменения их длин.

Несколько иначе выглядит зональность сопутствующих разрывов вдоль областей влияния разломов.

Разрывные нарушения наиболее существенно отличаются друг от друга масштабом проявления в земной коре со всеми вытекающими отсюда последствиями. Поэтому дистальные плотностные характеристики уместно проанализировать для разрывов разного масштаба проявлений, постепенно уменьшая детальность исследований от небольших (в первые сантиметры) трещин до крупных (в несколько сотен километров) разломов.

На рис. 3 изображены трещины, развитые в архейских высокометаморфизованных породах Байкальской глыбы в Западном Прибайкалье, отдельная магистральная трещина взбросового типа объединяет серию более мелких разрозненных трещин (см. рис. 3, а). Характерно ветвление ее концов и чередование микроучастков с повышенным и пониженным уровнями плотности трещин. Еще более отчетливо это чередование видно на рис. 3, б, в, г, где магистральные трещины объединяют отдельные поля повышенной трещиноватости. Эти локализованные поля с аномальными характеристиками плотности сопутствующих разрывов, слагающих зону влияния, ниже именуются де-структивными полями.

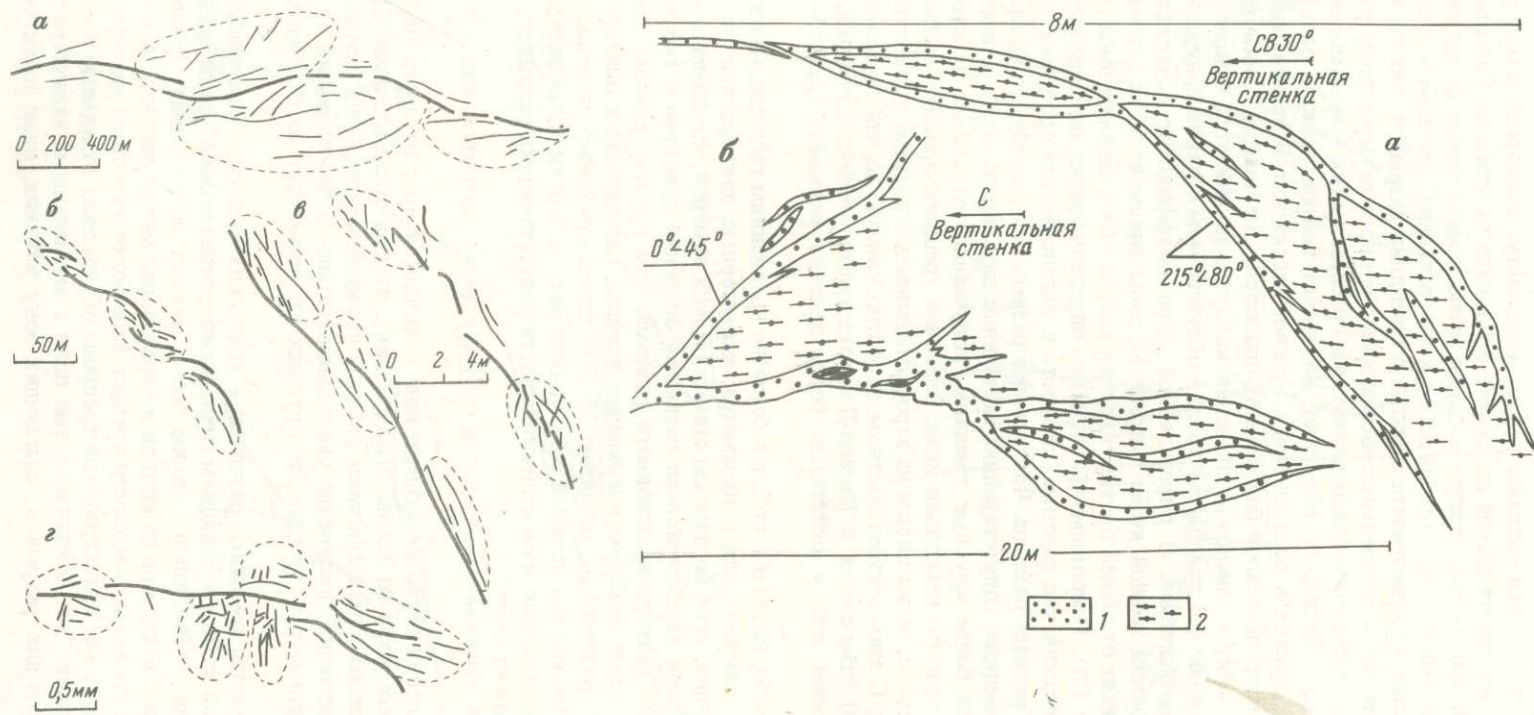


Рис. 5. Разномасштабные (а-с) трещины и разрывы на одной из шахт Юго-Восточной Африки, возникшие в результате горных работ [Gay, Ortlepp, 1979]  
 Условные обозначения см. на рис. 3

Рис. 6. Фрагменты деструктивных полей (а, б) в которых трещины заполнены пегматовым материалом (архейские породы Байкальской глыбы)  
 1 – пегматиты; 2 – гнейсы

Представляют интерес трещины, изображенные на рис. 4, где магистральный разрыв находится в стадии активного роста. Тем не менее и здесь та же картина в распределении плотностных характеристик: участки с максимальной плотностью (деструктивные поля) чередуются с участками с минимальной плотностью оперения (разрыв-перемычка).

На рис. 5 изображены трещины длиной от первых миллиметров (рис. 5, *г*) до первых сотен метров (рис. 5, *а*). Трещины возникли в процессе горных работ на одной из шахт в Юго-Восточной Африке, фактически в условиях крупного эксперимента в рамках массива горных пород, в природных условиях и на природном материале. Здесь в целом картина та же — магистральные трещины, либо находящиеся в стадии активного роста, либо завершившие свое формирование, объединяют отдельные деструктивные поля [Gay, Ortlepp, 1979].

На рис. 6 показаны фрагменты деструктивных полей, заполненных пегматитом. Видны участки "захвата" магистральной трещиной наиболее крупных трещин деструктивного поля.

Обратимся теперь к более крупным разрывным нарушениям с протяженностью в несколько десятков километров. На рис. 7, *А, В, Г* изображены упомянутые выше разломы Байкало-Патомского нагорья и Средневитимской горной страны. Структуры оперения, слагающие зоны влияния этих разломов, составляют уже не метры, а километры, но тем не менее и в этом случае они распределены неравномерно, а сконцентрированы отдельными дискретными группами, которые и объединены магистральными разломами. Принципиально сходное строение имеет Аксу-Мургабский сдвиг [Руженцев, 1963] (см. рис. 7, *Б*), а также ряд других разломов, список которых может быть существенно продолжен. Правда, строение оперяющих разрывов у разломов менее четко и однозначно, чем у трещин, они чаще ветвятся и нарушены более поздними дизъюнктивами, смещающими и искажающими их первоначальные очертания.

Еще раз изменим масштаб и рассмотрим внутреннее строение крупных разломов, протяженность которых превышает несколько сотен километров. Примерами такого типа структур могут служить Главный Саянский разлом, Байкальская рифтовая зона, рассмотренная как единая разломная структура, Монголо-Охотский разлом в пределах Восточной Сибири, Таласо-Ферганский, Гиссарские и ряд других разломов в Средней Азии и Казахстане, Сан-Андреас в Калифорнии и многие другие.

На рис. 8 изображено строение отдельных разломов упомянутого масштаба и их фрагменты (Главный Саянский, отрезки Таласо-Ферганского, Байдаулет-Карасорский, система разломов Урала). Нетрудно увидеть, что морфология магистральных разломов становится еще более сложной, но при этом сохраняется принципиальная тенденция в строении зоны их влияния — магистральный разлом объединяет отдельные разрозненные деструктивные поля.

Проведенные исследования дают, таким образом, повод говорить о дискретности плотностей разрывов оперения не только вкрест простирания, но и вдоль главного разлома, независимо от масштаба последнего. График изменения плотностных характеристик разрывов вдоль зон влияния разломов изображен на рис. 9. В отдельных участках зона влияния представлена плотностными минимумами, совпадающими с разрывом-перемычкой, в других — плотностными максимумами, отражающими положение деструктивных полей. В связи с этим справедливо возникает вопрос о природе дискретного положения деструктивных полей в зонах разломов.

Во-первых, возникновение разрозненных деструктивных полей может быть связано с неоднородностью вещественного состава разрушающихся участков земной коры. Во-вторых, причина этого явления может быть заключена в специфике самого процесса разрушения, вне связи с гетерогенностью субстрата. С одной стороны, повсеместное распространение этого явления, охватывающего микро- и мегауровни, наводит на мысль о независимости формирования полей от состава разрушающихся пород. С другой стороны, не подлежит сомнению факт резкой гетерогенности состава земной коры, от крупнейших блоков до мельчайших минеральных агрегатов.

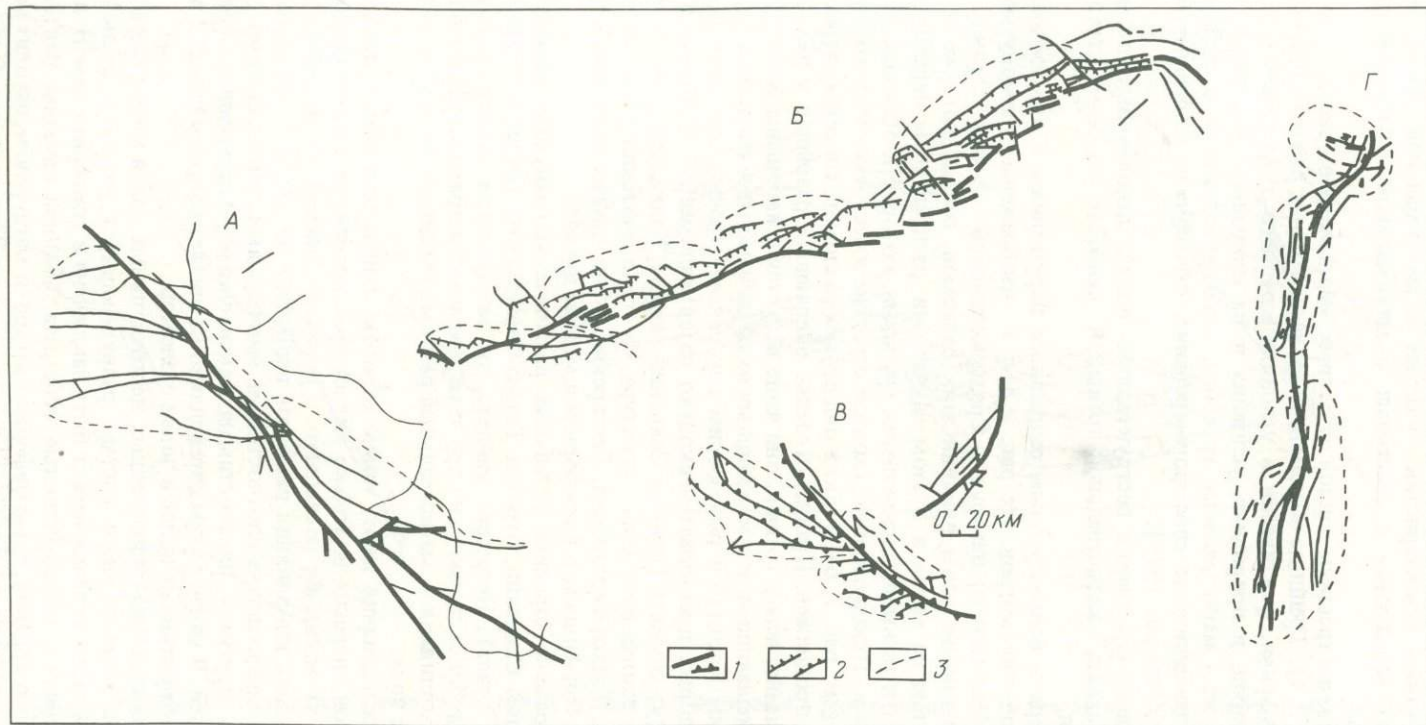


Рис. 7. Строение зон региональных разрывов, состоящих из серии разрозненных деструктивных полей и магистрального разлома  
 А – Кичеро-Джялоканский сброс; Б – Аксу-Мургабский сдвиг по С.В. Руженцеву [1963]; В – Киялно-Ирокиндинский взбросо-надвиг, Г – Право-Мамаканский взброс

1 – магистральный разлом; 2 – разрывы оперения; 3 – границы деструктивных полей

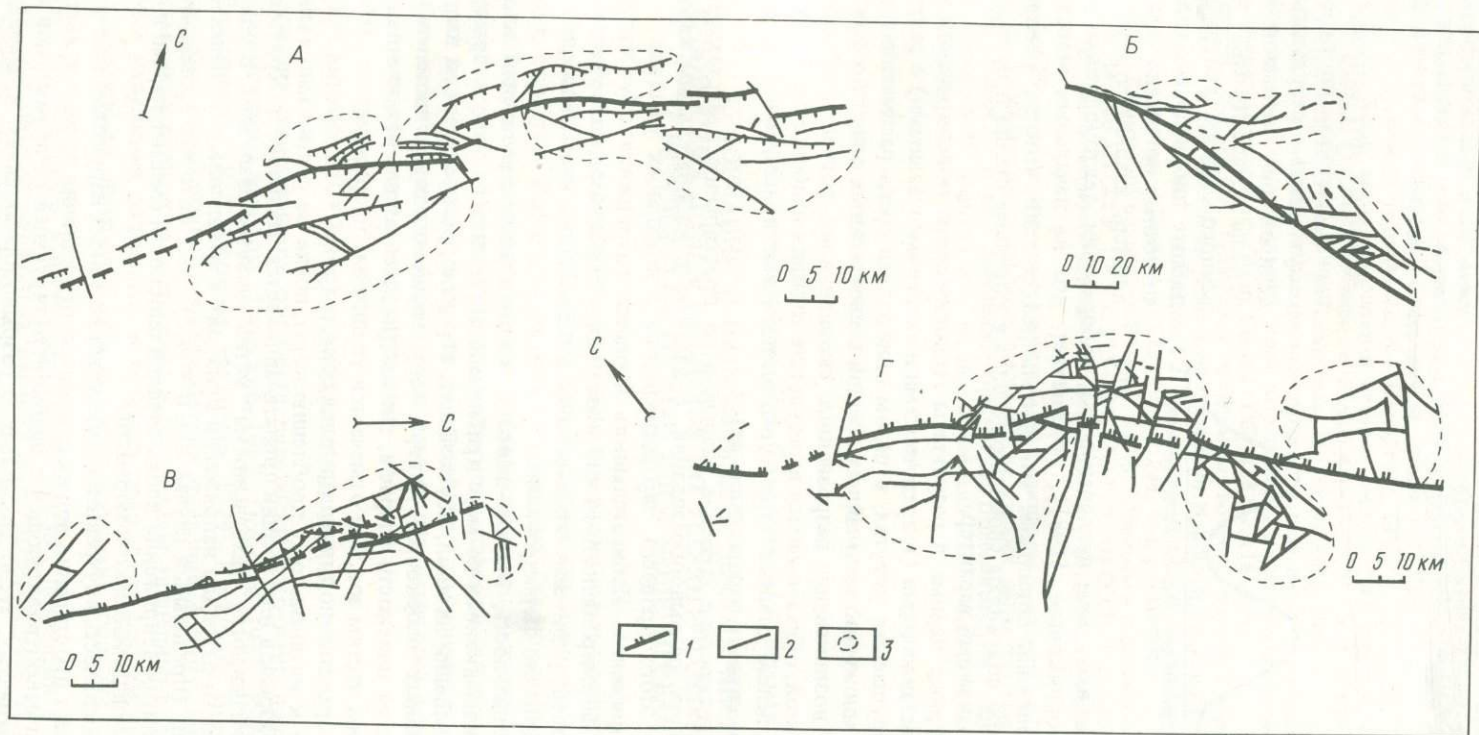


Рис. 8. Строение зон генеральных разломов

А — фрагмент Таласо-Ферганского разлома по В.С. Буртману [1973]; Б — Байдаулет-Карасорский разлом по А.И. Суворову [1968]; В — Главный Саянский разлом по А.А. Додину [1963]; Г — система разломов Урала по А.И. Суворову [1973]

1 — генеральный разлом; 2 — разломы оперения, слагающие деструктивные поля; 3 — границы деструктивных полей

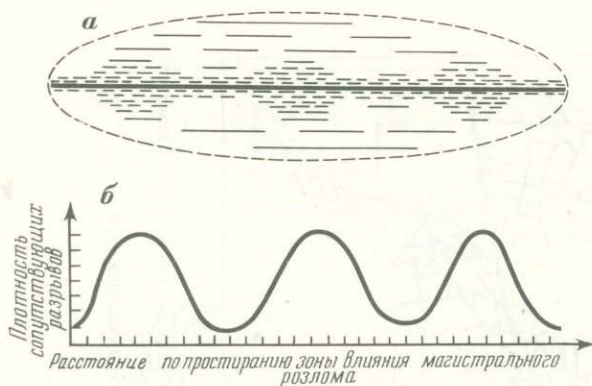


Рис. 9. Схема строения зоны динамического влияния магистрального разлома (а) и график изменения плотностей сопутствующих разрывов по простиранию его зоны (б)

делирования сдвиговых зон, проведенный в лаборатории тектонофизики ИЗКСО АН СССР С.А. Борняковым [1981], показывает, что на начальных этапах развития структуры возникают локальные максимумы деформаций, которые однажды появившись, устойчиво сохраняют свое положение, а в конечные стадии процесса принимают наиболее выраженный характер.

Геолого-структурные данные и результаты геологического моделирования хорошо согласуются с представлениями (теоретическими и экспериментальными) о разрушении металлов, где разрушаемая упругая, в целом однородная среда рассматривается как тело, содержащее множество мельчайших трещин всевозможных ориентировок. В процессе деформации возникающие разрозненные скопления микротрещин объединяются разрывом-перемычкой, образуясь в результате слияния наиболее крупных единичных трещин, и в целом создают структуры, аналогичные приведенным на рисунках (по разломам и трещинам в горных породах).

По-видимому, дискретное строение разрывов по простиранию представляет собой специфическую черту разрывообразования, связанную с избирательным характером начальных стадий этого процесса, зарождающегося в локальных участках — местах концентрации напряжений. Избирательность процесса разрушения обуславливает на начальных этапах формирования того или иного разрыва возникновение разрозненных деструктивных полей, устойчиво сохраняющих в дальнейшем свое положение на протяжении всей истории его формирования.

Латеральная зональность, выразившаяся в закономерном увеличении плотностей сопутствующих дизъюнктивов по мере приближения к магистральному разрыву и соответственном уменьшении их длин, обусловлена, вероятно, распределением напряжений вдоль дизъюнктивных плоскостей. Эпюра напряжений отражает постепенный рост их интенсивности от плоскости разрыва, где наблюдается общее падение напряжений на 40%, к краевым частям зон, где отмечается увеличение напряжений на 20% [Гзовский, 1975]. Непосредственно в приразрывной области (при  $d = 0$ ) разрядка напряжений приводит вначале к интенсивному дроблению коры, после же снятия напряжений рост сопутствующих разрывов или трещин приостанавливается. Наиболее же крупные из них в этой области оказываются "захваченными" магистральным разломом. В удалении от его осевой плоскости разрядка напряжений приводит к появлению отдельных немногочисленных трещин (предельный случай при  $d = m/2$ ), рост которых продолжается стабильно и после снятия напряжений вдоль главной плоскости сместителя, что и объясняет проявление обсуждаемой закономерности.

Дискретная зональность внутренней структуры разрывных нарушений как по простиранию, так и вкрест простирания зон их динамического влияния не может, вероятно, не отразиться на магмаконтролирующей и рудоконтролирующей роли разломов и других геологических процессах, тесно связанных с разрывообразованием и, следовательно, требует более детального изучения.

- Борняков С.А. Тектонофизический анализ процесса формирования трансформной зоны в упруго-вязкой модели. — В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981, с. 26–44.
- Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей. М.: Недра, 1973. 103 с.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Додин А.Л. Основные черты тектоники и истории геологического развития Восточного Саяна. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963, т. 2. с. 164–172.
- Забродин В.Ю. Системный анализ дизъюнктивов. М.: Наука, 1981. 200 с.
- Лобацкая Р.М. О дискретности внутренней структуры разрывных нарушений. — В кн.: Экспериментальная тектоника в решении задач теоретической и практической геологии: Тез. докл. Всесоюз. симпоз. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982, с. 118–119.
- Лобацкая Р.М., Шерман С.И. Некоторые проблемные вопросы изучения структурной зональности разломов. — В кн.: Проблемы разломной тектоники. Новосибирск: Наука, 1981, с. 45–51.
- Погребницкий М.И., Рац М.В., Чернышев С.Н. О зависимости густоты тектонических трещин от расстояния до разрывов. — Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 4, с. 927–930.
- Руженцев С.В. Сдвиги Юго-Восточного Памира. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 113–128. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).
- Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с.
- Суворов А.И. Глубинные разломы геосинклиналей и платформ. М.: Недра, 1973. 214 с.
- Шерман С.И. Картирование разрывных смещений на рудных полях по изменению интенсивности трещиноватости. — В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М.: Наука, 1969, с. 152–156.
- Gay N.C., Ortlepp W.D. Anatomy of a mining-induced fault zone. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1979, vol. 90, pt 1, p. 47–58.

УДК 551.243:24.02

Н.П. Гречишников, Л.А. Черкашин, О.А. Крамар

### ДЕФОРМАЦИИ И НАПРЯЖЕНИЯ В ДОКЕМБРИЙСКИХ РУДОНОСНЫХ ЗОНАХ РАЗЛОМОВ ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ ОПТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

При прогнозировании эндогенного оруденения важно иметь представление о тектонических напряжениях в земной коре, предопределивших формирование рудоконтролирующих структур. Решающее значение в создании благоприятных тектонофизических условий рудообразования имеют особенности изменения величины напряжений в пространстве и во времени. При реконструкции палеотектонических напряжений в структурах докембрийского возраста, обусловивших локализацию рудопроявлений и характеризующихся чрезвычайной сложностью и длительностью формирования, большую помощь может оказать моделирование.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Моделирование напряженного состояния рудоносных структур проводилось поляризационно-оптическим методом [Гзовский, 1963; Осокина, 1963; Королев, Фатхуллаев, 1976; Бондаренко, 1976; Осокина, Цветкова, 1979; Лучицкий, Бондаренко, 1981; и др.] в лаборатории оптического моделирования отделения металлогении ИГФМ АН УССР. В качестве эквивалентного материала использованы глицерино-желатиновые студни. Разрывные нарушения задавались в моделях сквозными прорезями. Элементы упругой неоднородности имитировались с учетом условий подобия студнями разного состава.

Модель, закрепленную в нагружающем устройстве, помещали в поляризационную установку, где интерференционная картина фотографировалась на цветную и черно-белую пленку и зарисовывалась. Выделяли до шести градаций величины касательных напряжений. Графоаналитически — по деформациям нанесенных на поверхность модели

квадратных сеток — проводилась индексация главных нормальных напряжений и выделялись секторы сжатия (сочетание  $\sigma_2$  и  $\sigma_3$ ) и секторы растяжения (сочетание  $\sigma_1$  и  $\sigma_3$ ).

Наблюдаемые в плоскости моделей касательные напряжения принимают максимальные значения ( $\tau_{\max}$ ) только в секторах растяжения. Поэтому ожидаемые по данным моделирования вторичные нарушения должны быть в секторах растяжения отрывами и сколами, поверхности которых нормальны к плоскости моделей, а в секторах сжатия — сколами, поверхности которых наклонены к плоскости моделей. Если моделируемая плоскость горизонтальная, то это соответственно отрывы и сдвиги, сбросы и надвиги [Осокина, Цветкова, 1979].

Решение вопросов напряженного состояния простейших типовых структур традиционно основывается на качественных суждениях относительно сходства и различия процессов и явлений в эксперименте и в природе. Переход к анализу напряжений и деформаций в сложных структурах конкретных геологических объектов потребовал количественной оценки результатов сопоставления экспериментальных и геолого-структурных данных. Одна из таких оценок заключается в определении процента пространственного совпадения контура оруденения с теми или иными величинами напряжений в модели. Оруденение считается связанным с теми напряжениями, которые в его контуре преобладают. Однако, по мнению Д.Н. Осокиной и др. [1979], подобные прямые выводы допустимы лишь при условии, что напряжения в модели занимают примерно равные площади. В действительности площади проявления напряжений разной величины существенно различаются. Наибольшие и наименьшие по величине напряжения часто занимают сравнительно малые площади, а средние — большие. Встречается также бимодальный тип распределения. Поэтому интерпретация экспериментальных данных должна учитывать свойства частот распределения напряжений в моделях. Иначе пришлось бы признать, что, к примеру, одинаково значимым является совпадение двух равновеликих рудных тел с напряжениями, охватывающими 50% площади модели, и напряжениями, проявленными только на 5% ее площади. Таким образом, задача сопоставления экспериментальных и геолого-структурных данных по своему существу статистическая. Эта задача, в простейшем случае, может быть сведена к попарному сравнению между собой частот распределения оруденения и частот распределения всего моделируемого пространства по интервалам напряжений. Нами предложен специальный показатель  $\Phi_{отл}^i$ , позволяющий проводить это сравнение на количественной основе [Черкашин, 1982]:

$$\Phi_{отл}^i = \frac{\Pi_{Г}^i}{\Pi_{М}^i},$$

где  $\Pi_{Г}^i$  — площадь оруденения, метасоматитов и т.д. в  $i$ -интервале напряжений, %;  $\Pi_{М}^i$  — площадь всей модели в  $i$ -интервале напряжений, %. Условно принято, что при  $0,8 < \Phi_{отл} < 1,2$  связь изучаемого явления с напряжениями не устанавливается, а при  $0,8 \geq \Phi_{отл} \geq 1,2$  эта связь значимая.

### СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Характеризуемые рудопоявления локализуются в зонах разломов преимущественно субмеридионального простирания, секущих докембрийские образования (граниты, мигматиты, гнейсы, сланцы). Морфологически эти зоны представляют собой серии ветвящихся разломов, размещающихся в полосах шириной до 10–15 км. Внутреннее строение зон разломов достаточно сложное и характеризуется развитием соединяющихся между собой диагонально проходящих разломов, от которых отходят оперяющие разломы. В пределах некоторых зон можно выделить основные швы, характеризующиеся значительной мощностью и длиной по простиранию, а также менее протяженные и менее мощные зоны разломов, оперяющие основные тектонические швы или проходящие параллельно им. По данным изучения горных выработок и скважин, основные тектонические швы обычно представляют собой зоны наиболее интенсивного развития тектонитов, мощность и внутреннее строение которых изменяются по простиранию. В большинстве случаев мощности основных швов разломов колеблются от единиц метров до

50 м. При общем меридиональном простирании зон разломов отдельные их ветви имеют различное простирание — от северо-восточного до северо-западного и падают на восток и запад под довольно крутыми углами (60–80°).

В пределах зон разломов тектониты, слагающие основные тектонические швы и оперяющие их разрывные нарушения, как и все породы вблизи этих нарушений, претерпевают дислокационный метаморфизм зеленосланцевой фации, имеющий по отношению к метаморфизму исходных пород регрессивный характер. Диафторезу подвергаются граниты, мигматиты, пегматиты и гнейсы, относящиеся к породам амфиболитовой фации метаморфизма. Мощность отдельных зон диафторитов 100–150 м.

В узких зонах в пределах развития диафторитов локализуются натриевые метасоматиты (альбититы, альбитизированные породы), приуроченные чаще всего к местам сопряжения основных ветвей разломов с оперяющими их разрывными нарушениями. Участки развития натриевых метасоматитов прослеживаются в длину от первых сотен метров до первых километров при ширине до первых сотен метров.

Рудопроявление 1 расположено в субмеридиональной зоне разломов, которая прослеживается в гранитоидах, биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах. Зона состоит из ряда ветвящихся и кулисообразно построенных разрывных структур субмеридионального простирания (рисунок). Разломы фиксируются швами бластомилонитов, зонами брекчий, рассланцевания, катаклаза и частично будинажа. Одни тектониты накладываются на другие (брекчии по бластомилонитам, будинированные бластомилониты и т.д.), что свидетельствует о длительной, многоэтапной истории формирования зоны разломов.

Разлинзование, будинирование и рассланцевание пород в зоне разлома особенно характерно для сдвигов, а также надвигов, в которых всегда интенсивно проявляется местное сжатие, вызывающее раздавливание блоков пород. По штрихам скольжения и борозам вдавливания на плоскостях смещения основных разломов устанавливаются косые движения типа сбросо-сдвига.

Вдоль разломов проявлены процессы диафтореза и натриевого метасоматоза (альбитизации), в конечных продуктах которого — в альбититах участками развито оруденение.

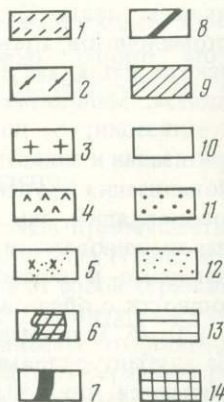
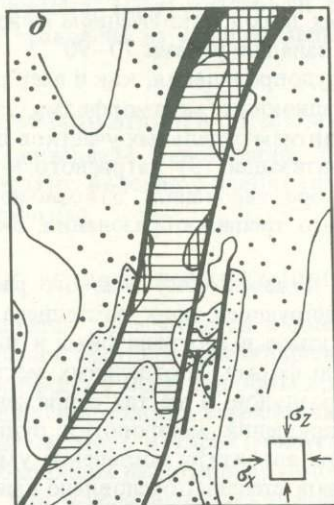
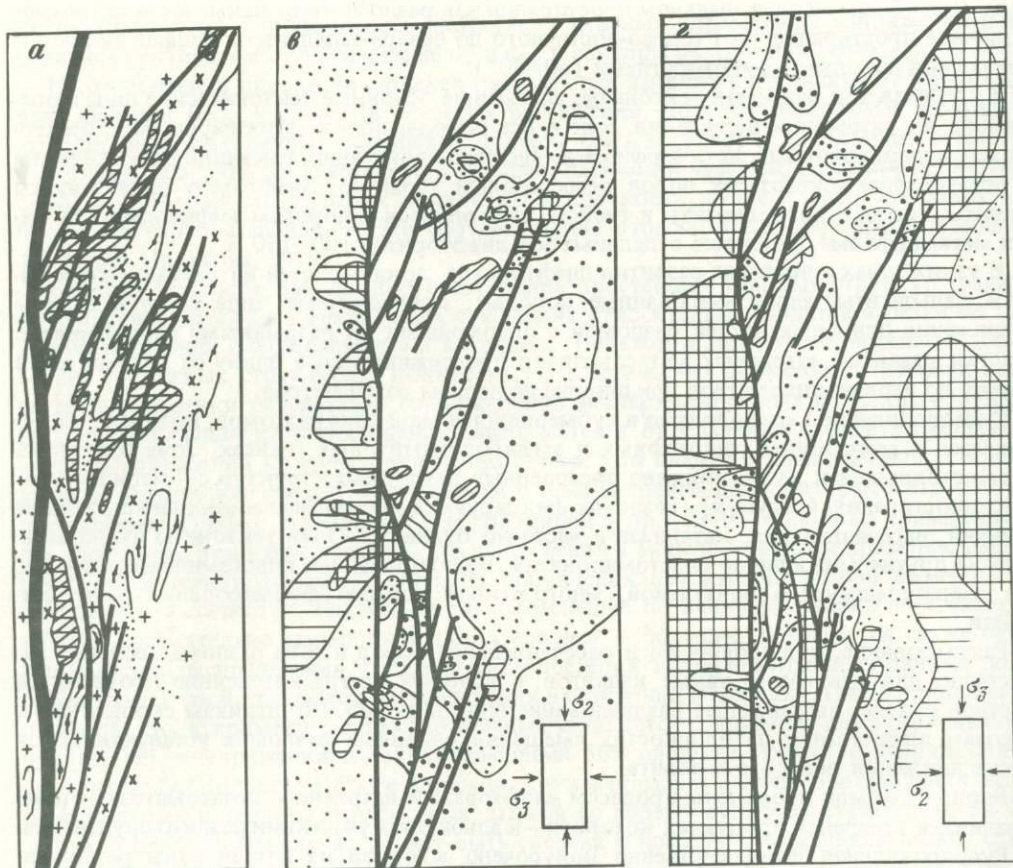
Рудопроявление непосредственно приурочено к одной из ветвей зоны разломов, отходящей от главного разлома. Рудные тела локализованы в клинообразном блоке интенсивно катаклазированных пород, заключенном между главным и восточным разломами, круто падающими на запад по углам 70–90°.

В истории формирования рудопроявления, как и всей рудной зоны, можно выделить следующие этапы: 1) дислокационного метаморфизма, завершившегося образованием бластомилонитов, а также развитием отдельных участков диафтореза; 2) предметасоматического катаклаза и милонитизации; 3) натриевого метасоматоза; 4) прерудного катаклаза, милонитизации и брекчирования; 5) отложения основной массы рудной минерализации; 6) пострудного трещинообразования, окварцевания, карбонатизации, хлоритизации и эпидотизации.

Локализация оруденения в лежащем боку главного разлома свидетельствует как о рудоподводящей, так и экранирующей роли последнего. Рудные тела приурочены к зонам трещиноватости и катаклаза в апогранитовых и апомигматитовых альбититах и имеют ленто- и линзообразную форму. В отдельных местах они резко увеличиваются в мощности с образованием раздувов. В местах сопряжения крутых (60–80°) и пологих (20–45°) разрывных нарушений морфология рудных тел резко усложняется.

На глубину рудовмещающие альбититы постепенно уменьшаются в мощности и выклиниваются, что в значительной степени обусловлено выклиниванием по падению многих разрывных нарушений и зон катаклаза.

Рудопроявление 2 приурочено к зоне крупного субмеридионального разлома, основной шов которого имеет крутое восточное падение под углами от 60–80° до вертикального. Разлом представлен различными типами тектонитов от ультрамилонитов и микробрекчий до брекчий, какиритов и рассланцованных пород. Тектонические швы обрамляются зонами трещиноватости и катаклаза. Разлом развит на контакте двух



Геологическое строение рудопроявления 1 и результаты моделирования напряжений

*a* – геологический план; *б* – разрез; *в, з* – модели в плане при широтном (*в*) и меридиональном (*з*) сжатии; *д* – модель разреза

1 – гнейсы; 2 – мигматиты, 3 – граниты; 4 – альбит-микроклиновые породы (показаны только на разрезе); 5 – альбититы; 6 – оруденение; 7 – основной разлом; 8 – прочие разрывные нарушения; 9–14 – касательные напряжения в порядке возрастания абсолютной величины: 9, 10 – относительно пониженные, 11 – средние, 12–14 – относительно повышенные

крупных структур — антиклинальной, сложенной преимущественно гранитами, и синклинальной, в строении которой преобладают биотитовые гнейсы.

Микроструктурное изучение blastsмилолитов и вмещающих гнейсов, гранитов и мигматитов показало, что в истории формирования восточного разлома существовало не менее трех стадий деформации. Максимумы оптических осей кварцевых зерен преимущественно локализованы вдоль линии простирания и лишь изредка вдоль линии падения, вследствие чего можно предположить, что слагающие разлом blastsмилолиты формировались в условиях тектонических перемещений с преобладанием вертикальной составляющей. Об этом же свидетельствует ориентировка борозд вдавливания на плоскостях тектонических нарушений.

На участке рудопоявления процессы диафтореза, выраженные преимущественно хлоритизацией и эпидотизацией, широко проявлены в обоих крыльях восточного разлома, однако продукты натриевого метасоматоза локализованы только в лежащем боку разлома, отличающегося широким развитием оперяющих предметасоматических и синрудных разрывных структур северо-западного простирания. Восточный разлом является основной рудоподводящей и рудолокализирующей структурой. На многих участках рудопоявления основные швы содержат оруденение. В пределах главного разлома встречены будинированные и брекчированные рудные blastsмилолиты с наложенной рудной минерализацией второй генерации. Последняя локализована в межбудинных пространствах, а также в цементе брекчий. На других участках рудопоявления имеют место интенсивно брекчированные рудные альбититы, в цементе также развита рудная минерализация второй генерации.

Среди рудовмещающих метасоматитов преобладают апогранитовые и апомигматитовые разновидности с подчиненным развитием апогнейсовых разновидностей.

Рудные тела заключены в клинообразном блоке, расширяющемся в северном направлении, по восстанию пластов и образованном в результате сопряжения оперяющих нарушений с восточным разломом. По мере выклинивания оперяющих рудоконтролирующих нарушений на глубину и сближения их с восточным разломом мощность тел метасоматитов с заключенным в них оруденением уменьшается, и они постепенно выклиниваются.

Морфология рудных тел и их параметры во многом определяются морфологией и размерами рудовмещающих зон разрывных нарушений.

Рудопоявление 3 расположено в субмеридиональной зоне разломов, в участке сочленения субмеридионального восточного разлома, являющегося основным тектоническим швом зоны, с западным разломом северо-восточного простирания, примыкающим к восточному с запада на северном фланге рудопоявления.

Рудоносная зона размещается в крупнопорфиробластовых диафторированных гранитах, содержащих в юго-восточной части рудопоявления маломощные останцы биотитовых и кордьерит-биотитовых гнейсов. Простирание пород, определяемое по ориентировке останцов гнейсов, субмеридиональное ( $0-25^\circ$ ), падение восточное под углами  $25-65^\circ$ .

Основными рудоконтролирующими элементами являются восточный и западный разломы, представленные ультрамилолитами и брекчиями, претерпевшими бластические изменения, тонкослоистыми и очково-слоистыми милолитами, тектонически рассланцованными породами и катаклазитами. Падение разломов согласно с падением пород.

В клинообразном блоке, заключенном между восточным и западным разломами, породы интенсивно катаклазированы. Некоторую роль в размещении рудовмещающих зон катаклаза играют изгибы восточного разлома по простиранию и падению. В пределах рудопоявления проявлены две зоны альбитизации, тяготеющие к западному и восточному разломам. Среди апогранитовых альбититов по характеру темноцветных минералов выделяются эгириновые, флогопитовые и хлоритовые разновидности. Все рудные тела заключены в катаклазированных альбититах.

## РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

В качестве структурной основы для моделирования использованы планы и разрезы рудопроявлений.

При крупномасштабном моделировании разрывных структур рудопроявлений в плане обнаруживается достаточно разнообразный характер связи метасоматитов и оруденения с полями напряжений (таблица; см. также рисунок). Объясняется это прежде всего тем, что разломы, заданные в моделях, кинематически воспроизводят лишь сдвиговую компоненту перемещений на крыльях. В реальной геологической обстановке часто преобладают взбросовая или надвиговая компоненты. По этой причине в плоскости моделей местами наблюдается корреляция оруденения с промежуточными величинами касательных напряжений, так как  $\tau_{\max}$  действуют там в разрезе. Между отдельными рудопроявлениями обнаруживаются черты сходства. Например, при воспроизведении на моделях широтного сжатия близкий характер связи наблюдается у рудопроявлений 1 и 2. Прямая корреляционная зависимость интенсивности оруденения от напряжений проявилась здесь в области малых величин  $\tau$  и отдельно в области больших величин  $\tau$ . В первом случае оруденение тяготеет к секторам сжатия, а во втором — к секторам растяжения. При моделировании широтного сжатия на рудопроявлении 3 альбититы и оруденение тяготеют к зонам повышенных напряжений в секторах растяжения. Альбититы при этом связаны с более высокими напряжениями, чем оруденение, которое в данном случае оказывается смещенным в участки контрастных изменений величины  $\tau_{\max}$ . Анализ напряженного состояния моделей структур рудопроявлений в разрезе при горизонтальном сжатии дал, по указанным выше причинам, более четкую и однозначную картину связи. Здесь проявилась прямая корреляционная зависимость интенсивности оруденения от величины напряжений (рудовмещающие альбититы связаны с пониженными напряжениями, оруденение — с повышенными). Эта зависимость осложнена на рудопроявлении 2 тем, что в верхах разреза оруденение контролируется флексуобразными изгибами контактов пород.

Последнее побудило отдельно рассмотреть влияние на характер поля напряжений границ между породами, различающимися по механическим свойствам. На двухкомпонентных моделях разреза рудопроявления 3, расположенного в относительно однородных гранитоидах, изучались осложнения полей напряжений, вызванные не только разломами, но и телами метасоматитов. Сравнение моделей, в которых метасоматиты относительно вмещающих гранитоидов заданы материалом с повышенным и пониженным модулем упругости, дало следующие результаты. При задании метасоматитов с пониженным модулем упругости наблюдалась прямая корреляционная зависимость оруденения от напряжений, а с повышенным — обратная. В реальной обстановке понижение модуля упругости метасоматитов могло происходить в основном за счет предрудной их тектонической переработки, а повышение — за счет закрытия зон повышенной проницаемости продуктами рудной и нерудной минерализации. Поэтому первая модель, так же как и однокомпонентные модели с разрывными нарушениями, по нашим представлениям, может отвечать характеру связи напряжений и оруденения на предрудном и рудном этапах, а вторая модель — на пострудном этапе развития структуры.

Резюмируя результаты геолого-структурного изучения и крупномасштабного моделирования рудопроявлений, необходимо отметить, что подвижки по разломам и морфология последних сыграли, скорее всего, главную роль в формировании основных черт напряженного состояния структур рудопроявлений. Это относится прежде всего к наиболее обширным участкам развития катакластических структур, связанных с локальными повышениями величины касательных напряжений. По геологическим данным предполагается, что на участках изученных рудопроявлений в основном преобладали вертикальные перемещения по главным рудоподводящим разломам. По этой причине методически целесообразнее моделировать разрывную тектонику данных рудопроявлений в разрезе. Однако модели в плане также дают возможность определять характер связи оруденения с полями напряжений и использовать эти закономерности при прогно-

Результаты сопоставления рудоносных альбититов и оруденения с полями напряжений в моделях планов и разрезов рудопроявлений при различной ориентировке главных напряжений (по показателю отличия частот  $\Phi_{отл}$ )

| Рудопроявление | Ориентировка $\sigma_3$ | Вид структурного сечения | Объекты сопоставления   | Величина касательных напряжений $\tau$ в моделях |   |   |   |   |   |
|----------------|-------------------------|--------------------------|-------------------------|--|---|---|---|---|---|
|                |                         |                          |                         | 0  | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| 1              | Широтная                | План                     | Альбититы<br>Оруденение |  |   |   |   |   |   |
|                | Меридиональная          | "                        | Альбититы<br>Оруденение |  |   |   |   |   |   |
|                | Горизонтальная          | Разрез                   | Альбититы<br>Оруденение |  |   |   |   |   |   |
| 2              | Широтная                | План                     | Альбититы<br>Оруденение |  |   |   |   |   |   |
|                | Меридиональная          | "                        | Альбититы<br>Оруденение |  |   |   |   |   |   |
|                | Горизонтальная          | Разрез                   | Альбититы<br>Оруденение |  |   |   |   |   |   |
| 3              | Широтная                | План                     | Альбититы<br>Оруденение |  |   |   |   |   |   |
|                | Меридиональная          | "                        | Альбититы<br>Оруденение |  |   |   |   |   |   |
|                | Горизонтальная          | Разрез                   | Альбититы<br>Оруденение |  |   |   |   |   |   |

Примечание. Величина  $\tau$  (в усл. ед.): 0—нулевые, 1—низкие, 2—средние, 3—высокие, 4—очень высокие, 5—наибольшие; — поле значений  $\Phi_{отл} < 1$ ; — поле значений  $\Phi_{отл} > 1$ ; — — направление оси наибольших значений  $\Phi_{отл}$  указывает на тенденцию связи интенсивности оруденения с напряжениями

зирования на флангах. Характер залегания пород может оказывать влияние на рисунок полей напряжений в различной степени. Если контакты пород в основном конформны швам разломов, они слабо влияют на распределение напряжений вокруг разломов. Более сложные формы залегания геологических тел в межразломных пространствах выступают как заметный фактор перестройки полей напряжений.

Итак, при крупномасштабном моделировании структур рудопроявлений устанавливается связь альбититов с относительно пониженными, а оруденения — с относительно повышенными величинами  $\tau$ . На двухкомпонентных моделях разрезов рудопроявлений при учете складывавшегося к моменту завершения процессов метасоматоза и рудоотложения соотношения величин упругости горных пород можно предполагать корреляцию оруденения с пониженными величинами  $\tau$ .

В целом полученные данные свидетельствуют о перспективности применения поляриционно-оптического метода моделирования для установления связи оруденения с определенными типами структур и оперативного использования его данных в комплексе с геолого-структурными и геофизическими материалами при прогнозировании оруденения на флангах рудопроявлений и по падению рудоносных структур.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963, Ч. 3/4. 544 с.
- Королев В.А., Фатхуллаев Ш.Д. Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 9—22.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М. Поля напряжений флексур и разломов. — В кн.: Основные структурные элементы земной коры на территории Сибири и их эволюция в докембрии и фанерозое. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 86—97.
- Осокина Д.Н. Пластичные и упругие низко модульные оптически активные материалы для исследования напряжений в земной коре методом моделирования. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 196 с.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного напряжения. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 163—184.
- Осокина Д.Н., Гущенко О.И., Лыков В.И., Цветкова Н.Ю. Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Средней Азии). — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 185—204.
- Черкашин Л.А. Особенности интерпретации тектонофизических моделей структуры редкометального рудопоявления. — В кн.: Рудоконтролирующие структуры докембрийских месторождений. Киев: ИГФМ АН УССР, 1982, с. 45—51.

УДК 551.24.035+551.24.02.+550.348.64

*В.И. Лыков, Д.Н. Осокина, В.А. Петров, Н.Ю. Цветкова*

### НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ТУРКМЕНО-ИРАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для решения ряда вопросов тектоники и геодинамики, для развития работ по сейсмо районированию и прогнозу землетрясений необходимо установление закономерностей прямых и обратных связей между полями напряжений, активными разрывами и землетрясениями для различных конкретных сейсмоопасных регионов [Осокина и др., 1979; Осокина, Цветкова, 1980; Мячкин и др., 1982]. В связи с этим в рамках комплекса прогностических работ на Ашхабадском геодинамическом полигоне лабораторией института сейсмологии АН Туркменской ССР и лабораторией тектонофизики Института физики Земли АН СССР ведутся совместные работы по изучению на моделях особенностей напряженного состояния земной коры Копетдагского региона, а также по корреляции между ними и характеристиками сейсмичности.

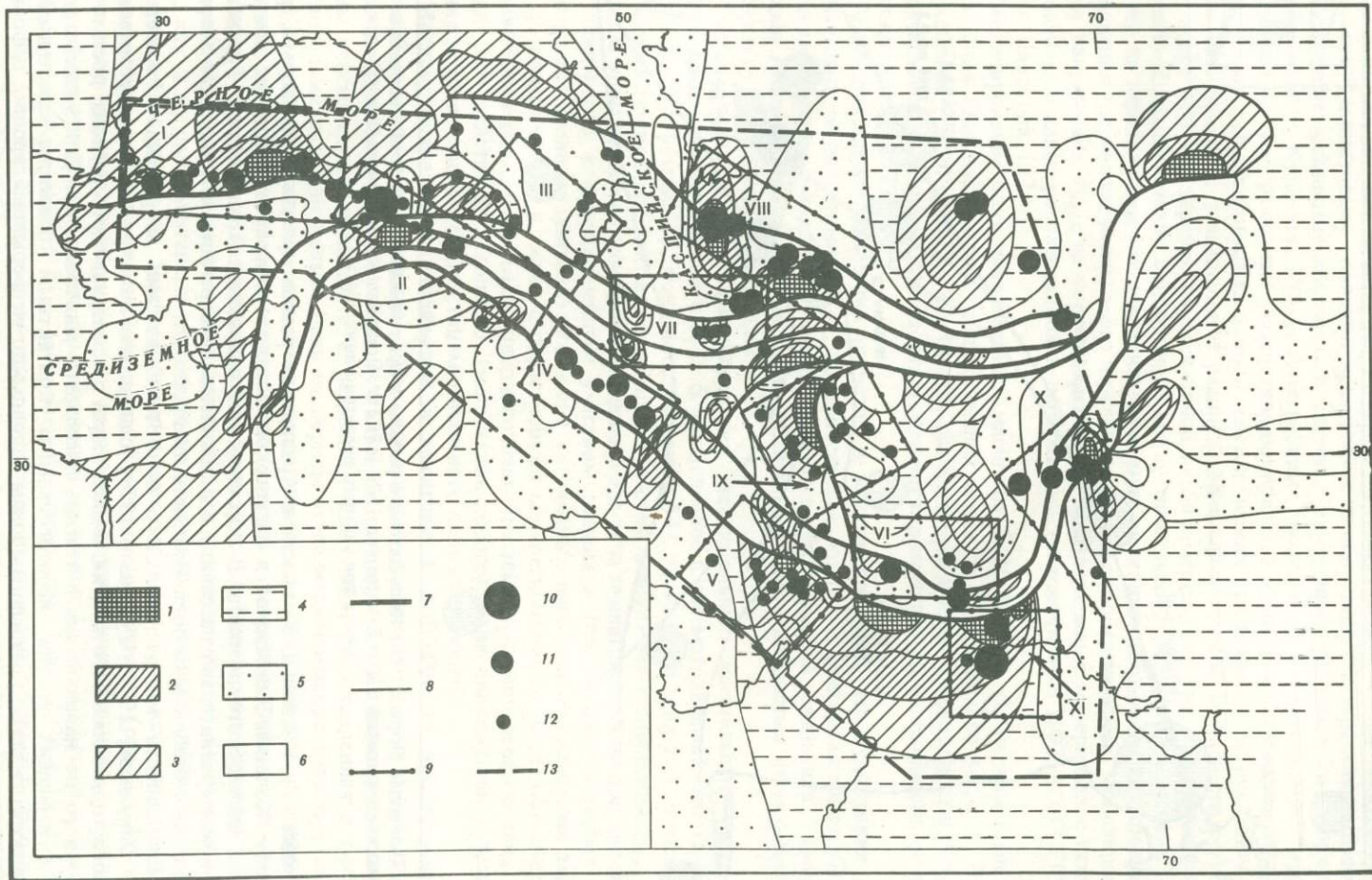
В работе излагаются результаты изучения локальных полей напряжений в моделях с разрывами, имитирующими активные тектонические нарушения Копетдагского региона и окружающих его территорий.

В строении земной коры Туркмено-Иранского сегмента участвуют три элемента

Рис. 1. Сопоставление локального поля напряжений  $\tau_{\max}$  в модели с расположением эпицентров сильных землетрясений для Туркмено-Иранского сегмента земной коры и прилегающих территорий

1—6 — величины относительного изменения  $\tau_{\max}$  (%): 1—3 — повышение: 1 — от 20 до 80 и выше, 2 — от 5—6 до 20, 3 — от 1—2 до 5—6, 4 —  $\tau_{\max}$  практически не изменяется, 5, 6 — понижение: 5 — от 1—2 до 25, 6 — от 25 до 50 и выше; 7 — разломы; 8 — границы областей с различной величиной  $\tau_{\max}$ ; 9 — условные границы групп землетрясений; 10—12 — эпицентры землетрясений с магнитудами: 10 —  $M \geq 8$ , 11 —  $8 > M \geq 7$ , 12 —  $7 > M > 6$ ; 13 — границы территории, для которой проводилось сопоставление поля напряжений с землетрясениями

Группы землетрясений: I — Анаголийская, II — Табризская, III — Малого Кавказа, IV и V — Загросские, VI — Джаз-Мурианская, VII — Эльбурская, VIII — Копетдагская, IX — Лутская, X — Кветская, XI — Южно-Макранская



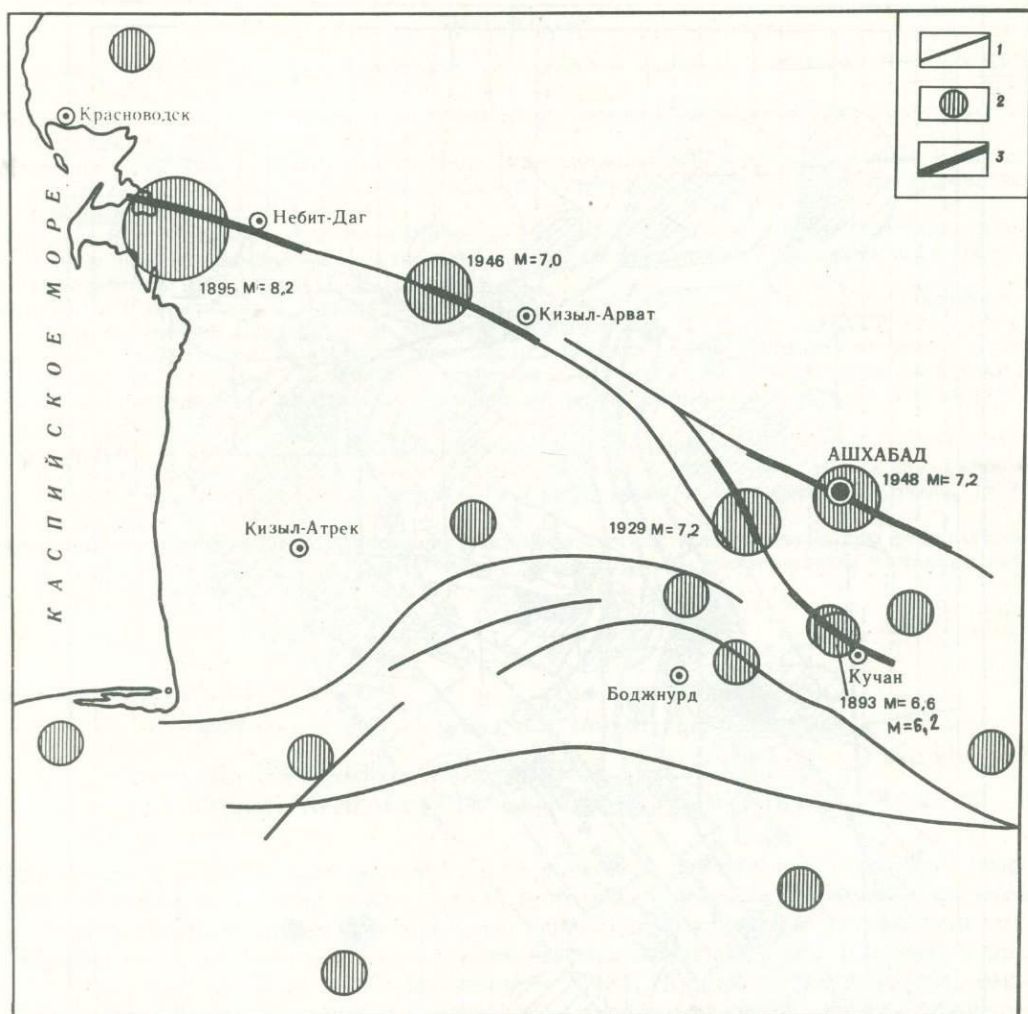


Рис. 2. Основные разрывы (1) Копетдагского региона и прилегающих территорий и эпицентры (2) сильных землетрясений с  $M > 6$  за период 1872–1982 гг. Показаны участки разрывов (3), вскрывшиеся при сильных землетрясениях с  $M > 7$

I порядка: Туркменская, Иранская и Аравийская разновозрастные платформы, разделенные Копетдаг-Кавказской и Загросской складчато-разрывными зонами, или системами, альпийского возраста. В сейсмическом отношении Аравийская и Туранская платформы сравнительно пассивны, и выделяющаяся в регионе сейсмическая энергия приходится в основном на долю Иранской платформы.

Восстановление мегарегионального поля тектонических напряжений [Расцветаев, 1970; Широкова, 1977; Гущенко, 1979] однозначно показало наличие субмеридионального горизонтального сжатия земной коры рассматриваемого региона, достаточно устойчивого по направлению в течение последнего миллиона лет. Под воздействием поля сжимающих усилий, неортогональных контактным (Копетдаг-Кавказской и Загросской) складчато-разрывным зонам происходит непрерывный процесс деформирования Иранской платформы, в результате которого осуществляется относительное праводвиговое смещение Аравийской и Туранской асейсмичных платформ [Лыков, Курбанов, 1982].

Внутреннее строение Иранской платформы достаточно сложно. Здесь развиты участ-

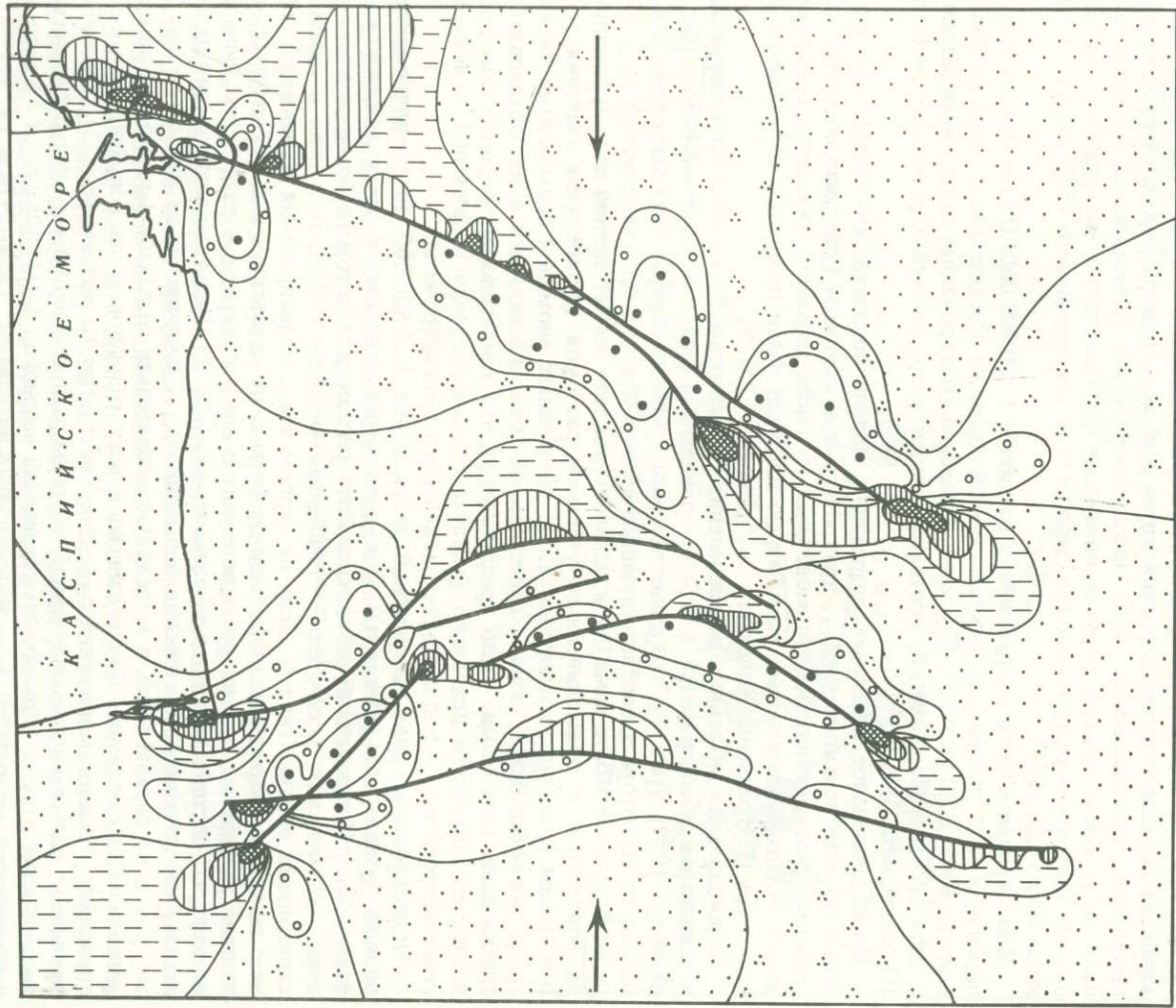
ки консолидированной коры типа глыбы Лут и Южно-Каспийского массива, региональные (внутриплитовые) складчато-разрывные зоны типа Эльбурс-Аладаг-Биналуда, разделяющие указанные массивы, и системы внутренних разломов различного масштаба [Лыков, Курбанов, 1982]. Интегральные характеристики направлений смещений по региональным разломам удовлетворяют представлению о постоянстве ориентации оси сжатия мегарегионального поля тектонических напряжений за последний миллион лет. Вместе с тем плановое распределение сейсмической активности региона за последние 100 лет характеризуется явной неравномерностью, что, по всей видимости, связано с искажениями однородного мегарегионального поля тектонических напряжений на неоднородностях строения коры типа активных разрывных нарушений. Для выяснения справедливости этого предположения мы обратились к моделированию поля напряжений  $\tau_{\max}$  на упругих оптически чувствительных материалах с использованием методики, разработанной в лаборатории тектонофизики ИФЗ АН СССР [Осокина, Цветкова, 1979].

**Моделирование поля напряжений в масштабе 1 : 20 000 000.** На первом этапе моделирования был рассмотрен участок земной коры от Средиземного моря до Памира в масштабе 1 : 20 000 000. Глубинные разломы имитировались сплошными разрезами с детальностью морфологии, соответствующей разрешающей способности масштаба [Осокина и др., 1979].

Последовательное нанесение разрезов в модели показало, что существуют устойчивые области повышения  $\tau_{\max}$ , приуроченные к крупным (учитывая масштаб) нарушениям прямолинейности разломов. Одна из таких аномалий, связанная с выпуклой частью Аладаг-Биналудского разлома, по площади почти полностью перекрывает всю структуру Центрального Копетдага.

Сопоставление картины распределения максимальных касательных напряжений и эпицентров землетрясений с  $M > 6$ , проведенное в рассматриваемой работе [Осокина и др., 1979] (рис. 1), показало, что около 54% эпицентров этих землетрясений попадают на территорию, соответствующую областям повышения напряжений  $\tau_{\max}$  в модели. В этой же работе нами были выделены два типа землетрясений по приуроченности их эпицентров к прямолинейным участкам разломов (пониженные значения  $\tau_{\max}$ ) и к зонам развития упомянутых выше устойчивых аномалий повышенных значений  $\tau_{\max}$ , возникающих в связи с перестройкой мегарегионального поля, обусловленной глубинными разломами. Было предположено, что землетрясения первого типа происходят под действием исходного (мегарегионального) поля напряжений, а землетрясения второго типа — под действием локального поля напряжений.

**Моделирование поля напряжений в масштабе 1 : 2 500 000 (в предположении о полной активизации разломов).** Для проведения следующего этапа моделирования был выбран Копетдагский сейсмоактивный регион, для которого более детально изучены сейсмическая активность и разрывная тектоника, представленная в основном сдвиговыми дизъюнктивами. Если на первом этапе моделирования сложные по строению складчато-разрывные зоны были представлены схематично в виде сплошных односторонних разрезов, то на втором этапе представлялись конкретные разрывные элементы, из которых состоит складчато-разрывная зона (рис. 2). Целью моделирования на этом этапе была детализация строения аномалии  $\tau_{\max}$ , полученной на первом этапе. Так же, как и на первом этапе, в модели последовательно создавались разрывы — аналоги региональных разломов. После нанесения всех разрывов была получена общая картина распределения напряжений  $\tau_{\max}$  для Копетдагского региона (рис. 3). Затем было проведено сопоставление полученной картины распределения касательных напряжений  $\tau_{\max}$  с эпицентрами сильных землетрясений за период 1893—1982 гг. и с картинами сейсмической активности  $A_{10}$  за временные интервалы: 1954—1974 и 1973—1980 гг. (рис. 4). Оно показало, что участкам разломов, на которых произошли сильные землетрясения ( $M \geq 6,5$ ), в модели соответствуют преимущественно области понижения напряжений  $\tau_{\max}$ . Главные области повышения напряжений  $\tau_{\max}$  приурочены к тектоническим узлам и в ряде случаев (но не во всех) совпадают с современными зонами повышенной сейсмической активности. Наиболее полное совпадение аномалий  $\tau_{\max}$



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10

и  $A_{10}$  наблюдается для внутренних зон Копетдага и Аладаг-Биналуда. Здесь аномалии  $A_{10}$  наиболее устойчивы во времени. Вероятно, тектоническая активность разломов обусловлена сильными землетрясениями более далекого прошлого или это — стабильное свойство коры данного участка региона.

Естественно предположить, что повышенный фон сейсмической активности должен наблюдаться в областях повышения  $\tau_{\max}$ . Учитывая это, по результатам сопоставления можно сделать вывод, что одновременная тектоническая активизация всей разрывной структуры региона нереальна. Наиболее реально тектоническая активизация фрагментов разлома, соответствующих очагам землетрясений недалекого прошлого.

Моделирование поля напряжений в масштабе 1:2 500 000 (в предположении о частичной активизации разломов). Исходя из этого предположения, на третьем этапе было проведено моделирование Копетдагского региона, которое представляло попытку воспроизвести поле  $\tau_{\max}$  модели региона в различные моменты времени при последовательных "вспарываниях" участков разрыва, отвечающих основным сейсмическим событиям с  $M \geq 6,5$  за период с 1893 по 1982 г.

К основным сейсмическим событиям, происшедшим в регионе, относятся следующие землетрясения: 1) Кучанские 1893 и 1895 гг.,  $M = 6,6$  и  $6,5$ ; 2) Красноводское 1895 г.,  $M = 8,2$ ; 3) Гермабское (Гифанское) 1929 г.,  $M = 7,2$ ; 4) Казанджикское 1946 г.,  $M = 7$ ; 5) Ашхабадское 1984 г.,  $M = 7,2$ .

Все основные, с  $M \geq 7$ , сейсмические события региона за этот период произошли в зоне Главного (Передового) Копетдагского разлома и в зоне его оперения (Гермабский разлом). Моделирование проводилось в два подэтапа.

На первом подэтапе наносились фрагменты разломов, отвечающие участкам вспарывания в очагах сильных землетрясений, причем последовательность нанесения активизированных участков (прорезей в моделях) соответствовала временной последовательности возникновения землетрясений. Размеры (длина) активизированных участков глубинного разлома ( $l$ ) брались по каталогу сильных землетрясений [Новый..., 1977] или вычислялись по формуле Н.В. Шебалина:  $lg l_{x\max} = 0,7M - 2,8$ .

Фрагменты разрывов, имитировавшие очаговые зоны Кучанских и Красноводского землетрясений, были созданы в участках модели с однородным полем, так как более ранние события не имитировались. Зато для всех трех следующих за ними во времени землетрясений (Гермабского, Казанджикского и Ашхабадского) участки разломов, активизировавшиеся при каждом последующем сильном землетрясении, располагались в областях модели с повышением напряжений  $\tau_{\max}$ , обусловленным разрывами-очагами предшествовавших землетрясений (рис. 5).

На втором подэтапе совместно с участками разлома, отвечающими очаговым зонам землетрясений, наносились последовательно разломы Северного Ирана (разломы системы Аладаг-Биналуда), исходя из предположения, что они в этот период времени были активны полностью. Это предположение, как говорилось выше, основано на том, что для данной части региона характерна устойчивая повышенная сейсмическая активность ( $A_{10}$ ) как по плановому распределению, так и по величине  $A_{10}$ , тогда как за этот же период времени сейсмическая активность зоны Передового разлома претерпела существенные изменения как по плановому распределению, так и по интенсивности.

После нанесения всех разрезов, отвечающих как очагам сильных землетрясений, так и разрывам Северного Ирана (рис. 6), была получена картина строения поля тектонических напряжений  $\tau_{\max}$ , которая была сопоставлена с картой сейсмической активности. Сопоставление показало, что распределение в модели областей повышения напряжений  $\tau_{\max}$  хорошо согласуется с расположением участков повышенной совре-

Рис. 3. Локальное поле напряжений  $\tau_{\max}$  Копетдагского региона при активизации всех разрывов 1-8 — величины относительного изменения  $\tau_{\max}$  (%): повышение: 1 — от 20 до 80 и выше, 2 — от 5-6 до 20, 3 — от 1-2 до 5-6; 4 —  $\tau_{\max}$  практически не изменяется; понижение: 5 — от 1-2 до 7-8, 6 — от 7-8 до 15, 7 — от 15 до 25, 8 — от 25 до 50 и выше; 9 — разломы; 10 — границы областей с различной величиной  $\tau_{\max}$

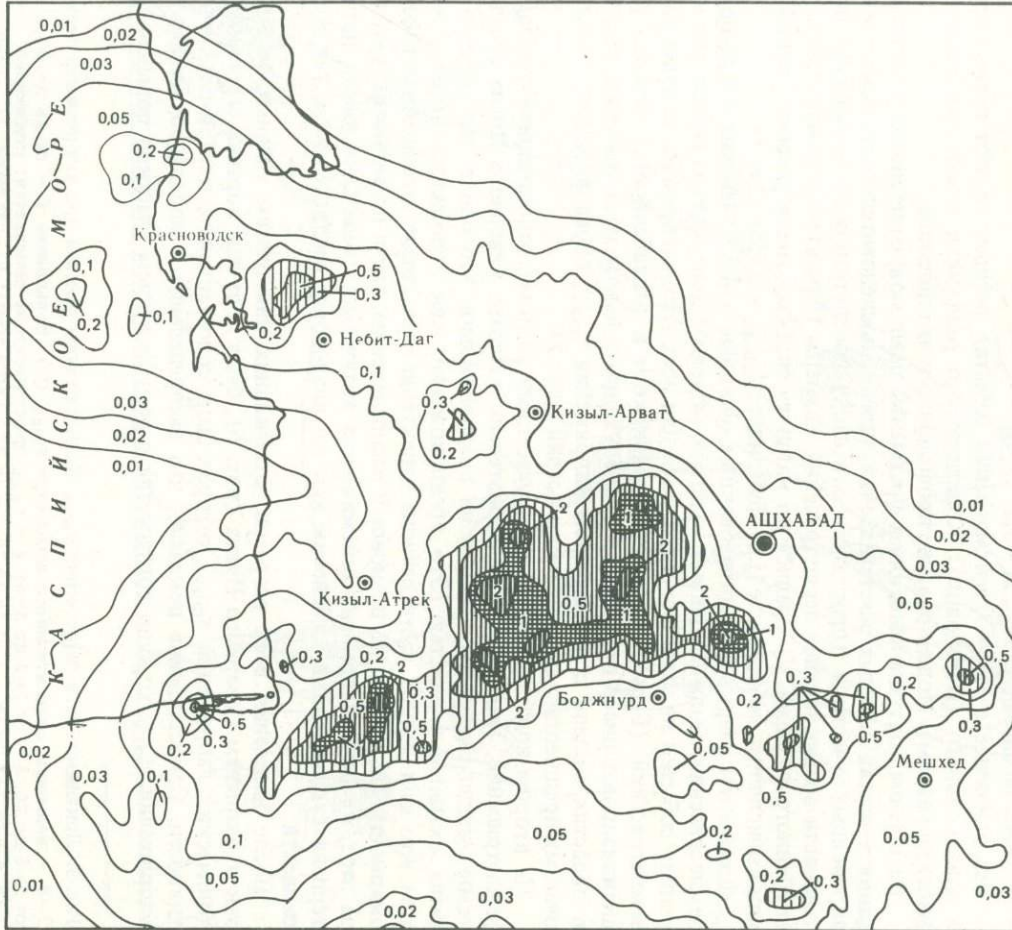
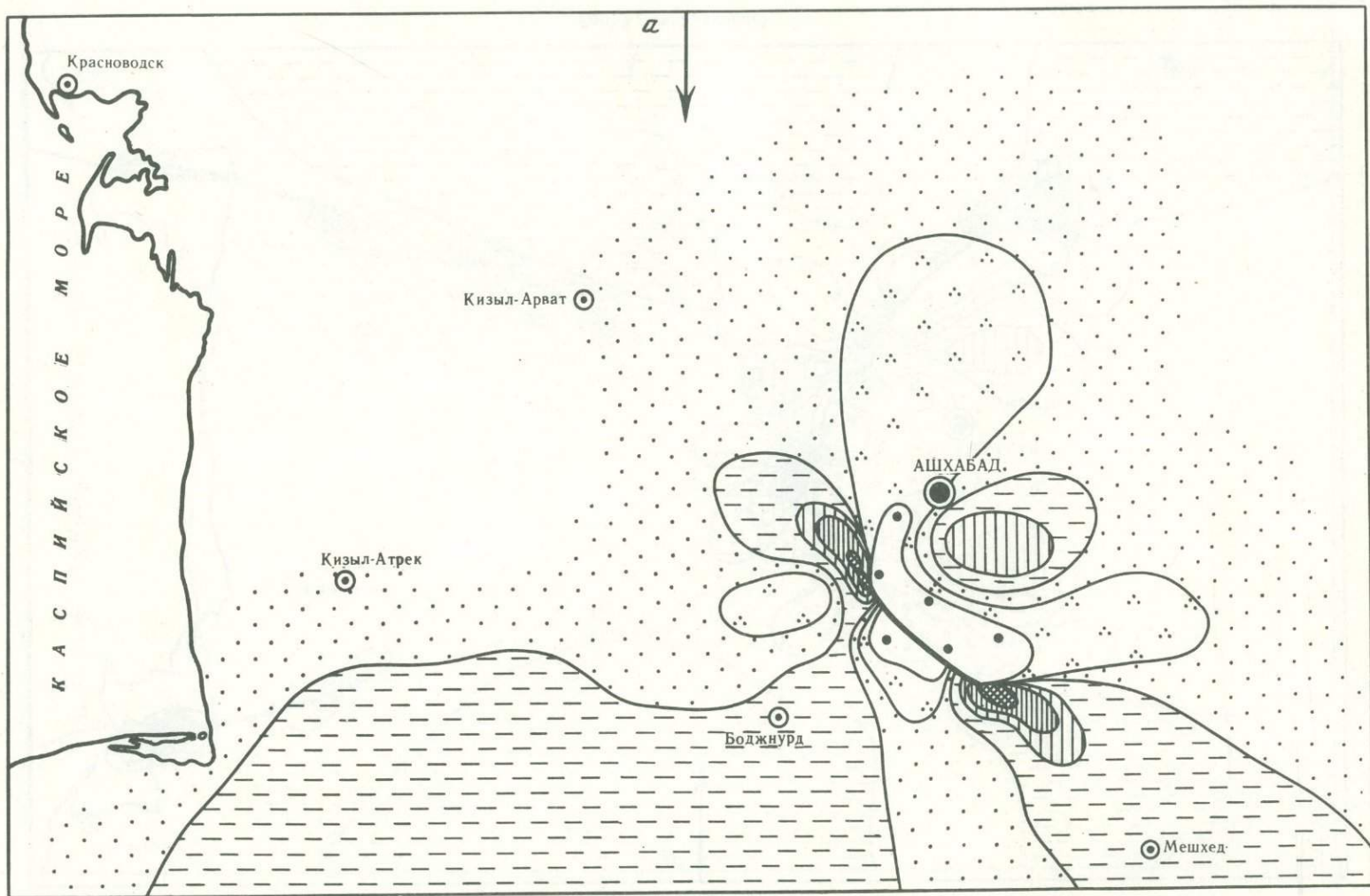


Рис. 4. Карта сейсмической активности Копетдагского региона и прилегающих территорий за период 1973–1980 гг. (по Г.К. Курбановой). Масштаб 1:2 500 000

Рис. 5 Локальное поле напряжений  $\tau_{\max}$  при активизации участков разрывов, соответствующих очаговым зонам землетрясений Копетдагского региона с  $M \geq 7$

*a* – Кучанского землетрясения; *б* – добавлены очаги Красноводского и Гермабского землетрясения; *в* – добавлен очаг Казанджикского землетрясения. Условные обозначения см. на рис. 3, знаки 7 и 8 объединены



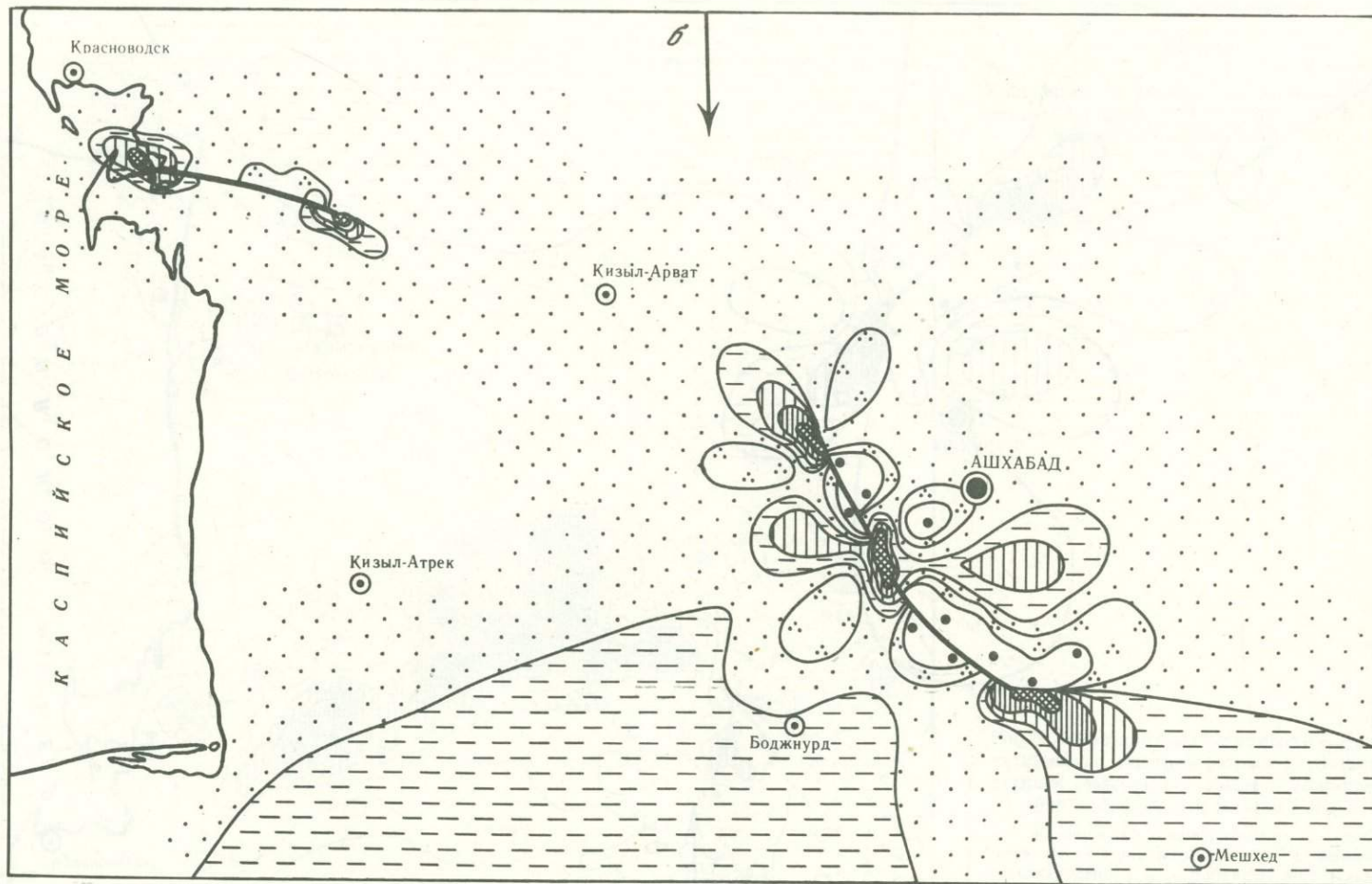


Рис. 5 (продолжение)

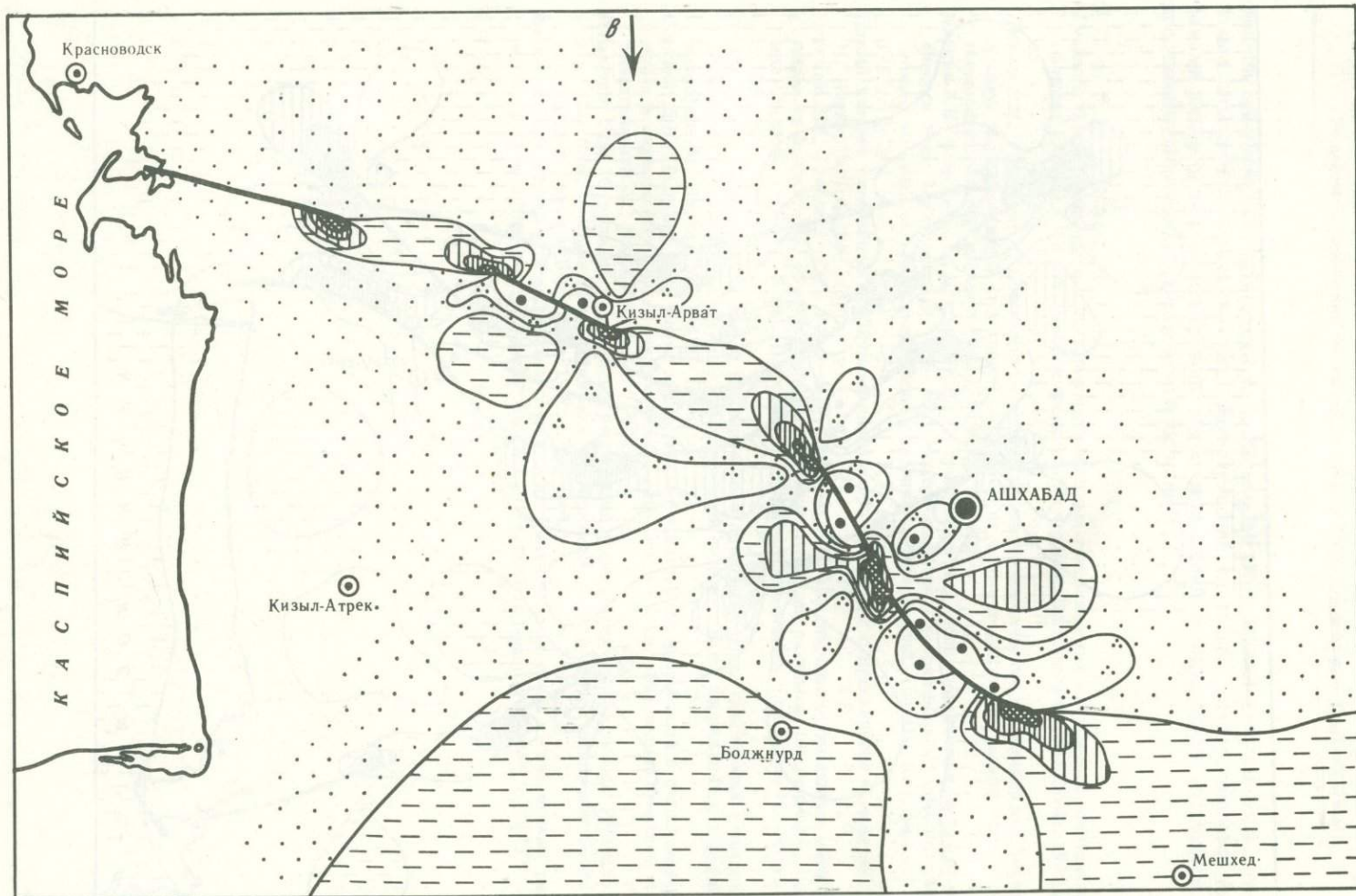


Рис. 5 (окончание)

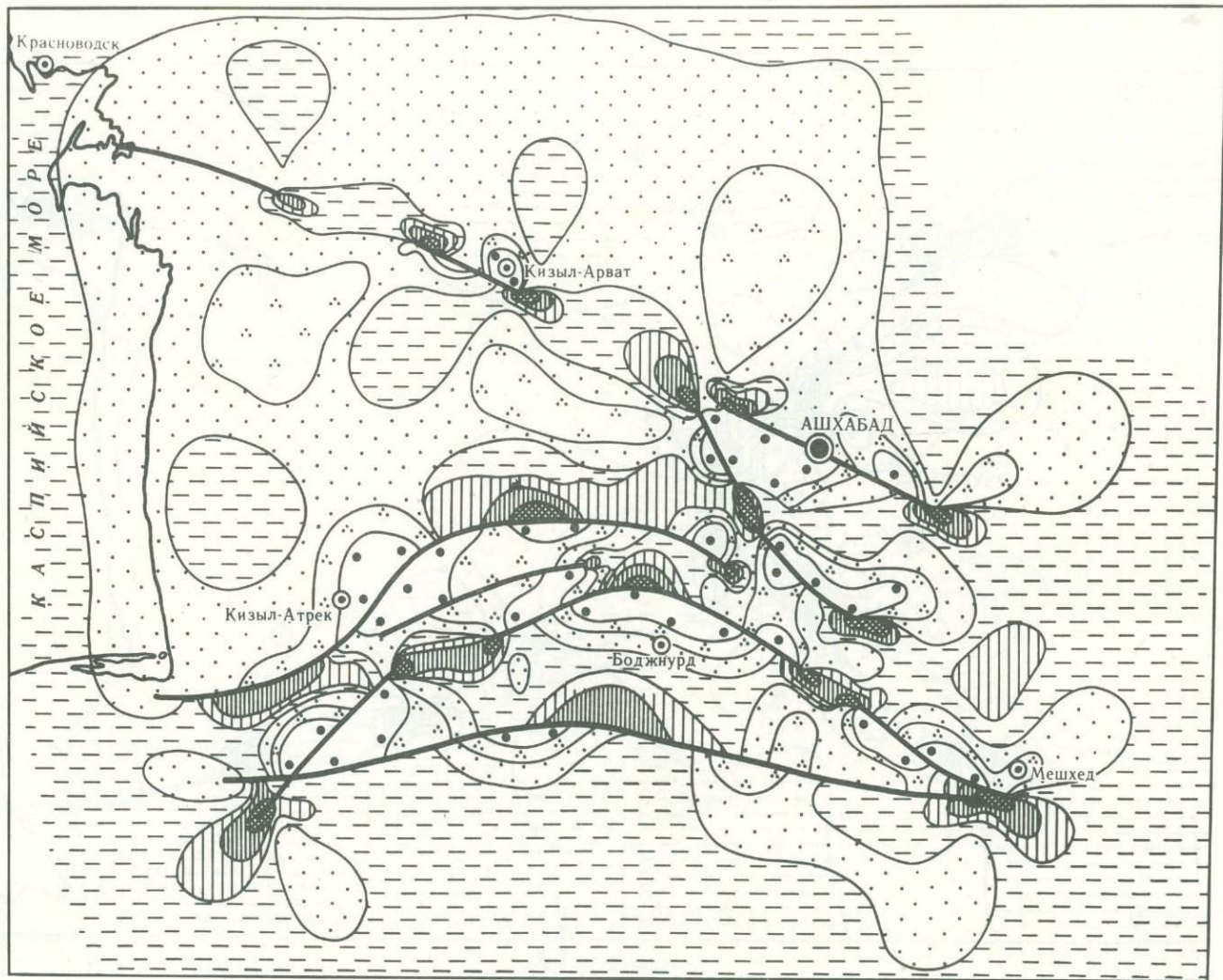


Рис. 6. Локальное поле напряжений  $\tau_{\max}$  при активизации участков разрывов, соответствующих очаговым зонам землетрясений с  $M \geq 7$  Копетдагского региона и Аладаг-Биналудской системы  
Условные обозначения см. на рис. 3 (знаки 7 и 8, как и на рис. 5, объединены)

менной сейсмической активности  $A_{10}$ . На основе этого можно предположить, что очаговые зоны произошедших сильных землетрясений длительное время являются источниками возмущения регионального поля напряжений и определяют площадное распределение современной сейсмической активности.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гущенко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 26–51.
- Лыков В.И., Курбанов М. Современная тектоническая и сейсмическая активность юга Туркмении в свете теории плитной тектоники. — В кн.: Современные движения земной коры. Геолого-геоморфологические исследования. М., 1982, с. 96–102.
- Мячкин В.И., Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Тектонофизический анализ полей напряжений и проблемы физики очага землетрясений. — В кн.: Модели изменения напряженно-деформированного состояния массивов пород в приложении к прогнозу землетрясений. Апатиты, Кол. фил. АН СССР, 1982, с. 3–24.
- Новый каталог сильнейших землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. М.: Наука, 1977, с. 171–198.
- Осокина Д.Н., Гущенко О.И., Лыков В.И., Цветкова Н.Ю. Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Средней Азии). — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 185–203.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений. — В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 139–162.
- Осокина Д.Н., Цветкова Н.Ю. Перестройка тектонического поля напряжений в очагах землетрясений и в окрестностях систем тектонических разломов. — В кн.: Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980, с. 187–206.
- Расцветов Л.М. О роли горизонтальных напряжений в формировании структуры Копетдага. — В кн.: Новейшие тектонические движения и структуры Альпийского геосинклинального пояса юго-западной Евразии. Баку: Элм, 1970, с. 138–144.
- Широкова Е.И. Изменения механизма очагов землетрясений и их связь с "ожившими" разрывами на Среднем и Ближнем Востоке. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 9, с. 29–37.

## СОДЕРЖАНИЕ

|   |     |
|---|-----|
| Предисловие . . . . .   | 3   |
| <b>Общие вопросы и методология<br/>тектонического эксперимента</b>  |     |
| <i>И.В. Лучицкий.</i> Эксперимент в геологии . . . . .  | 7   |
| <i>Ж.С. Ержанов.</i> Механика глобальных тектонических движений . . . . .   | 15  |
| <i>В.И. Громин.</i> Тенденции развития экспериментальной тектоники . . . . .  | 21  |
| <i>С.И. Шерман.</i> Эксперимент в геотектонике и теория подобия . . . . .   | 25  |
| <i>Е.И. Паталах.</i> Новая концепция дислокационного процесса . . . . .   | 37  |
| <i>П.М. Бондаренко.</i> Проблемы и перспективы моделирования конседиментационных структур . . . . .   | 50  |
| <i>Д.Н. Осокина.</i> Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационно-оптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики . . . . .                            | 62  |
| <i>А.В. Лукьянов.</i> Собственные колебания в моделях геологических автоколебательных систем . . . . .  | 94  |
| <i>Л.М. Плотников.</i> Задача моделирования структурообразования в волновых полях механических напряжений . . . . .   | 113 |
| <i>Л.М. Расцветаев.</i> Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической деформации . . . . .   | 118 |
| <i>В.Ю. Забродин.</i> К методологии тектонического эксперимента . . . . .   | 127 |
| <i>А.С. Григорьев, А.В. Михайлова.</i> Сочетание теоретического и экспериментального методов при исследовании процессов образования тектонических структур . . . . .  | 131 |
| <i>Ш.Д. Фатхуллаев.</i> Принципы тектонофизического изучения структур рудных полей Средней Азии . . . . .   | 147 |
| <b>Моделирование тектонических процессов и структур</b>   |     |
| <i>М.А. Гончаров, Ю.М. Горелов, Н.Б. Лебедева.</i> Метод сравнительного моделирования геосинклинальной складчатости . . . . .   | 151 |
| <i>А.В. Вихерт.</i> Экспериментальное исследование конвективных складчатых деформаций . . . . .   | 154 |
| <i>П.М. Бондаренко, И.В. Лучицкий.</i> Сдвиги и зоны скальвания в тектонических полях напряжений . . . . .  | 159 |
| <i>О.Б. Гинтов, В.М. Исай.</i> К методике изучения морфокинематической характеристики разломов в консолидированной коре на основании результатов тектонофизических экспериментов и полевых наблюдений . . . . . | 182 |
| <i>В.Г. Гутерман.</i> Разломно-магматические процессы и их моделирование с применением центрифуги . . . . .   | 189 |
| <i>Ю.В. Миллер.</i> Экспериментальное исследование структурной зональности, связанной с полойным сдвиговым течением . . . . .   | 196 |
| <i>М.А. Гончаров.</i> Моделирование длительно "саморазвивающихся" тектонических структур . . . . .  | 205 |
| <i>В.С. Милеев.</i> Будинаж и задачи его экспериментального изучения . . . . .  | 214 |
| <i>А.Н. Бокун.</i> Развитие и характер трещин в моделях флексуобразного изгиба . . . . .  | 220 |
| <i>В.И. Китык, А.Н. Бокун.</i> Тектонофизическое моделирование процесса образования дисгармоничных складок . . . . .  | 227 |

|  |     |
|--|-----|
| <i>Т.В. Гиоргобидани.</i> Экспериментальное исследование механизма образования альпийской структуры Большого Кавказа . . . . .             | 235 |
| <i>Г.М. Курбанаев.</i> Моделирование полей тектонических напряжений на ЭВМ . . . . .   | 238 |
| <i>Ю.И. Белоцерковец.</i> Математическая модель дислокаций осадочного слоя земной коры, вызванных его гравитационным уплотнением . . . . . | 245 |

#### Прикладные задачи экспериментальной тектоники

|  |     |
|--|-----|
| <i>В.М. Моралев, В.Е. Гоникберг, Е.С. Пржиялговский, Е.Н. Терехов.</i> Использование результатов тектонического моделирования для структурной интерпретации линейментных сетей . . . . .         | 249 |
| <i>С.С. Сердюк.</i> Реконструкция поля напряжений Ждановского разлома (Северо-Восточный Таймыр) . . . . .  | 252 |
| <i>А.И. Прокопенко.</i> Системно-структурные модели глубинных разломов в платформенных областях Сибири . . . . .   | 254 |
| <i>Р.М. Лобацкая.</i> Дискретная зональность внутренней структуры разрывных нарушений . . . . .  | 266 |
| <i>Н.П. Гречишников, Л.А. Черкашин, О.А. Крамар.</i> Деформации и напряжения в докембрийских рудоносных зонах разломов по геологическим данным и результатам оптического моделирования . . . . . | 275 |
| <i>В.И. Лыков, Д.Н. Осокина, В.А. Петров, Н.Ю. Цветкова.</i> Напряженное состояние и сейсмичность Туркмено-Иранского сегмента земной коры . . . . .  | 282 |

УДК 551.24+550.8

Лучицкий И.В. Эксперимент в геологии. В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. с. 7–15.

Рассмотрены история развития геологического эксперимента, его применение в различных областях геологии и общее познавательное значение. Определены преимущества экспериментального метода перед актуалистическим при разработке проблемы глубинного строения Земли. Подчеркивается, что оба метода являются важнейшими звеньями индуктивного анализа и составляют лишь один из элементов общего материалистического познания диалектической природы геологических явлений.

Библиогр. 16 назв.

УДК 551.24+550.3

Ержанов Ж.С. Механика глобальных тектонических движений. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 15–20.

Дан обзор основных предпосылок механики глобальной тектоники. Путем постановки и решения модельных и краевых задач выявлен единый комплекс ее движущих сил и механизмов космической и земной природы. Выполнен синтез послегерцинских движений.

Табл. 2, библиогр. 17 назв.

УДК 551.24.02

Громин В.И. Тенденции развития экспериментальной тектоники. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 21–25.

Проведен сравнительный анализ материалов Первого Всесоюзного тектонического совещания (Москва, 1957 г.), Шестой сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (Новосибирск, 1968 г.) и Всесоюзного симпозиума по экспериментальной тектонике (Новосибирск, 1982 г.). Показано устойчивое расширение экспериментально-тектонических исследований начиная с 1957 г. Первое совещание и симпозиум 1982 г. отличались от второго совещания большим вниманием к разработке методологических и структурно-геологических проблем. Актуальным остается повышение требований к соблюдению теории подобия при выполнении тектонических опытов.

Библиогр. 4 назв.

УДК 551.24.02

Шерман С.И. Эксперимент в геотектонике и теория подобия. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 25–37.

Рассмотрены основные виды экспериментов в геотектонике. Проанализированы методы физического моделирования как наиболее распространенные в экспериментальной тектонике. Даны критерии-комплексы и уравнения коэффициентов подобия, которые необходимо использовать при моделировании. Отсутствие строгих доказательств подобия природной и экспериментальной ситуации снижает полноценное использование экспериментов в геотектонике и других смежных дисциплинах.

Табл. 1, библиогр. 18 назв.

УДК 551.24.

Патлах Е.И. Новая концепция дислокационного процесса. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 37–50.

Предлагается новый механизм дислокационного процесса — приразломное сдвиговое ламинарное течение в сочетании с торшением (смещением и поворотом) блоков. Он хорошо объясняет такие важнейшие особенности складчатых зон, ранее не находившие своего удовлетворительного решения, как кливаж, складки, разломы, структурная упорядоченность складчатых зон (в плане и в разрезе), структурная контрастность, проблема пространства и так называемая проблема передачи деформирующих сил на расстояние (зоны приразломного течения тем шире, чем ниже вязкость пород). Не может быть особых сомнений в том, что роль этого механизма в дислокационном процессе весьма значима. Особенно четко это фиксируется в складчатых областях фанерозоя, а также в фундаменте древних платформ.

Ил. 8, библиогр. 1 назв.

УДК 551.24 + 550.8

Бондаренко П.М. Проблемы и перспективы моделирования конседиментационных структур. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 50–61.

Приведены результаты физического моделирования процесса подводного осадконакопления в условиях непрерывного внешнего нагружения. В частности, рассмотрены особенности структурообразования при продольном сжатии слоистых толщ одновременно с наращиванием их мощности (складки и разновозрастные надвиги), при обрушении в раздвиговых зонах (многоэтапные сбросы). Результаты опытов иллюстрируют проявление наследственности в формировании систем пликативных и дизъюнктивных дислокаций и их структурно-генетические связи. Выявлены условия образования плоскостей скальвания в неуплотненных осадках, преобразования складок изгиба в складки скальвания при нарастающем сжатии, когда многослойная толща осадков деформируется как однородное тело. Обсуждаются проблемы приложения результатов подобного моделирования к разработке структурированных эквивалентных материалов с изменяющимися в разрезе и во времени физическими свойствами, а также для отображения современных дислокаций в осадочных толщах морского дна.

Ил. 7, библиогр. 37 назв.

УДК 551.24.035 + 551.24.02 + 550.348.64

Осокина Д.Н. Моделирование тектонических полей напряжений с помощью поляризационно-оптического метода и его применение при решении задач тектоники и тектонофизики. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 62–93.

Дан обзор основных направлений и результатов исследований в области моделирования тектонических полей напряжений. Рассмотрены модели участков коры при формировании в них тектонических структур различных типов, складок поперечного изгиба, продольного расплющивания, продольного изгиба, флексур, областей сдвига, очагов расширения. Изложены результаты изучения локальных полей напряжения в моделях, имитирующих разрывы, системы разрывов и включения различной природы. Рассмотрено двух- и трехмерное локальное поле плоского разрыва и следующая из них новая схема формирования вторичных нарушений. Исследованы поля напряжений в моделях, имитирующих разрывную структуру конкретных регионов, в связи с задачами прогнозирования месторождений, сейсмозонального районирования и прогноза землетрясений.

Ил. 12, библиогр. 70 назв.

УДК 551.24+550.8

Лукьянов А.В. Собственные колебания в моделях геологических автоколебательных систем. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 94–112.

На основе моделирования рассмотрены условия возникновения автоколебательных систем в геологических процессах в недрах Земли и на ее поверхности. Собственные колебания возникают (генерируются) в геологических автоколебательных системах при прохождении через них потока энергии или вещества и определяются особенностями строения самой системы, а не характером внешних воздействий. Дан анализ влияния различных параметров системы на частоту возникающих собственных колебаний. Периоды колебаний отдельных систем могут измеряться многими тысячами и миллионами лет. Ритмика развития Земли может определяться совокупным действием множества заключенных в ней автоколебательных систем.

Ил. 6, библиогр. 36 назв.

УДК 551.24.02 + 550.8

Плотников Л.М. Задача моделирования структурообразования в волновых полях механических напряжений. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 113–117.

Обосновывается целесообразность моделирования процессов формирования тектонических и некоторых других геологических структур путем воздействия на модели различных геологических тел полями стоячих волн ультразвука. Очерчивается обширный круг экспериментов, которые должны охватить разнообразные вариации сочетаний свойств моделей геологических тел и особенностей полей, воздействующих на модели. Намечены схемы простейших экспериментов, посредством которых может быть воспроизведено образование складчатых, складча-

то-разрывных и разрывных тектонических дислокаций, разнообразных видов отдельности, ритмично-полосчатых и других структур метаморфических и магматических горных пород.

Ил. 5, библиогр. 7 назв.

УДК 551.24 + 550.8

Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной тектонической деформации. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 118–127.

На основании натуральных наблюдений над структурами тектонического разрушения (в основном данные о статистическом распределении тектонических трещин разных геолого-кинематических типов в различных геолого-структурных условиях), данных экспериментальной тектоники и анализа теоретических моделей деформации при разных условиях нагружения и поведения геологической среды характеризуются некоторые общие геомеханические модели дизъюнктивной тектонической деформации, различающиеся по типу структурного рисунка (парные сколы, пирамиды и конусы скалывания, пояса вращения и течения, системы сплющивания или отрыва). Выявление каждого из этих типов структурных рисунков дает возможность судить о реологическом поведении деформирующей среды, о типе ее напряженно-деформированного состояния, об ориентировке и характере действия внешних тектонических сил для каждого исследуемого геомеханического объема. Модели применимы, с известными ограничениями, к различным порядковым рангам дизъюнктивных структур — от микронарушений в кристаллах до глобальных дизъюнктивных систем.

Ил. 1, табл. 2, библиогр. 33 назв.

УДК 551.24.02

Забродин В.Ю. К методологии тектонического эксперимента. В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 127–131.

Формулируются некоторые методологические требования, которым должен удовлетворять эксперимент в тектонике, с тем чтобы результаты его приобрели статус научных фактов. Показана, в частности, недостаточность используемой сейчас теории подобия, необходимость соблюдения "принципа Чемберлина", или "принципа множественных рабочих гипотез".

Библиогр. 6 назв.

УДК 551.24.035 + 551.242.1 + 551.24.02

Григорьев А.С., Михайлова А.В. Сочетание теоретического и экспериментального методов при исследовании процессов образования тектонических структур. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с.131–146.

Рассматривается метод совместного теоретического и экспериментального изучения тектонических процессов. В основе подхода — исследование процесса в начальной его стадии, когда малые деформации и перемещения изучаются теоретически, а впоследствии — при развитых деформациях и наличии нарушений сплошности — экспериментально. При этом предполагается наличие такого интервала процесса, который исследуется обоими способами. Приложение метода рассматривается на примере описания тектонических структур, возникающих в деформированном слое (имитирующем осадочную толщу) над жесткими блоками фундамента, движущимися по разломам с различными углами наклона. Рассмотрены картины напряжений, деформаций и разрывов. Дано краткое описание методики расчета и проведения эксперимента.

Ил. 13, библиогр. 4 назв.

УДК 551.24.035:553.3 (575)

Фатхуллаев Ш.Д. Принципы тектонофизического изучения структур рудных полей Средней Азии. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 147–150.

На основе обобщения большого числа экспериментов по моделированию структур рудных полей разработаны принципы их тектонофизического исследования. Определены задачи и граничные условия моделирования таких структур и их конкретных элементов для целей прогнозирования скрытого оруденения.

Библиогр. 6 назв.

УДК 551.24.035

Гончаров М.А., Горелов Ю.М., Лебедева Н.Б. Метод сравнительного моделирования геосинклинальной складчатости. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 151—154.

Разработан метод экспериментального выявления морфологических отличий складчатости, возникшей в результате приложения внутренних объемных сил (механизм адвекции, обусловленный инверсией плотности в осадочной толще) и внешних для данного участка поверхностных горизонтальных сил. Сконструирован специальный прибор, который позволяет с одним и тем же модельным тонкослоистым образцом производить как операцию внешнего бокового сжатия, так и подогревание снизу, имитирующее региональный метаморфизм осадочной толщи, при одинаковых средних температуре и вязкости образца. Описана методика изготовления тонкослоистых образцов, а также результаты первой серии экспериментов.

Ил. 3, табл. 1.

УДК 551.24.035

Вихерт А.В. Экспериментальное исследование конвективных складчатых деформаций. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 154—159.

Для обоснования экспериментов на двуслойных моделях, в которых нижний слой имеет плотность меньше, чем верхний, приводятся данные о широком распространении возникающей при осадконакоплении инверсии плотности. Но вследствие высокой вязкости природных слоистых сред инверсия плотности является необходимым, но вероятно, не достаточным условием для начала конвекции. Достаточное условие — большая мощность подстилающей толщи и значительные градиенты мощности перекрывающей толщи. Рассмотрены в сопоставлении с природой и теорией следующие установленные экспериментально закономерности конвективного складкообразования: ячеистая форма дислокаций в плане, отсутствие подобия в структуре конвективных складок, зависимость типа и размера ячеек от краевых условий.

Библиогр. 5 назв.

УДК 551.24.035+550.348.64+550.8

Бондаренко П.М., Лучицкий И.В. Сдвиги и зоны скальвания в тектонических полях напряжений. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 159—182.

На основе оптического моделирования полей напряжений в упругих материалах характеризуются особенности развития сдвигов и зон скальвания, возникающих при формировании разнообразных геологических структур и при различных видах нагружения моделей приложением сосредоточенных, распределенных и массовых нагрузок, а также при движении тел в однородной среде. Проведенные исследования способствуют выявлению в структурных парагенезисах сдвиговых зон новых элементов, отражающих взаимодействие механизма сдвига с другими видами деформаций. По результатам моделирования зон скальвания, возникающих вследствие изгиба слоев, а также в зонах поддвигов обсуждаются аспекты распределения напряжений при деформациях литосферных плит в контактных зонах океана и континента.

Ил. 12, библиогр. 43 назв.

УДК 551.243.8 + 550.8.012

Гинтов О.Б., Исая В.М. К методике изучения морфокинематической характеристики разломов в консолидированной коре на основании результатов тектонофизических экспериментов и полевых наблюдений. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 182—188.

На основании данных о переходе на глубинах более 4—5 км в консолидированной коре докембрийских щитов литостатической нагрузки в гидростатическую делается вывод о зависимости элементов залегания вторичных структур древних сколовых разломов только от тектонических сил. Это позволяет восстанавливать направление смещения крыльев разлома, ориентировку осей главных нормальных региональных напряжений и угол скальвания в породах консолидированной коры. Предложена методика аналитического решения прямой и обратной кинематических задач применительно к древним сколовым разломам. Методика апробирована на примере изучения кинематики Первомайского глубинного разлома Украинского щита.

Ил. 5, библиогр. 4 назв.

УДК 551.21. + 551.243.8 + 551.24.02

Гутерман В.Г. Разломно-магматические процессы и их моделирование с применением центрифуги. – В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 189–196.

Обсуждаются вопросы связи тектоники с магматизмом и проблемы моделирования разломно-магматических процессов. Приведены три модели образования платформенной рифтоподобной впадины по схеме опускания участка литосферы вследствие перемещения мантийных расплавов из мантии под кору. Первые две модели отражают отдельно две стороны единого процесса: разломообразование и взаимодействие жидкости с твердым материалом, разбитым на блоки. В третьей модели, частично в "подкоровом слое", разломно-магматический процесс воспроизведен комплексно. Представлена также модель образования внутрикоровой интрузии. Кратко изложена "разломно-магматическая" схема изостатической уравновешенности земной коры.

Ил. 4, библиогр. 7 назв.

УДК 551.24.02+551.243

Миллер Ю.В. Экспериментальное исследование структурной зональности, связанной с послынным сдвиговым течением. – В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 196–204.

Описаны эксперименты по послынному сдвиговому течению. Показано, что структурная зональность, развивающаяся в этих условиях, обусловлена закономерным изменением сдвигового режима в рамках однонаправленного потока. Рассмотрены возможности использования полученных результатов для анализа и механической интерпретации природных дислокаций.

Ил. 5, библиогр. 16 назв.

УДК 551.24.035

Гончаров М.А. Моделирование длительно "саморазвивающихся" тектонических структур. – В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 205–214.

Физическое понятие о "свободных" и "вынужденных" процессах распространено на процесс формирования тектонических структур, в частности на складкообразование. Показано, что при моделировании "свободного", "саморазвивающегося", адвективного складкообразования условия физического подобия иные, чем при воспроизведении складкообразования, "вынужденного" действием внешних сил (сближением литосферных плит и т.п.). Для определения величины складкообразующих напряжений введено понятие о безразмерной "константе складчатости". Величина складкообразующих напряжений (менее 1 МПа) согласуется с концепцией "саморазвивающейся" термофлюидной адвекции, обусловленной инверсией плотности в геосинклиальной осадочной толще

Ил. 1, библиогр. 14 назв.

УДК 551.24.035

Милеев В.С. Будинаж и задачи его экспериментального изучения. – В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 214–220.

Излагается двухэтапная схема развития будинажа в складках различного генезиса, объясняющая наблюдающиеся в природе перпендикулярность и параллельность будин и минеральной линейности. На первом этапе будины и линейность перпендикулярны, причем линейность ориентируется по растяжению, а на втором – они взаимно параллельны при сохранении ориентации растяжения. Описана установка для воспроизводства в эксперименте обоих этапов развития будинажа, характер и размеры модели и условия производства опыта.

Ил. 2, табл. 2, библиогр. 23 назв.

УДК 551.24.02

Бокун А.Н. Развитие и характер трещин в моделях флексурного изгиба. – В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 220–227.

Освещается процесс образования флексурного изгиба в моделях из влажной глины в условиях, когда жесткий штамп погружается с постоянной заданной скоростью под углом 75°. Описываются картины трещин различных рангов и разного генезиса (их зарождение, рост и пространственные соотношения). Показано влияние скорости деформирования на развитие пластических и разрывных деформаций, на ширину формирующейся зоны трещиноватости и распределение в ее пределах различных систем трещин.

Ил. 2, библиогр. 10 назв.

Китык В.И., Бокун А.Н. Тектонофизическое моделирование процесса образования дисгармоничных складок. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 227–234.

Освещены результаты тектонофизического моделирования на эквивалентных материалах: 1) конкретных дисгармоничных складок, возникающих в осадочных толщах горных пород под действием вертикальных движений глыб жесткого фундамента; 2) гипотетических дисгармоничных складок, формирующихся при одних горизонтальных, горизонтальных и вертикальных тектонических движениях. В первом случае моделирование проводилось на примере локальных соляных структур Закарпатского прогиба с привлечением данных об особенностях их строения, истории развития и деформационных свойствах горных пород. Во втором случае при моделировании использовались обобщенные исходные данные о строении и развитии дисгармоничных складок и представления тектонических гипотез об их образовании. Кратко описано, как подготавливались и проводились оба вида моделирования.

Ил. 4, табл. 2, библиогр. 4 назв.

Гиоргобани Т.В. Экспериментальное исследование механизма образования альпийской структуры Большого Кавказа. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 235–238.

Результаты опытов по деформации слоистых толщ (петролатум, каолин) продольным сжатием привлечены для объяснения механизма образования складчатой структуры Большого Кавказа при допущении, что альпийский чехол в процессе складкообразования деформировался совместно с фундаментом, не утратившим пластических свойств. Считается, что морфология складчатости чехла обусловлена поведением фундамента при их совместной деформации, чем определяется общее значение проведенных экспериментов для понимания механизма формирования складчатых структур на различных глубинных уровнях.

Ил. 4.

Курбанаев Г.М. Моделирование полей тектонических напряжений на ЭВМ. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 238–244.

Интенсивность гидротермального рудоотложения в значительной мере зависит от тектонической нарушенности пород, возникающей под действием внешних усилий (трещины, зоны дробления, и т.д.). Для моделирования палеонапряжений в элементарных геологических структурах и в колчеданно-полиметаллическом месторождении Чекмарь (Рудный Алтай) применен метод конечных элементов. Получены высокие коэффициенты корреляции между интенсивностью оруденения с величинами максимальных главных нормальных и скалывающих напряжений.

Ил. 5, табл. 1, библиогр. 11 назв.

Белоцерковец Ю.И. Математическая модель дислокаций осадочного слоя земной коры, вызванных его гравитационным уплотнением. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 245–248.

Описаны результаты теоретического исследования конседиментационных (КД), постседиментационных (ПД) и суммарных (СД) дислокаций стратиграфических границ в разрезе осадочного слоя земной коры, вызванных его гравитационным уплотнением. Установлено, что с возрастанием глубины: 1) КД увеличиваются от нуля на верхней границе слоя до максимума приблизительно в середине слоя, а затем уменьшаются до нуля на нижней границе; 2) ПД монотонно уменьшаются от максимума на верхней границе слоя до нуля на нижней границе; 3) СД в общем случае возрастают от некоторого значения на верхней границе слоя до максимума в верхней половине слоя, а затем уменьшаются до нуля на нижней границе слоя. Получены приближенные формулы для максимальных значений КД, ПД и СД и функций, описывающих изменения этих дислокаций с глубиной. По данным расчета, для осадочного слоя геосинклинальной зоны мощностью 5–20 км КД, ПД и СД составляют 1–5 км. Отмечено, что дифференцированные КД, ПД и СД могут быть причиной пликативных и дизъюнктивных тектонических нарушений с амплитудой порядка нескольких километров. Отмечено, что общий вывод А.В. Вихерта об уменьшении складчатых деформаций с глубиной, с приближением к кристаллическому фундаменту, по достижении ими некоторого максимального значения соответствует характеру изменения КД и СД с глубиной и может быть

объяснен существенной тектонической ролью дислокаций, вызванных неравномерным гравитационным уплотнением осадочного слоя коры.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 5.

УДК 551.25 : 551.243

Моралев В.М., Гоникберг В.Е., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Использование результатов тектонического моделирования для структурной интерпретации линейментных сетей. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 249–252.

Обсуждаются вопросы использования линейментных сетей, выявляемых на аэро- и космических снимках в качестве объектов тектонофизического моделирования. Отмечается, что дистанционное зондирование дает уникальный по объективности и полноте фактический материал, который характеризует суммарный эффект эволюции полей упругих напряжений, возникавших в данном участке коры на протяжении всей истории его геологического развития, и является объектом изучения экспериментальной тектоники.

Библиогр. 5 назв.

УДК 551.24 (571.511)

Сердюк С.С. Реконструкция поля напряжений Ждановского разлома (Северо-Восточный Таймыр). — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 252–254.

Исследована структура поля трещиноватости металаевролитов вкост простирания главной зоны разлома. Установлено, что уровни плотности трещин 21–80 и 81–280 шт/м могут рассматриваться в качестве соответственно полей относительного растяжения и относительного сжатия. На основе графической модели полей относительного сжатия–растяжения показано, что в зоне разлома реализовано интерференционное волновое поле напряжения, спектр которого состоит минимум из двух волн разной длины, причем волна основного тона предположительно имеет длину 900–1000 м, а обертона – 50–100 м.

Ил. 2, библиогр. 7 назв.

УДК 551.243

Прокопенко А.И. Системно-структурные модели глубинных разломов в платформенных областях Сибири. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 254–265.

Глубинный разлом рассматривается как целостность множеств дислокаций (разрывных, пликативных и т.д.). Эта область представлена как трехмерное (объемное) тело и названа структурно-динамической системой (СДС). В рамках СДС выделены структурно-деформационные области (СДО), характеризующиеся разной степенью деформированности тектонических комплексов. Предложена классификация складок, позволяющая однозначно описывать дислокационный процесс внутри СДО.

Ил. 5, библиогр. 14 назв.

УДК 551.243

Лобачка Р.М. Дискретная зональность внутренней структуры разрывных нарушений. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 266–275.

Рассматривается закономерное изменение плотностей и длин сопутствующих разрывов по простиранию и вкост простирания зон разрывных нарушений. Установлено, что вкост простирания зон разрывов плотности разрывов оперения растут по мере приближения к плоскости сместителя, проекцией которой на дневную поверхность является магистральный разрыв. Вдоль зон влияния разрывы распределяются отдельными группами – деструктивными полями, объединяющимися магистральным разрывом. Приводятся уравнения регрессии и графики, отражающие выявленные зависимости.

Ил. 9, табл. 1, библиогр. 13 назв.

УДК 551.243:24.02

Гречишников Н.П., Крамар О.А., Черкашин Л.А. Деформации и напряжения в докембрийских рудоносных зонах разломов по геологическим данным и результатам оптического моделирования. — В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 275–282.

Приводятся данные геологического изучения структурных условий локализации эндогенного оруденения в докембрийских зонах разломов и результаты оптического моделирования напряжений в рудоконтролирующих структурах. При крупномасштабном моделировании установлена связь рудовмещающих катакластических структур и оруденения с участками локального повышения величины касательных напряжений. На двухкомпонентных моделях разрезов рудопроявлений при учете складывающегося к моменту завершения процессов метасоматоза и рудоотложения соотношения упругостей горных пород можно предполагать связь оруденения с пониженными величинами касательных напряжений. В целом полученные данные свидетельствуют о целесообразности применения поляризационно-оптического метода при изучении структурного фактора локализации оруденения в докембрии. Метод может быть оперативно использован при прогнозировании оруденения на флангах рудопроявлений и по падению рудносных рудоносных структур.

Ил. 1, табл. 1, библиогр. 8 назв.

УДК 551.24.035 + 551.24.02. + 550.348.64

Лыков В.И., Осокина Д.Н., Петров В.А., Цветкова Н.Ю. Напряженное состояние и сейсмичность Туркмено-Иранского сегмента земной коры. В кн.: Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985, с. 282–293.

Изложены результаты моделирования особенностей локального поля напряжений  $\tau_{\max}$ , обусловленного основными разломами региона, и изучения корреляции между ними и характеристиками сейсмичности. Для участка коры между Средиземным морем и Памиром эпицентры более 54% землетрясений с  $M > 6$  размещаются в областях, отвечающих повышению  $\tau_{\max}$  в модели. Локальное поле Копетдагского региона исследовалось для трех вариантов системы разрывов. Первый вариант имитировал активизацию всех разрывов, второй – последовательное вспарывание очагов сильных ( $M > 6,5$ ) землетрясений последних 100 лет. Третий вариант повторял второй и завершался активизацией разрывов Аладаг-Биналуда. Участки зоны Передового разлома, вскрывшиеся при землетрясениях 1929, 1946 и 1948 гг., приурочены к областям модели с повышением  $\tau_{\max}$ , обусловленным очагами предшествующих землетрясений. Распределение зон повышенной сейсмической активности  $A_{1,0}$  лучше всего согласуется с распределением областей повышения  $\tau_{\max}$  в модели для третьего варианта.

Ил. 6, библиогр. 9 назв.

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ  
ТЕКТОНИКА  
В ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ  
И ПРИКЛАДНОЙ  
ГЕОЛОГИИ**

*Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики  
СО АН СССР*

Редактор *Н.В. Лукина*  
Редактор издательства *Н.М. Митяшова*  
Художник *И.Е. Сайко*  
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*  
Технический редактор *В.В. Лебедева*  
Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве  
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31051

Подписано к печати 13.11.85. Т — 17257  
Формат 70 x 100 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 24,7 + 0,1 вкл. Усл.кр.-отт. 24,8. Уч.-изд.л. 30,1  
Тираж 850 экз. Тип. зак. 844  
Цена 4 р. 80 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

4532

4532