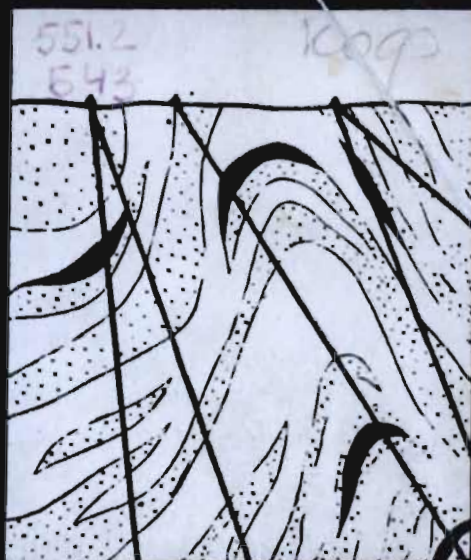


В. В. БЕЛОУСОВ
М. В. ГЗОВСКИЙ



Экспериментальная
ТЕКТОНИКА



НЕДРА · 1964

В. В. БЕЛОУСОВ, М. В. ГЗОВСКИЙ

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1964

УДК 551.240.080

Б43



КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

Тектонические деформации и разрывы формируются на протяжении многих тысяч или миллионов лет, захватывая огромные массы горных пород. Поэтому эксперименты производятся главным образом с моделями.

Механические свойства горных пород должны быть исследованы в лабораториях таким образом, чтобы возможно более полно были выяснены закономерности развития деформаций и разрывов во времени и в больших массах пород. Особенно важны кривые ползучести и длительной прочности. Экспериментальные данные о свойствах горных пород можно выразить в форме реологических уравнений. Тогда, основываясь на общей теории подобия физических явлений, из этих уравнений теоретически выводятся условия подобия, т. е. обязательные соотношения между масштабами для различных физических величин, которые необходимо соблюдать при экспериментах с моделями.

Из условий подобия следует, в какой мере уменьшение геометрических размеров должно сопровождаться уменьшением модулей упругости, прочности, вязкости и других характеристик механических свойств. Сокращение длительности процесса должно компенсироваться главным образом уменьшением вязкости.

Для исследования напряжений в моделях, испытывающих как упругие, так и пластические деформации, разработан оптический метод. Существует ряд материалов, физические свойства которых близки к теоретически требующимся при разных масштабах размеров и времени. Разработаны специальные приборы для изучения свойств таких материалов.

Следовательно, моделирование тектонических процессов теоретически обосновано и практически осуществимо.

Моделирование тектонических явлений производилось больше всего в странах, где геология развивалась наиболее интенсивно: в первой половине XIX в. — в Англии, во второй половине — во Франции и Германии. До второй мировой войны работы по экспериментальной тектонике выполнялись в США и Германии, в настоящее время моделирование тектонических явлений развивается преимущественно в СССР, США и Китайской Народной Республике.

В результате экспериментов для моделей установлен ряд закономерностей, связывающих деформации и разрывы материала с его механическими свойствами и условиями (обстановкой) деформирования.

Для участков слонстых моделей, подверженных неравномерному (в пространстве) сжатию перпендикулярно к слонности, была установлена зависимость расстояния между трещинами внутри отдельных вязких пластов от прочности этих пластов, от соотношения между мощностями тех же пластов и мощностями менее вязких, а также от величины сжимающих сил и их изменений в пространстве. Отсюда вытекает необходимость исследования влияния тех же факторов на распределение трещин в природе.

Это позволит в намеченных для разведки участках месторождений предвидеть количество рудных жил или возможную насыщенность пород нефтью. Те же закономерности в распределении трещин в других районах можно будет использовать для приближенной характеристики напряжений, действовавших

в земной коре в то время, когда возникли трещины, т. е. много миллионов лет назад.

Благодаря экспериментам с моделями было доказано, что гипотеза всплытия соляных куполов, существенно влияющих на образование многих нефтяных месторождений, не вызывает возражений с физической точки зрения. Было выяснено, что наибольшее влияние на рост отдельного купола должны оказывать мощность, вязкостные свойства и прочность пород, которые слагают залегающую над солью толщу. Распределение куполов в пространстве в значительной мере зависит от мощности и вязкости соляной толщи.

Проверка этих закономерностей на природном материале даст возможность уточнить геологические признаки, по которым выбирается место для бурения скважин при поисках нефти.

Эксперименты позволили установить, что в моделях, сжимаемых по направлению слоистости, могут возникать складки двух существенно различных типов, а также и промежуточного (смешанного) характера. Основное влияние при этом оказывают величина продольной сжимающей силы, давление, поперечное к слоям, мощность слоев, составляющих модель, коэффициент трения между слоями и вязкость и прочность материала слоев.

После того как исследования в природе уточнят наши представления о роли перечисленных факторов, можно будет заранее предвидеть тип складок, преимущественно развитых на участке будущих поисков и разведки скрытых на глубине рудных тел гидротермального происхождения, залежей нефти или пластов угля. Это поможет рационально направить разведку, точнее подсчитать запасы и яснее представить условия эксплуатации месторождения. Складкам одного типа свойственны секущие жилы, а складки другого типа способствуют возникновению согласных седловидных жил. От типа складок зависит направление и густота трещин в нефтеносных слоях и степень раздробленности и число смещений угольных пластов. Анализируя изменения складок в пространстве и геологические условия их развития, можно будет делать качественные заключения о том, как изменялась в пространстве величина усилий как продольных, так и поперечных к слоистости, действовавших во время формирования складок.

Изучение моделей складок поперечного изгиба, созданных под действием сил, поперечных к слоистости, показало, что в них участки с наибольшей трещиноватостью, особенно благоприятные для циркуляции нефти и газа и для формирования рудных месторождений гидротермального происхождения, располагаются в других местах по сравнению со складками, возникающими при действии сил, продольных к слоистости. Оказалось, что положение таких участков изменяется в зависимости от мощности слоистой толщи и распределения сил, создающих складку. Направление разрывов, осложняющих складки поперечного изгиба, зависит от скорости деформации модели. Многие из выводов, относящихся к моделям, хорошо согласуются с имеющимися отрывочными данными о природных складках, которые сами по себе еще недостаточны для их получения. Практическое значение таких выводов для поисков и разведки полезных ископаемых весьма велико.

На моделях неоднократно проверялась физическая возможность возникновения продольных к слоистости сил (создающих складки) в результате действия различных причин. Недавно было доказано, что с физической точки зрения возможно продольное сжатие толщ и интенсивное их смятие в складки при вертикальных знакопеременных движениях двух соседних разделенных разрывом глыб, на которых горизонтально залегают слоистая толща. Данная причина складкообразования была предположена для ряда районов до того, как началось испытание моделей. Эксперименты позволяют геологу представить ряд физических обоснованных причин складкообразования. Анализируя полевые данные, он должен установить, какая из причин имела место в каждом конкретном районе.

Изследование деформаций, напряжений и разрывов в моделях больших участков земной коры при различных системах внешних сил открывает возможность установления достоверных связей между нарушениями и системами внешних сил. Это нужно для того, чтобы геологи смогли, наконец, научиться

отличать участки коры, деформированные вертикальными силами, от участков, деформированных горизонтальными силами.

Затем модели позволяют (при известной системе сил) находить количественные соотношения между движениями поверхности и величиной напряжений на глубине. Результаты таких экспериментов указывают, как, анализируя тектонические движения поверхности Земли, можно приближенно вычислять величину всестороннего давления и интенсивность касательных напряжений на глубине. В данном случае эксперимент позволяет делать большие выводы по сравнению с получаемыми в результате интерпретации одних лишь полевых геологических и геофизических данных.

Умение приближенно оценивать напряжения в недрах важно для понимания физических условий образования нефти, метаморфизма угля, формирования гидротермальных руд, а также для выяснения глубинных процессов, развивающихся под земной корой. В частности, оно способствует установлению причин возникновения различных магм и прогнозу землетрясений.

Исследование механизма формирования отдельного разрыва на моделях показало, что он формируется длительно путем объединения многих ранее возникших более мелких нарушений. Тот же процесс с меньшей подробностью восстановлен и по геологическим полевым данным. Только на моделях удается проследить влияние разрыва на напряженное состояние материала вокруг него. Данные о моделях позволяют объяснить и предвидеть степень раздробленности пластов трещинами и различные виды ветвления рудных жил. Благодаря испытаниям моделей удалось сопоставить энергию и повторяемость землетрясений с геологическими величинами — длиной тектонических разрывов и градиентом скорости тектонических движений.

Таким образом, эксперимент с моделями позволяет с малой затратой средств и за короткое время получать более полные выводы по сравнению с результатами полевых наблюдений. Поэтому эксперименты помогают направлять последующие полевые исследования, которые дают возможность проверить применимость выводов о моделях к природным объектам. Точность экспериментов и надежность получаемых результатов намного ниже возможного уровня только из-за того, что механические свойства горных пород в виде образцов и в больших массах в природных условиях изучены еще очень слабо.

ВВЕДЕНИЕ

Метод эксперимента играет весьма важную роль в развитии многих наук. Однако использовать его в тектонике на первый взгляд кажется невозможным — главные объекты исследования слишком велики и жизнь наша намного короче продолжительности тектонических процессов. Несмотря на это, метод эксперимента все же доступен и в тектонике, если проводить эксперименты не непосредственно с земной корой, а с моделями отдельных ее участков. Размеры исследуемого объекта и продолжительность процесса можно при этом очень сильно сократить. Такое моделирование тектонических процессов должно использоваться не как иллюстрации уже известных представлений, выработанных в результате одних только полевых геологических наблюдений, а как особый метод исследования.

Этот метод позволяет проверять физическую возможность развития тех процессов, которые геолог предполагает в итоге проведения полевых работ. Он необходим для выработки и уточнения общих физических представлений, используемых при интерпретации геологических и геофизических фактов, а также дает возможность открытия пока еще неизвестных физических условий образования складок и разрывов определенных типов.

Нередко новые представления сначала устанавливались в результате испытания моделей, а затем подтверждались при геологических полевых наблюдениях.

Более или менее регулярные эксперименты с моделями начались в конце XIX в. в связи с изучением складчатости. Большое влияние на развитие тектоники оказали испытания моделей во Франции (Daubrée, 1879) и в США (Willis, 1893), проведенные в соответствии с контракционной гипотезой развития Земли. В связи со скудностью сведений о механических свойствах горных пород и отсутствием достаточно развитых теорий пластичности, прочности и физического подобия опыты производились без учета подобия. Образование складок воспроизводилось путем сжатия пластин листового железа, цинка, свинца, пачек бумаги, смеси гипса с воском, смолой и скипидаром.

А. Добрэ дал сводку проведенных к тому времени экспериментов по формированию минералов, метаморфических, осадочных и изверженных горных пород и экспериментов по образованию кливажа, трещин и складок в горных породах. Сжимая продольными силами листы моделей, расположенные между двумя деревянными досками, он получил складки различной формы. Скручивая пластины из гипса или стекла и сжимая призмы и кубики из гипса со смолой или из мыла, Добрэ воспроизводил различные системы трещин и зеркала скольжения.

Б. Виллис моделировал складчатость Аппалач, сжимая продольными силами слоистые образцы из воска, гипса и скипидара, смешанных в различных пропорциях. Эти модели деформировались под слоем дроби.

Гораздо меньше внимания привлекли эксперименты, выполненные в Германии в специальной лаборатории Э. Рейером (Reyer, 1892—1894). Для объяснения складчатости он вместо контракционной гипотезы выдвинул гипотезу гравитационного оползания слоистых толщ по склонам поднятий земной коры, созданных глубинными процессами. Спустя сорок лет эти идеи приобрели популярность, но стали связываться только с именами Хаармана и Беммелена. В своих экспериментах Э. Рейер воспроизвел складчатость гравитационного оползания, искусственно получил структуру будинажа. При деформации сдвига он создавал в моделях трещины, расположенные кулисообразно, моделировал горсты и грабены, радиальные и концентричные разрывы, осложняющие куполовидные антиклинали. Много экспериментов было посвящено моделированию магматических явлений — внедрению интрузий и извержениям вулканов.

Особая заслуга Э. Рейера заключалась в том, что он впервые в тектонике поставил вопрос об условиях подобия. В противоположность остальным экспериментаторам, Э. Рейер считал, что модели должны по своим механическим свойствам не приближаться к свойствам горных пород, а, наоборот, отличаться от них. Он считал, что чем меньше геометрический масштаб модели, тем мягче должен быть ее материал, тем слабее должно быть сцепление между ее частицами. Поэтому модели Э. Рейера изготавливались из влажной глины, из глины с гипсом и сахаром, из смеси гипса с водой и клеем, из глины с прослоями желатинового студня, из различных порошков. Многие из того, что в своих экспериментах получил Э. Рейер, только через 20—25 лет повторили и развили другие исследователи.

В течение первых четырех десятилетий XX в., главным образом в США, было проведено много исследований с моделями в связи с вопросами нефтяной геологии (Mead, 1920; Torrey а. Fralich, 1926; Link, 1927, 1929). Особенно сильное влияние на тектонику оказали эксперименты Л. Неттлетона (Nettleton, 1934,

1943) по образованию складок гравитационного всплывания в моделях из битума и сахарного сиропа. Эти опыты доказывали возможность такого же механизма формирования соляных куполов. Значительное развитие моделирование получило в то время и в Германии, где наибольшее число работ было проведено Г. Клоосом (Cloos, 1930 a, b, c), который уделял особое внимание моделированию тектонических разрывов и целых складчатых горных систем.

Л. Неттлетон и Г. Клоос достигли значительного успеха благодаря тому, что они, по возможности, учитывали условия подобия для вязкости и плотности, которые были математически рассмотрены согласно теории размерности (Königsberger, Mo-gath, 1913; Hubbert, 1937). Использование условий подобия оказалось возможным в связи с получением первых данных о пластичности и вязкости горных пород при высоком всестороннем давлении (Griggs, 1936—1940; Adams, 1910 a, b; Kar-man, 1911).

В сороковых годах начался современный этап истории экспериментальной тектоники. В США продолжается моделирование соляных куполов (Dobrin, 1941; Parker, Mc. Dowell, 1955) и началось воспроизведение будинажа и птигматических складок (Ramberg, 1955, 1959). В. Бухером (Bucher, 1956) была предпринята попытка воспроизвести деформации земной коры в масштабах всего земного шара. Китайские исследователи (Lee, 1945—1948; Li, 1955; Chang, 1948) моделировали различную трещиноватость и складки в земной коре. Принципиально новыми явились опыты, при которых складки создавались под действием силы Кориолиса.

В Советском Союзе (Белоусов, 1947—1960; Белицкий, 1949; Пермьяков, 1949; Гзовский, 1953—1960; Лебедева, 1956, 1958; Сычева-Михайлова, 1958; Кузнецова, 1962; Д. А. Казимиров, А. В. Вихерт и др.) было создано несколько лабораторий, в которых моделируются складки разного типа, разрывы, будинаж, а также решаются новые вопросы геолого-геофизического характера, связанные с оценкой напряжений в земной коре и прогнозом землетрясений. Ведется систематическая работа по пересмотру теоретических основ моделирования тектонических явлений и развитию этого метода. Деформации и разрывы горных пород рассматриваются согласно математической реологической теории. Условия подобия выводятся новым методом не только для деформаций, но и для разрывов — на основании реологических уравнений и развитой в СССР общей теории подобия физических процессов (теории безразмерных уравнений). Впервые в тектонике проводится изучение напряженного состояния моделей с помощью поляризационно-оптического метода. Созданы новые полимерные материалы для изготовления моделей в соответствии с условиями подобия и приборы для испытания физических свойств этих материалов.

Кроме изучения моделей, к экспериментальной тектонике относятся также лабораторные опыты с образцами горных пород, в которых получают различные деформации, трещины и динамометаморфические образования. Такие эксперименты представляют большой интерес. Они проводились А. Добрэ (Daubrée, 1879), Ф. Адамсом (Adams, 1910 a, b, 1917), Д. Григгсом и Дж. Бэллом (Griggs a. Bell, 1938), Ю. А. Косыгиным (1949), Ю. А. Розановым (1962) и др.

В данной книге рассматриваются только вопросы моделирования тектонических явлений.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

Общие принципы

При постановке вопросов, решаемых методом моделирования, во время испытания моделей и при последующем использовании результатов экспериментов необходимо придерживаться следующих общих принципов (Гзовский, 1954 а, в; 1958, 1960 б, 1963).

I. Принцип подобия моделей природным объектам. Результаты испытания моделей можно использовать при рассмотрении природных объектов только в том случае, если они подобны. Это бесспорное представление требует существенных пояснений, составляющих второй и четвертый принципы.

II. Принцип избирательности моделей (селективности) относительно процессов, происходящих в природных объектах. Модели, подобные объектам в отношении изучаемых процессов, не обязательно должны быть подобными в отношении многих других второстепенных и несущественных для нас явлений.

III. Принцип раздельного изучения на моделях (сепарации) тех существенных факторов, которые в природных объектах действуют совместно. Для четкого определения роли каждого фактора в исследуемом процессе модели нужно испытывать сериями, в каждой из которых последовательно изменять только один фактор, сохраняя действие остальных постоянным. После раздельного изучения следует испытывать сложные модели, подверженные воздействию совокупности ранее исследованных факторов.

IV. Принцип последовательных приближений (аппроксимации) к полному подобию моделей и природных объектов. В силу большой сложности природных процессов и относительности наших знаний о них модели всегда являются лишь приближенно подобными. За счет углубления представлений об условиях подобия, улучшения знаний о природных объектах и физических свойствах горных пород, разработки лучших материалов для изготовления моделей и совершенствования

техники моделирования степень подобия моделей должна непрерывно повышаться в ходе исследования. Учитывая это обстоятельство, можно испытание моделей начать, если условия их подобия еще слабо разработаны. Вместе с тем принцип последовательных приближений обязывает к определенным мерам предосторожности при распространении выводов с моделей на природные объекты.

V. Принцип статистической обоснованности заключений о результатах испытаний моделей. Выводы, получаемые путем испытания моделей, являются чисто эмпирическими, поэтому их достоверность и точность должны оцениваться и проверяться статистически, т.е. в результате многократного повторения однотипных экспериментов.

Перечисленные принципы используются совместно, они вытекают один из другого и дополняют друг друга.

Часто при моделировании тектонических явлений целесообразно разделять их на две группы. В первую включаются процессы образования складок, разрывов, будинажа и других макроскопических проявлений деформации и механического разрушения земной коры. Вторую группу составляют микроскопические проявления тех же процессов, изучаемые методами петротектоники. Явления, отнесенные к разным группам, можно исследовать на разных моделях. В дальнейшем будет рассматриваться моделирование только первой группы явлений. Таким образом, мы начинаем с принципа избирательности моделей и требуем их подобия природным объектам лишь в отношении макроскопических явлений деформаций и разрывов.

Физические явления и объекты считаются подобными, если они обладают геометрическим подобием и при этом поля всех одноименных физических переменных соответственно подобны.

Полем физической величины называется совокупность ее значений во всех точках изучаемого пространства. Подобие полей физических переменных заключается в том, что величина какой-либо переменной в любой точке одного объекта равна величине той же переменной в сходственной точке другого объекта, умноженной на постоянный коэффициент — множитель подобия, обозначаемый в дальнейшем буквой C .

Процессы деформирования земной коры и образования в ней разрывов, вызывающие их силы и физико-механические свойства горных пород характеризуются большим числом физических величин. При моделировании для каждой из них должен быть выбран множитель подобия.

При постановке каждого эксперимента необходимо устанавливать обязательный перечень множителей подобия, что является сложной задачей. Кроме того, многие физические величины имеют взаимосвязанные размерности. Поэтому, выбрав определенные множители подобия, например для расстояний и времени, мы тем самым уже предопределяем величины множи-

телей подобия скоростей и ускорений. Если принять для них другие значения, подобие нарушится. Таким образом, важной задачей является определение тех соотношений между множителями подобия различных физических величин, которые обязательны для соблюдения подобия всего процесса в целом. Уравнения, указывающие, при каких соотношениях между множителями подобия физические явления подобны, называются условиями подобия.

Условия подобия могут быть установлены двумя методами. Первый — старый и менее надежный, но зато более простой — основан на анализе размерностей физических величин. Исследователем составляется перечень физических величин, для которых должны быть введены множители подобия в соответствии с его представлением о том, какие факторы существенно влияют на моделируемое явление. Никаких определенных ограничений на этот перечень не накладывается, поэтому некоторые существенные множители подобия могут оказаться забытыми или, наоборот, появляются лишние условия, осложняющие эксперимент.

Данный метод был использован для определения условий подобия при моделировании тектонических явлений Г. Кенигсбергером и О. Моратом (Königsberger, Morath, 1913), М. Хаббертом (Hubbert, 1937), Е. Н. Люстихом (1949) и Б. Л. Шнеерсоном (1947).

Второй метод выявления условий подобия, разработанный советскими физиками В. Л. Кирпичевым, М. В. Кирпичевым (1953), А. А. Гухманом (1934) и Л. С. Эйгенсоном (1952), сложнее первого, но зато более надежен. Он также был использован для вывода условий подобия при моделировании тектонических процессов (Гзовский, 1954 в, 1960 б, 1963). Его последовательное применение в ряде случаев упрощает моделирование. Сущность этого метода заключается в том, что условия подобия выводятся из дифференциальных или интегральных уравнений, описывающих поля физических переменных величин, характерных для изучаемого процесса. Благодаря этому перечень физических величин, существенных для моделируемого процесса, оказывается вполне определенным.

Математически доказано, что в случае подобия полей уравнения могут быть приведены к тождественному безразмерному виду, если в качестве эталонных размерных масштабных единиц выбраны сходственные геометрические и физические величины. На основании последней закономерности в теории моделирования доказывается, что, идя обратным путем, можно находить те соотношения между эталонными масштабными единицами (являющимися сходственными величинами), при которых уравнения приводятся к тождественному безразмерному виду. Эти соотношения между эталонными сходственными величинами и являются условиями подобия (Эйгенсон, 1952; Кирпи-

чев, 1953). Из выбранных уравнений, описывающих исследуемый процесс, неизбежно вытекают определенные условия подобия.

Следовательно, основной задачей при установлении условий подобия должен быть выбор исходных уравнений, описывающих главные закономерности деформаций и разрушений горных пород.

На протяжении текущего столетия в физике постепенно складывается единая теория, посвященная общим закономерностям развития деформаций и разрывов в твердых и жидких телах. Основой этой теории явилась реология, которая переросла в физико-химическую механику, связывающую механические свойства тел с их молекулярным строением и химическим составом.

Общие закономерности деформирования и разрушения, экспериментально установленные для весьма различных материалов, несомненно, распространяются на горные породы. Правда, это подтверждается пока еще весьма немногочисленными, но принципиально очень важными испытаниями горных пород. Именно общие закономерности деформирования и разрушения различных материалов кладутся в основу теоретического вывода условий подобия при моделировании тектонических явлений.

Важно понять, что специфика свойств горных пород состоит не в каких-то особых общих закономерностях их деформирования и разрушения, а в своеобразных численных значениях тех характеристик свойств, которые входят в обычные общие уравнения, справедливые для самых различных материалов. Некоторые исследователи иногда не понимают этого и считают невозможным (или преждевременным) использование общих физических закономерностей при изучении деформаций и разрывов в горных породах, а также при выводе условий подобия для моделирования.

Такая позиция не способствует развитию геологии и геофизики и находится в противоречии с действительным состоянием вопроса. Ведь на самом деле многие представления о физике твердых тел основаны на экспериментах, которые физики проводили с природными кристаллическими минералами — галитом, кварцем, кальцитом, турмалином, льдом и т. д. Кроме того, горные породы под названием «камень» давно используются человеком при строительстве. Инженеры убедились на практике, что для камня не требуется каких-то особых общих теорий деформаций и разрушения, в принципе отличающихся от теорий, применимых к металлам, дереву, бетону и другим строительным материалам. Во всех учебниках сопротивления материалов и строительной механики горные породы рассматриваются с одних общих теоретических позиций вместе с металлами, пластмассами, стеклом, деревом, бетоном и т. д. Горные породы имеют с ними общие главные характеристики свойств, которые широко исполь-

зуются при расчетах по одним и тем же формулам. Практикой давно подтверждена правильность такого подхода к горным породам.

Необходимо подчеркнуть, что в экспериментальной тектонике должен быть несколько иной подход к горным породам по сравнению с тем, какой обычен в технике и в том же сопротивлении материалов. Специфика в данном случае заключается не в исключительности горных пород, а в отличии тех условий, в которых деформируются и разрушаются горные породы. Прежде всего — это необычные для техники очень большие геометрические размеры тел и громадные по продолжительности промежутки времени. Но и эти особенности геологических объектов изучения могут быть свободно учтены существующей общей физической теорией деформирования и разрушения твердых и жидких тел.

Таким образом, тектонические явления и горные породы при их тектоническом деформировании следует рассматривать на основе обычных общих физических представлений.

Теория деформаций горных пород

Всякое макроскопическое проявление деформации любого участка земной коры или его модели может рассматриваться как суммарный результат деформаций, возникающих под действием напряжений и относительных перемещений многочисленных элементарных весьма малых объемов. Если напряжения, перемещения в пространстве, деформации и разрывы каждого элементарного объема модели будут подобны напряжениям, перемещениям, деформациям и разрывам сходственного элемента земной коры, модель в целом будет подобна изучаемому участку.

Относительное перемещение каждого элементарного объема на весьма малом отрезке пути в течение весьма короткого времени может быть сведено к поступательному движению и вращению. Относительное перемещение элементарных объемов является результатом испытываемых ими ускорений, возникающих вследствие действия сил, приложенных к каждому элементарному весьма малому объему. Эти силы, т. е. напряжения, а также вызываемые ими ускорения удовлетворяют второму закону Ньютона, который выражается известной системой дифференциальных уравнений, предложенной О. Коши и называемой уравнениями равновесия и движения:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} &= \rho j_x, \\ \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} &= \rho j_y, \\ \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z} + \rho g &= \rho j_z, \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где x, y, z — декартовы координаты (ось z вертикальна);
 $\sigma_{xx}, \sigma_{yy}, \sigma_{zz}$ — нормальные напряжения на площадках, перпендикулярных указанным осям координат;
 $\tau_{xy}, \tau_{yx}, \dots, \tau_{zy}$ — касательные напряжения, действующие параллельно первой из указанных координатных осей, на площадках, которые перпендикулярны второй оси;
 ρ — плотность материала;
 j_x, j_y, j_z — проекции ускорений;
 g — ускорение силы тяжести

Члены $\rho j_x, \rho j_y, \rho j_z$ характеризуют инерционные силы (в случае статического равновесия они равны нулю).

Под действием перечисленных напряжений каждый элементарный объем испытывает также деформации и подвергается разрушению, т. е. рассекается разрывами.

При макроскопическом рассмотрении деформаций различают только два основных вида — обратимые (упругие) и остаточные (пластические) деформации.

В силу большой длительности геологических процессов в тектонофизике необходимо учитывать зависимость деформаций от времени. Принятые в технике графики «деформация — напряжение», не отражающие влияния времени, недостаточны для необходимой характеристики механических свойств горных пород. При достаточно точных измерениях влияние времени на форму таких кривых может быть выявлено на протяжении даже 10 мин (рис. 1). Чем продолжительнее время, тем заметнее его роль.

Для полноценного определения зависимости деформаций от напряжений и времени необходимо образцы горных пород длительно испытывать при постоянной величине напряжений и при этом регистрировать величину деформации. Получаемые кривые «время — деформация» обычно называются кривыми ползучести или кривыми кинетики деформации (рис. 2, а). Такие кривые были получены для различных горных пород в США (Д. Григге), Англии (Д. Филлипс), СССР (Г. Н. Кузнецов, Ж. С. Ержанов) и других странах.

В момент приложения напряжений деформация скачкообразно достигает некоторой величины (вертикальный отрезок), затем она продолжает быстро увеличиваться, но скорость ее роста постепенно уменьшается (участок выполаживающейся кривой). После этого на протяжении длительного времени скорость деформации остается постоянной (пологая прямолинейная часть кривой). Наконец происходит кратковременное увеличение скорости деформации и разрушение образца (отклонение кривой вверх).

Этим четырем участкам кривой соответствуют различные сочетания процессов, развивающихся в образце с течением вре-

мени. Для их расшифровки в различные моменты времени образцы мгновенно разгружаются и после этого продолжается регистрация происходящих обратных упругих деформаций, частично восстанавливающих первоначальную форму образца. Такие кривые показывают, что в любой момент времени действия напряжений общая деформация состоит из двух частей — об-

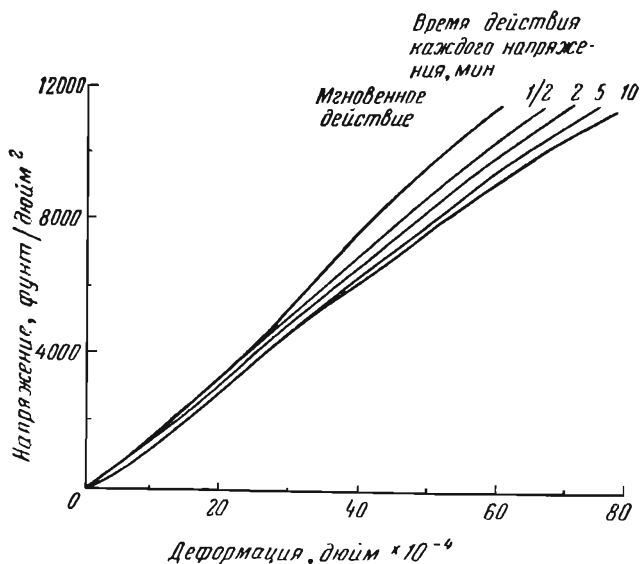


Рис. 1. Кривые сжатия глинистого сланца (Phillips, 1948). Различные наклоны кривых «деформация — напряжение» получены в зависимости от длительности действия напряжений каждой величины

ратимой и остаточной (см. рис. 2, б). В обратной можно выделить деформацию, пропадающую условно-мгновенно, и деформацию, исчезающую на протяжении некоторого времени (упругое последствие). При разгрузке образцов спустя различное время после начала действия напряжений видно, как изменяются во времени величины условно-мгновенной упругой деформации γ_I , упругого последствия γ_{II} и пластической деформации γ_{III} . В любой момент времени действия напряжений общая деформация образца γ_i равна сумме перечисленных трех составляющих:

$$\gamma_i = \gamma_I + \gamma_{II} + \gamma_{III} \quad (2)$$

Величины γ_I , γ_{II} и γ_{III} для любого момента времени непосредственно определяются по схеме кинетики деформации, в которой обобщена серия кривых, отличающихся одна от другой лишь временем разгрузки образца (см. рис. 2, в).

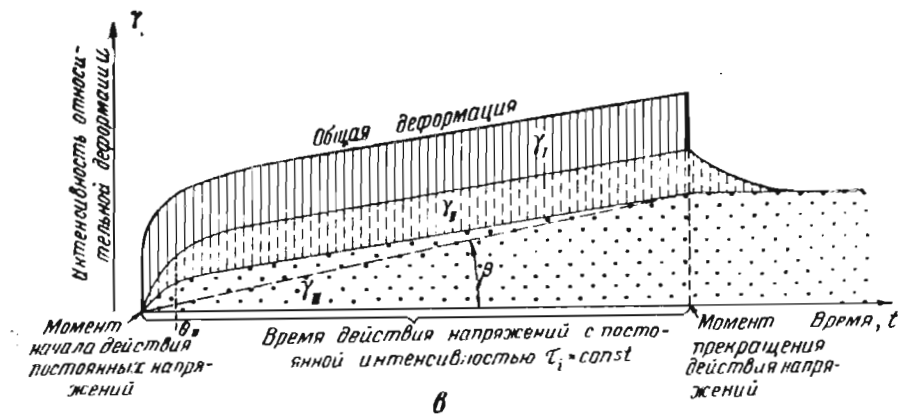
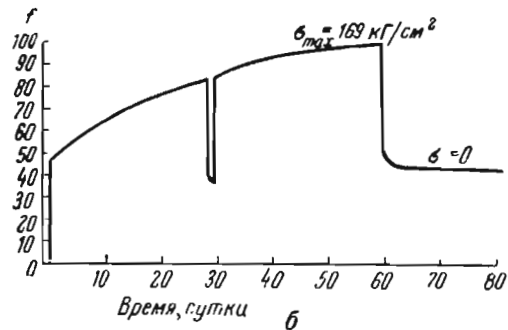
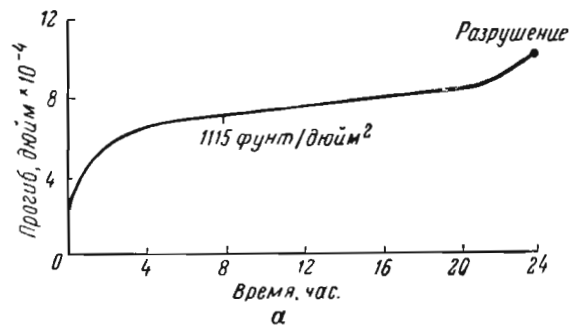


Рис. 2. Кривые деформаций горных пород при постоянных напряжениях и после прекращения их действия
 а — изгиб мрамора (Phillips, 1948); б — изгиб глинистого сланца (Кузнецов, 1947); в — условные единицы; г — схема кинетики деформации горной породы (Гзовский, 1956б)

В целях общности рассмотрения деформаций и напряжений, независимо от их одно-, двух- или трехосного проявления и от способа нагружения и деформирования образцов (сжатие, изгиб, кручение, сдвиг и т. д.), удобно характеризовать деформацию величиной ее интенсивности γ_i . Она пропорциональна октаэдрическому сдвигу $\gamma_{ок}$, т. е. сдвигу в направлении, одинаково наклоненном ко всем трем осям деформации:

$$\gamma_i = \sqrt{\frac{1}{6} [(\epsilon_1 - \epsilon_2)^2 + (\epsilon_2 - \epsilon_3)^2 + (\epsilon_3 - \epsilon_1)^2]} = \sqrt{\frac{3}{2}} \gamma_{ок},$$

где $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$ — главные удлинения.

Обобщенной характеристикой величины однородного напряженного состояния служат две величины: 1) интенсивность касательных напряжений τ_i , пропорциональная октаэдрическим касательным напряжениям $\tau_{ок}$, т. е. касательным напряжениям на площадках, одинаково наклоненных ко всем трем осям напряжений:

$$\tau_i = \sqrt{\frac{1}{6} [(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2 + (\sigma_3 - \sigma_1)^2]} = \sqrt{\frac{3}{2}} \tau_{ок};$$

2) средняя величина нормальных напряжений σ_m (всестороннее давление), равная нормальному напряжению на тех же площадках, одинаково наклоненных к трем осям напряжений:

$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} = \sigma_{ок}.$$

Для характеристики физико-механических свойств материалов приняты следующие величины.

1. Модуль условно-мгновенной упругости G_I — коэффициент пропорциональности между интенсивностью действующих касательных напряжений τ_i и интенсивностью создаваемой ими условно-мгновенной деформации γ_I :

$$G_I = \frac{\tau_i}{2\gamma_I}. \quad (3)$$

2. Модуль упругого последействия G_{II} — коэффициент пропорциональности между интенсивностью действующих касательных напряжений τ_i и максимальной равновесной величиной деформации упругого последействия $(\gamma_{II})_{max}$:

$$G_{II} = \frac{\tau_i}{2(\gamma_{II})_{max}}. \quad (4)$$

3. Модуль равновесной (полной) упругой деформации G — коэффициент пропорциональности между интенсивностью дей-

ствующих касательных напряжений и общей величиной обратной деформации $(\gamma_I + \gamma_{II})_{max}$:

$$G = \frac{\tau_i}{2(\gamma_I + \gamma_{II})_{max}} = \frac{G_I G_{II}}{G_I + G_{II}}. \quad (5)$$

От перечисленных модулей упругости деформации сдвига, зная величину коэффициента Пуассона μ , легко перейти к аналогичным модулям упругости удлинений (E_I ; E_{II} и E):

$$E_I = 2G_I(1 + \mu). \quad (6)$$

4. Время (период) релаксации упругого последействия Θ_{II} — продолжительность действия напряжений, необходимая для возникновения 0,63 величины максимальной (равновесной) деформации упругого последействия $(\gamma_{II})_{max}$. Это время выбрано потому, что процесс нарастания деформации упругого последействия обычно описывается эмпирической формулой, содержащей данную величину Θ_{II} :

$$\gamma_{II} = \frac{\tau_i}{2G_{II}} \left(1 - e^{-\frac{t}{\Theta_{II}}} \right), \quad (7)$$

где e — основание натуральных логарифмов, приближенно равное 2,7;

t — время.

Существует формула:

$$\eta_{II} = G_{II}\theta_{II}, \quad (8)$$

которая позволяет в формуле (7) заменить Θ_{II} на η_{II}/G_{II} .

5. Коэффициент эффективной вязкости η_{III} — коэффициент пропорциональности между интенсивностью касательных напряжений τ_i и скоростью пластической деформации $\frac{d\gamma_{III}}{dt}$:

$$\eta_{III} = \frac{\tau_i}{2 \frac{d\gamma_{III}}{dt}} = \frac{\tau_i}{2 \operatorname{tg} \beta}. \quad (9)$$

Скорость пластической деформации приближенно считается равной тангенсу угла наклона прямолинейной части кривой кинетики деформации, или тангенсу угла β (см. рис. 2, *в*). При этом пренебрегают изменением скорости пластической деформации во времени, которое называется упрочнением (или разупрочнением).

В приведенных формулах (3) — (9) в знаменатель входит множитель 2, обусловленный тем, что в них фигурируют интенсивности деформации и касательных напряжений γ_i и τ_i , а не просто сдвиги и максимальные касательные напряжения.

Вычисляя указанные характеристики для различных моментов времени, можно следить за их изменениями по мере развития пластической деформации. Часто этими изменениями можно пренебречь и считать все характеристики постоянными (при данном напряженном состоянии).

Приведенное на рис. 2, в графическое изображение эмпирически установленных соотношений между напряжениями, физико-механическими свойствами горных пород и развивающимися во времени деформациями можно заменить равносильным ему известным реологическим уравнением, которое вытекает из формул (2), (3), (4), (7), (9):

$$\gamma_t = \frac{\tau_i}{2G_I} + \frac{\tau_i}{2G_{II}} \left(1 - e^{-\frac{t}{\Theta_{II}}}\right) + \frac{\tau_i}{2\tau_{III}} t. \quad (10)$$

Если нас интересуют процессы длительностью в минуты, секунды и доли секунд, условно-мгновенная деформация $\frac{\tau_i}{2G_I}$ рассматривается как сумма деформации, распространяющейся со скоростью звука, и деформации, нарастающей в течение времени порядка секунд и минут:

$$\frac{\tau_i}{2G_I} = \frac{\tau_i}{2G_0} + \frac{\tau_i}{2G_{II}} \left(1 - e^{-\frac{t}{\Theta_I}}\right). \quad (11)$$

Модуль G_0 для такой «истинно гуконской» деформации много больше модуля G_I . Период релаксации Θ_I много короче периода Θ_{II} .

Если мы исследуем весьма длительные деформации и поэтому процессы с длительностью, близкой к $3\Theta_{II}$ или $4\Theta_{II}$, для нас не существенны, то обе части упругой деформации в уравнении (10) могут быть объединены в один член, характеризующий полную (равновесную) упругую деформацию:

$$\frac{\tau_i}{2G_I} + \frac{\tau_i}{2G_{II}} \left(1 - e^{-\frac{t}{\Theta_{II}}}\right) = \frac{\tau_i}{2G}. \quad (12)$$

В этом случае эмпирически установленное для горных пород выражение (10) приобретает форму, совпадающую с известным уравнением Максвелла:

$$\gamma_t = \frac{\tau_i}{2G} + \frac{\tau_i}{2\tau_{III}} t. \quad (13)$$

Широко известное уравнение (10), так же как и рис. 2, в, отражает соотношения, имеющие место при одной определенной величине напряжений. Для полной характеристики этих со-

отношений необходима совокупность ряда схем кинетики деформации, соответствующих различной величине напряжений τ_i , отложенных по третьей оси координат (рис. 3, а). Такой объемный график, относящийся к определенным температуре и всестороннему сжатию, можно упростить, спроектировав отдельные кривые кинетики деформации на плоскость, параллельную оси времени и деформаций, и надписав величину напряжений около соответствующих кривых (см. рис. 3, б).

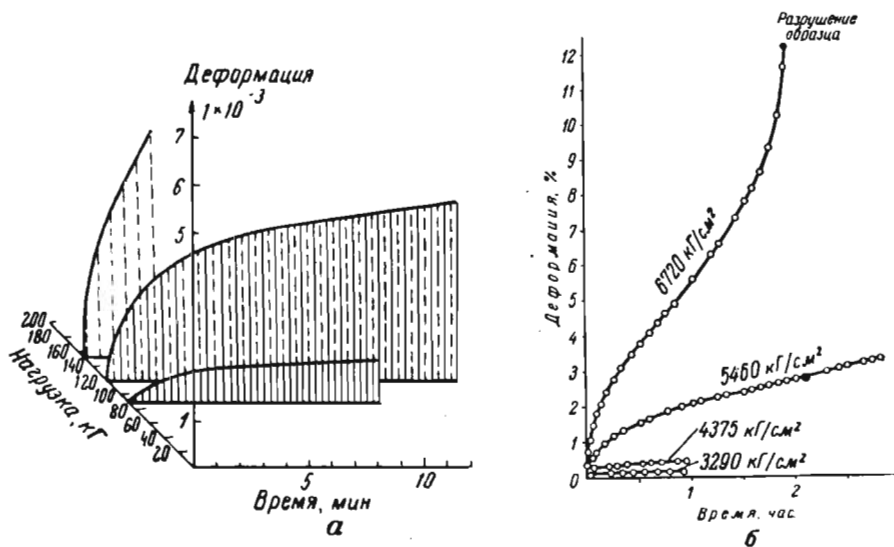


Рис. 3. Диаграммы кинетики деформации горных пород при различной величине постоянных напряжений
 а — сжатие каменной соли (Кузнецов, 1947); б — сжатие известняка по Д. Т. Григсу)

Располагая такими исчерпывающими фактическими данными, можно проверить, в какой мере перечисленные выше характеристики физико-механических свойств изменяются в зависимости от величины касательных напряжений.

Обычно модули упругости незначительно изменяются под действием этих напряжений. Заметные изменения их, достигающие 10—20%, происходят под влиянием всестороннего сжатия (Воларович, Балашов, 1957). Небольшие изменения модулей вызываются температурой (Воларович, Гуревич, 1957). При определенной температуре величины модулей обычно считают постоянными во всем диапазоне действующих напряжений. Это выражается в постоянстве угла φ на рис. 4, а.

Намного более заметны изменения времени релаксации Θ_{III} и коэффициента вязкости η_{III} , для которых констатируется

экспоненциальная зависимость от интенсивности касательных напряжений τ_i , всестороннего давления σ_m и температуры T . Эти изменения у горных пород выявлены только качественно, но количественно еще не изучены, поэтому мы предполагаем, что для горных пород справедлива одна из уже известных форм этой зависимости, установленных для разнообразных твердых поликристаллических, аморфных, а также жидких материалов:

$$\left. \begin{aligned} \eta_{III} &= m\tau_i^{-n}, \quad \eta_{III} = \eta_0 e^{\frac{-b\tau_i}{kT}}, \\ \eta_{III} &= \eta_{III \min} + (\eta_{III \max} - \eta_{III \min}) \frac{\frac{\tau_i}{P_\eta}}{\operatorname{sh} \frac{\tau_i}{P_\eta}}, \\ \eta_{III} &= \eta_0 e^{\frac{u - a\sigma_m}{kT}}, \\ \lg \eta_{III} &= \lg (\eta_{III})_0 - N\tau_i, \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

где m , n , η_0 , b , $\eta_{III \min}$, $\eta_{III \max}$, P_η , u , a , $(\eta_{III})_0$, N — постоянные величины;

k — постоянная Больцмана, равная $1,38 \times 10^{-16}$ эрг/град;

T — абсолютная температура;

e — основание натуральных логарифмов.

Первые две формулы являются эмпирическим обобщением данных о ползучести металлов, твердых полимеров и других твердых тел (Александров, 1945; Одинг, 1946; Малинин, 1948; Работнов, 1950; Беляев, 1953). Они отражают зависимость вязкости от интенсивности касательных напряжений. Третье уравнение теоретически обосновано и отражает эмпирические данные о зависимости вязкости битумов, смазок и других структурированных жидкостей от той же интенсивности касательных напряжений (Михайлов, Лихтгейм, 1955). Эти материалы имеют вязкость, близкую к теоретически требуемой у моделей, согласно условиям подобия. Предпоследняя формула отражает зависимость вязкости от всестороннего давления и температуры. Она теоретически выведена в работах Я. И. Френкеля (1934, 1945, 1960) для кристаллических твердых тел и структурированных жидкостей. Наконец, последняя формула была предложена в качестве первого приближения для горных пород (Гзовский, Осокина, 1960). Она обобщает эмпирические данные ряда исследователей (Д. Т. Григгса, Г. Н. Кузнецова и др.) о зависимости вязкости горных пород от величины касательных напряжений при постоянной температуре.

Изменения Θ_{II} изучены еще слабо.

Обратим внимание на последний отрезок кривой кинетики деформации — ее отгибающийся кверху конец. Он соответствует времени ускоряющегося разрастания разрывов внутри образца (см. рис. 2, а). Уменьшая полезное сечение образца, они поднимают величину фактически действующих в нем напряжений и тем самым увеличивают скорость деформации. Приближение времени возникновения разрывов по мере увеличения напряжений отражено на рис. 4, а.

Теория прочности горных пород

Каждая из теорий прочности, фигурирующих в различных книгах по физике и технике (в том числе в курсах сопротивления материалов), учитывает лишь часть факторов, влияющих на образование разрывов в твердых телах. Ни одна из них, взятая сама по себе, не отражает роли всех факторов, имеющих первостепенное значение при образовании тектонических разрывов. Такими главнейшими физическими факторами являются: время, всестороннее давление и температура. Кроме того, имеют значение геометрические размеры разрушаемого тела. Ясно, что прочность зависит от вещественного состава тела, т. е. от набора породообразующих минералов и структуры породы (включая пористость), которые определяются генезисом и геологической историей породы. Имеют значение химический состав растворов, заполняющих поры в породе.

Необходимый в тектонофизике синтез сведений о влиянии перечисленных факторов на прочность горных пород был предложен М. В. Гзовским (1954 а, б, г, 1956 б, 1963). Он является комплексом представлений о физических условиях возникновения тектонических разрывов, в котором объединен ряд теорий и выводов и известных экспериментов. Материал в рассматриваемом объеме считается в первом приближении однородным, изотропным и деформирующимся пластически.

Первое положение. Прежде всего принимается сформулированное Я. Б. Фридманом (1943, 1952) и развивавшееся Г. В. Ужиком (1956) и другими исследователями представление о возможности проявления в каждом материале двух типов разрушения — отрыва и скалывания — и о соответствующих им двух прочностях P_2 и P_1 . При полевых исследованиях и лабораторных экспериментах геологи давно убедились в том, что в горных породах проявляются эти два типа разрывов. Сколы возникают тогда, когда на каких-либо площадках, наклоненных под углом α к оси σ_3^* , касательные напряжения τ_α оказы-

* σ_3 обозначает алгебраически минимальные главные нормальные напряжения, т. е. наименьшие из растягивающих (если нет сжимающих) или наибольшие из сжимающих.

ваются равными P_{τ} . Отрывы появляются, когда наибольшее растягивающее напряжение $(+\sigma_1)$ равно P_{σ} . Следовательно, основное физическое условие возникновения разрывов:

$$\tau_{\alpha} = P_{\tau}; \quad +\sigma_1 = P_{\sigma}. \quad (15)$$

Тип разрушения в каждом конкретном случае определяется соотношением между прочностями материала на отрыв и на скальвание и характером напряженного состояния, порождающего разрыв. Трещины отрыва следует связывать только с максимальными растягивающими нормальными напряжениями, а трещины скальвания — с касательными напряжениями. Известно, что у горных пород прочности на отрыв обычно в 5—10 раз меньше прочностей на скальвание.

Второе положение. Величины нормальных растягивающих и касательных напряжений, приводящих к разрушению, т. е. прочности P_{σ} и P_{τ} не являются постоянными. Они увеличиваются с сокращением длительности действия d разрушающих напряжений, с ростом всестороннего сжатия σ_m и с понижением температуры T . Это доказывают эксперименты и теория С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева (1953), Г. М. Бартенева (1955), гипотеза О. Мора (Mohr, 1882) и результаты опытов с горными породами, опубликованные в работах Т. Кармана (Karman, 1911), Д. Григгса (Griggs, 1936, 1940, 1949), Д. Филлипса (Phillips, 1948), Г. Н. Кузнецова (1947), Е. Робертсона (Robertson, 1955). Оказывают влияние на прочность горных пород также состав и концентрация растворов, циркулирующих в земной коре (теория П. А. Ребиндера, 1932, 1944 и опыты Д. Григгса, 1949), и величина испытываемых образцов.

Действие перечисленных факторов можно охарактеризовать следующим образом.

1. Непосредственной физической причиной сколов (или отрывов) являются касательные (или растягивающие нормальные) напряжения определенной величины, равной P_{τ} и P_{σ} , лишь в том случае, если они действуют в течение достаточно длительного времени. Если больше напряжение, то меньше необходимая для разрушения горных пород длительность его действия (рис. 4, а).

Основные закономерности зависимости разрушения путем отрыва от длительности действия d напряжений установлены для поликристаллов (металлов), аморфных силикатных стекол и полимерных аморфных материалов вполне достоверно (Журков и Нарзуллаев, 1953). По-видимому, те же закономерности распространяются и на случай разрушения путем скальвания. Та же общая закономерность оказалась справедливой и для горных пород при их разрушении путем скальвания (эксперименты Д. Григгса, 1936 и Д. Филлипса, 1948). Поэтому следует ожидать, что логарифм длительности действия разрушающих напряжений $\lg d$ и величина этих напряжений (длительная проч-

ность) P_d связаны приближенной зависимостью, которая на графике отражается прямой линией (см. рис. 4, б). Теоретический анализ прочности (Бартенев, 1955) заставляет нас считать эту

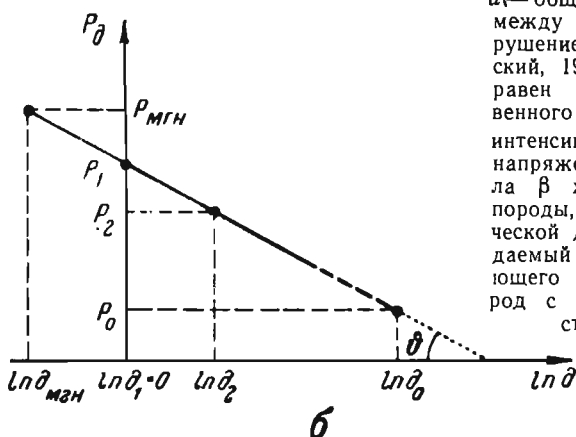
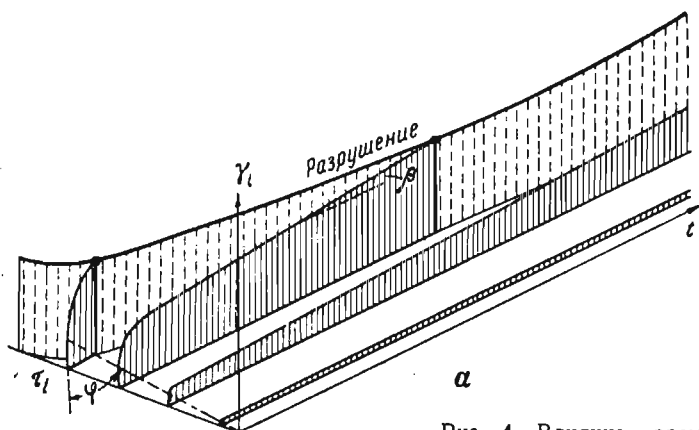


Рис. 4. Влияние времени на прочность горных пород
 а — общая схема соотношений между деформациями и разрушением горных пород (Гзовский, 1960в). Тангенс угла φ равен модулю условно-мгновенного сдвига G_1 . Отношение интенсивности касательных напряжений τ_1 к тангенсу угла β характеризует вязкость породы, связанную с пластической деформацией; б — ожидаемый вид графика, связывающего прочность горных пород с длительностью δ действия напряжений

прямую ограниченной двумя крайними точками, соответствующими максимальной (мгновенной) $P_{\text{МГН}}$ и минимальной P_0 прочностям. Значения величин этих двух прочностей и соответствующих им длительностей действия напряжений $\delta_{\text{МГН}}$ и δ_0 однозначно определяют весь график, т. е. дают полную характеристику зависимости длительной прочности P_d от времени.

Мгновенную прочность $P_{\text{МГН}}$, соответствующую чрезвычайно короткому времени действия напряжений порядка 0,0001 сек и менее, весьма трудно измерить и нет необходимости использовать на практике. Поэтому целесообразнее вместо $P_{\text{МГН}}$ выбрать какую-либо другую точку на графике. Удобной является точка со временем δ_1 , равным 1 сек, логарифм которого равен нулю.

Прочность, соответствующую этому времени, можно обозначить P_1 и называть «условно-мгновенной». Минимальная прочность P_0 и соответствующее ей время ∂_0 также практически неудобны для использования, так как их непосредственное измерение невозможно (∂_0 может достигать миллиардов лет). Поэтому вместо P_0 придется брать экспериментально определенную прочность P_2 при длительности ∂_2 . Используя P_1 и P_2 и соответствующие им $\ln \partial_1 = 0$ и $\ln \partial_2$, уравнение зависимости P_∂ от ∂ записывается следующим образом:

$$\frac{P_1 - P_\partial}{P_1 - P_2} = \frac{\ln \partial}{\ln \partial_2}, \quad (16)$$

откуда

$$\ln \partial = \frac{\ln \partial_2}{P_1 - P_2} P_1 - \frac{\ln \partial_2}{P_1 - P_2} P_\partial. \quad (17)$$

Введя обозначения

$$\frac{\ln \partial_2}{P_1 - P_2} = \frac{1}{\zeta}, \quad \frac{1}{\zeta} \cdot P_1 = \ln \delta, \quad (18)$$

вместо формулы (17), получаем уравнение

$$\ln \partial = \frac{P_1 - P_\partial}{\zeta}, \quad (19)$$

которое после потенцирования приобретает вид

$$\partial = \partial_1 \cdot e^{\frac{P_1 - P_\partial}{\zeta}}, \quad (20)$$

Вместо этой формулы из формул (17) и (18) можно получить другую, совпадающую с уравнением В. Буссе и др. (1942) и С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева (1953):

$$\partial = \frac{\delta}{e^{\frac{P_\partial}{\zeta}}}, \quad (21)$$

где e — основание натуральных логарифмов, равное 2,7.

Из уравнений (18) следует, что величины коэффициентов δ (с размерностью времени) и ζ (имеющего размерность напряжения) вполне определяются двумя длительными прочностями P_1 и P_2 и соответствующими им длительностями действия напряжений $\partial_1 = 1$ и ∂_2 .

Коэффициент ζ отражает зависимость прочности от длительности действия напряжений и представляет собой угловой коэффициент прямой графика «прочность — логарифм длительно-

сти действия напряжений» (см. рис. 4, б). Он равен $\operatorname{tg} \theta$. Решая уравнение (17) относительно длительной прочности P_{∂} , получаем:

$$P_{\partial} = P_1 - \zeta \ln \frac{\partial}{\partial_1}. \quad (22)$$

При решении различных тектонических вопросов бывает удобнее выражать соотношения между величиной разрушающих напряжений (касательных, или нормальных) и длительностью их действия либо уравнением С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева (21), либо одной из равносильных ему формул (20) или (22).

Для каждого материала должны быть выяснены и указаны величины $P_{1\tau}$, $P_{2\tau}$, $\partial_{2\tau}$ (либо $P_{1\tau}$ и ζ_{τ}), характеризующие зависимость разрушения путем скалывания от времени, а также $P_{1\sigma}$, $P_{2\sigma}$, $\partial_{2\sigma}$ (или $P_{1\sigma}$ и ζ_{σ}), характеризующие разрушение путем отрыва. Ясно, что величины $P_{1\tau}$ и $P_{1\sigma}$, так же как ζ_{τ} и ζ_{σ} , имеют размерность напряжения.

2. Влияние всестороннего давления σ_m на прочность горных пород выяснено известными экспериментами О. Мора, Т. Кармана, Д. Григгса, Е. Робертсона и др. Гипотеза О. Мора (Mohr, 1882) достаточно полно отражает две формы проявления этой зависимости в случае разрушения путем скалывания.

Во-первых, с ростом всестороннего сжатия увеличиваются касательные напряжения, необходимые для разрушения горной породы путем скалывания при одной и той же длительности действия напряжений. Иными словами, происходит увеличение любой длительной прочности на скалывание $P_{\partial\tau}$.

Во-вторых, трещины скалывания в горной породе возникают в каждой точке вдоль двух площадок, отклоняющихся от двух площадок действия максимальных касательных напряжений в сторону оси алгебраически минимального главного нормального напряжения σ_3 на угол $(45 - \alpha)$. Величина угла между направлением σ_3 и площадкой скалывания (называемого углом скалывания и равного α) зависит от влияния нормальных напряжений на прочность материала на скалывание. Чем меньше зависимость этой прочности от нормальных напряжений, тем ближе угол скалывания к 45° . В первом приближении, при определенной длительности ∂ действия напряжений, зависимость прочности на скалывание $P_{\partial\tau}$ от нормальных напряжений на поверхности скалывания σ (в небольшом их интервале) выражается формулой:

$$P_{\partial\tau} = (P_{\partial\tau})_0 - q\sigma, \quad (23)$$

где $(P_{\partial\tau})_0$ — прочность на тех площадках, на которых нормальное напряжение σ равно 0;

q — коэффициент, являющийся в свою очередь функцией σ и уменьшающийся с увеличением сжатия:
 $q = f(\sigma)$.

Если рассматривать прочности, соответствующие длительности действия напряжений около 1 сек, выражение (23) примет вид:

$$P_{1\tau} = (P_{1\tau})_0 - q\tau. \quad (24)$$

При подстановке формулы (24) в формулу (22) получается основное обобщающее уравнение прочности на скалывание:

$$P_{\sigma\tau} = (P_{\sigma\tau})_0 - q\sigma - \zeta \ln \frac{\partial}{\partial_1}. \quad (25)$$

Угол скалывания α отражает величину q , так как

$$q = \operatorname{tg}(90 - 2\alpha) = \operatorname{tg} 2(45 - \alpha) = \operatorname{ctg} 2\alpha. \quad (26)$$

Прочность горных пород на отрыв не исследовалась как функция всестороннего давления. По-видимому, она также повышается с увеличением всестороннего сжатия. В отличие от трещин скалывания трещины отрыва не должны изменять своего расположения по отношению к осям напряжений в зависимости от величины всестороннего давления.

3. Влияние температуры на прочности горных пород на отрыв и на скалывание не исследовано. Вероятно, оно должно быть сходным с тем влиянием температуры на прочность на отрыв ряда аморфных и поликристаллических материалов, которое установлено экспериментально и отражено в уравнении С. Н. Журкова и Б. Н. Нарзуллаева (1953):

$$\partial = \delta_T e^{\frac{u}{kT}}, \quad (27)$$

где ∂ — необходимая для разрушения длительность действия напряжений;

δ_T ; u — постоянные материалы с размерностями времени и энергии;

k — постоянная Больцмана, равная $1,38 \cdot 10^{-16}$ эрг/град;

T — абсолютная температура.

Физический смысл произведения kT заключается в том, что оно указывает среднюю величину кинетической энергии частиц (атомов или ионов) горной породы, поскольку их средняя кинетическая энергия приравнивается $\frac{3}{2}kT$. Полное значение средней энергии одной частицы (кинетической и потенциальной) равно $3kT$.

Величина u называется энергией активации процесса разрушения. Когда произведение kT равно u , длительность действия разрушающих напряжений $\partial = 2,7\delta_T$. Таким образом, u характеризует зависимость прочности материала от темпера-

туры. По-видимому, для горных пород в дальнейшем надо будет установить величины u_1 и u_2 , соответственно отражающие влияние температуры на прочности на скалывание и отрыв.

При предварительных расчетах можно иметь в виду, что, согласно Г. М. Бартеневу (1955), прочность ряда материалов, в том числе силикатных стекол, в значительном интервале температур почти линейно уменьшается с подъемом температуры, приближенно соответствуя уравнению:

$$P \approx P_T - aT, \quad (28)$$

где a — коэффициент, характеризующий свойства материала;
 P_T — прочность при определенной температуре.

4. Зависимости прочностей горных пород от состава и концентрации разнообразных циркулирующих в земной коре природных растворов исследованы чрезвычайно слабо. Поэтому учитывать их на данной стадии изучения тектонических разрывов не удастся.

5. Приведенные в справочниках величины условно-мгновенных прочностей горных пород относятся к испытываемым в лабораториях образцам с поперечным сечением от единиц до десятков квадратных сантиметров. Важно, что при сильном увеличении или уменьшении размеров деформируемых тел нужно ожидать уже отмечавшиеся рядом исследователей (Кузнецов, 1947 и др.) изменения величин условно-мгновенных прочностей, т. е. должно допускаться влияние на прочность «масштабного фактора». Одна из причин этого слабоизученного явления заключается в неоднородностях и «дефектах», имеющихся в горных породах. В очень маленьких образцах, соизмеримых с микротрещинами, порами и отдельными зернами кристаллов в горной породе, должны отмечаться и сильно пониженные прочности (за счет микротрещин и пор), и значительно повышенные (когда все сечение образца занято одним прочным и целым кристаллом).

Обычные образцы выбираются из промежутков между трещинами в естественном массиве горных пород. Более крупные штуфы могут включать в себя незалеченные жилами микроскопические трещины. Поэтому в крупных штуфах вероятно снижение прочности.

Таким образом, в уравнениях (15), (20) — (23), (25) величины постоянных членов зависят от габаритов разрушаемого тела.

Третье положение. Прочности в каждой группе горных пород могут изменяться в широких пределах в зависимости от их литологических и петрографических особенностей, обусловленных геологической историей формирования пород (Залесский, Розанов, 1960).

Четвертое положение. Хотя размеры разрывов определяются первоначальным полем напряжений и режимом последующего напряженного состояния, создаваемого внешними силами, а также механическими (прочностными) свойствами материала, все же для понимания процесса формирования разрывов необходимо учитывать и обратное влияние появляющихся поверхностей разрушения на напряженное состояние участков, которые их окружают. Появление каждого разрыва всегда приводит к изменению напряженного состояния его окрестностей. Это проявляется различным образом.

Пятое положение. Перечисленные выше закономерности в развитии элементарных поверхностей механического разрушения нужно рассматривать как следствие того, что процесс разрушения развивается во времени длительно и неравномерно совместно с пластическим и упругим деформированием и с противоположными разрушению процессами залечивания разрывов (Гзовский 1956а, б).

Шестое положение. Механизмы разрушения материала при возникновении крупных сложно построенных разрывов на разных стадиях этого процесса могут быть различными (Гзовский, 1956а).

Условия подобия

Система уравнений, описывающая в совокупности известные нам сейчас эмпирические закономерности, связывающие напряжения, время, деформации, разрывы и физико-механические свойства горных пород, отражает общие физические закономерности, установленные для весьма разнообразных материалов (Griggs, 1940; Одинг, 1946; Френкель, 1945; Александров, 1945; Михайлов, Лихтгейм, 1955). Имеются эксперименты, которые показали, что общие закономерности распространяются и на горные породы. Это позволяет, несмотря на слабую изученность физико-механических свойств горных пород, считать данные уравнения применимыми в тектонофизике.

Весьма ценно, что совокупность уравнений хорошо передает не только общие закономерности, но и специфику механических свойств различных материалов, проявляющуюся в зависимости η_{III} от τ_i и σ_m , в зависимости прочностей $P_{\partial\tau}$ и $P_{\partial\sigma}$ от длительности действия напряжений, в ограниченности максимальной возможной величины упругой деформации, которая определяется соотношением величин модулей упругости и условно-мгновенных прочностей, и т. д.

Совокупность обсуждаемых уравнений (равносильных графическому изображению эмпирических закономерностей деформирования и разрушения горных пород, приведенных на рис. 2 и 3) отражает соотношения при экспериментах, длительность которых не превышала нескольких месяцев для горных пород и

десять лет для металлов. Для перехода от этих лабораторных данных к представлениям о весьма длительных процессах важно принять во внимание следующее.

1. Представления о закономерностях весьма длительных природных деформаций могут быть составлены лишь путем экстраполяции данных о кратковременных лабораторных испытаниях при учете общих физических закономерностей. Постановка экспериментов длительностью в тысячелетия не даст результатов для нашего поколения.

2. Полученные в лаборатории кривые кинетики деформации (см. рис. 2, а; 3, б) полностью отражают все стадии развития процессов с начала и до конца — от условно-мгновенной деформации до разрушения породы.

3. Увеличение общей длительности процесса возможно лишь за счет снижения интенсивности касательных напряжений.

4. В диапазоне возможной продолжительности лабораторных экспериментов снижение интенсивности касательных напряжений приводит к увеличению общей длительности процесса. Это происходит в основном за счет удлинения третьей стадии, соответствующей прямой частью наклонной части кривой кинетики деформации горной породы. В настоящее время нет данных, свидетельствующих об изменении этой закономерности в связи с увеличением длительности эксперимента с горными породами.

5. Жидкости имеют кривые кинетики деформации, подобные кривым горных пород. В жидкостях развиваются упругие и пластические деформации и даже разрывы (Корнфельд, 1951). Но продолжительность первых двух стадий деформации (до установления постоянной скорости пластической деформации) в жидкостях в 10^3 — 10^6 раз меньше, чем у горных пород. Поэтому, исчисляя время в относительных единицах, равных продолжительности первых двух стадий, можно считать кривые кинетики деформации жидкостей на протяжении месяцев и годов аналогичными кривым для горных пород, если бы мы их испытывали в течение тысячелетий и миллионов лет.

6. Поскольку при длительном испытании жидкостей происходит удлинение в основном только третьей стадии процесса, следует предполагать аналогичное влияние продолжительности процесса и на форму кривых кинетики деформации горных пород.

Все приведенные соображения позволяют допускать экстраполяцию приведенных выше уравнений (2), (10), (14), (19), (21), (22), (25) и рис. 2, 3 и 4 на процессы длительного деформирования и разрушения горных пород в природных условиях на протяжении тысяч и даже миллионов лет.

Основное уравнение (10) в несколько упрощенном виде (13) использовалось при рассмотрении геологических процессов рядом видных геофизиков — В. Гутенбергом (Gutenberg, 1939),

К. Булленом (Bullen, 1953), В. А. Магницким (1953), Е. Ф. Са-варенским (1955) и др.

Таким образом, формулы (2), (10), (14), (19), (21), (22), (25) и уравнения (1), несомненно, можно класть в основу вывода условий подобий. При этом имеется в виду принцип последовательных приближений, согласно которому возможны последующие уточнения исходных уравнений и вытекающих из них условий подобия. Из перечисленных уравнений, в итоге чисто математических операций, опубликованных ранее (Гзовский, 1954, 1963), однозначно вытекают вполне определенные условия подобия. Обозначим

$$\left. \begin{aligned}
 \frac{\text{расстояние } l \text{ на модели}}{\text{расстояние } l \text{ на объекте}} &= C_l ; \\
 \frac{\text{напряжение } \sigma \text{ в модели}}{\text{напряжение } \sigma \text{ в объекте}} &= C_\sigma ; \\
 \frac{\text{напряжение } \tau \text{ в модели}}{\text{напряжение } \tau \text{ в объекте}} &= C_\tau ; \\
 \frac{\text{модуль упругости } E \text{ модели}}{\text{модуль упругости } E \text{ объекта}} &= C_E ; \\
 \frac{\text{модуль упругости } G \text{ модели}}{\text{модуль упругости } G \text{ объекта}} &= C_G ; \\
 \frac{\text{коэффициент вязкости } \eta \text{ модели}}{\text{коэффициент вязкости } \eta \text{ объекта}} &= C_\eta ; \\
 \frac{\text{прочность модели } P}{\text{прочность объекта } P} &= C_P ; \\
 \frac{\text{плотность } \rho \text{ модели}}{\text{плотность } \rho \text{ объекта}} &= C_\rho ; \\
 \frac{\text{время } t \text{ на модели}}{\text{время } t \text{ на объекте}} &= C_t ; \\
 \frac{\text{ускорение } g \text{ на модели}}{\text{ускорение } g \text{ на объекте}} &= C_g ; \\
 \frac{\text{энергия } u \text{ модели}}{\text{энергия } u \text{ объекта}} &= C_u ; \\
 \frac{\text{температура } T \text{ модели}}{\text{температура } T \text{ объекта}} &= C_T .
 \end{aligned} \right\} (29)$$

В результате одних только математических преобразований указанных уравнений (1), (2), (10), (14), (19), (21), (22), (25) вскрываются следующие обязательные соотношения между этими множителями подобия:

$$C_G = C_\rho C_g C_l ; \quad (30)$$

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

$$C_t = C \frac{1}{l} C^{-\frac{1}{2}} C^{-\frac{1}{2}} g . \quad (32)$$

Если зависимость вязкости горных пород от всестороннего сжатия отражена предпоследней из формул (14), то в условия подобия надо включить

$$C_u = C_l^3 C_G; \quad (33)$$

$$C_a = C_l^3. \quad (34)$$

Зависимость вязкости от касательных напряжений, например последняя из формул (14), приводит к условию подобия

$$C_N = C_\tau^{-1}. \quad (35)$$

Кроме того, множители подобия разных физических величин, характеризующих изменения вязкости (см. формулу 14) и прочностей (25) и имеющих одинаковую размерность (например, размерность напряжения τ , σ , G , E , P , ζ и др.), должны быть одной и той же величины. Поэтому

$$C_{P_{1\tau}} = C_\zeta = C_\sigma = C_\tau = C_E = C_{E_I} = C_{E_{II}} = C_G = C_{G_I} = C_{G_{II}} = C_{P_\tau}; \quad (36)$$

$$C_{\gamma_{II}} = C_{\gamma_{III}} = C_{\gamma_{III \max}} = C_{\gamma_{III \min}}; \quad (37)$$

$$C_l = C_{\theta_{II}} = C_{\theta_{III}} = C_{\theta_\sigma} = C_{\theta_\tau} = C_\delta = C_{\delta_\sigma}. \quad (38)$$

Множитель подобия температур C_T обычно не связан ни с одним другим множителем подобия. Однако размерность температуры входит в размерность постоянной Больцмана k в одной из формул (14), и поэтому при экспериментах, требующих учета данной зависимости, нужно соблюдать условия

$$C_T = C_G C_l^3. \quad (39)$$

Все безразмерные величины, такие, как q из уравнений (24) и (25), коэффициент трения k_f , коэффициент Пуассона μ и т. д., не должны изменять своей величины при переходе от природного объекта к модели.

Таким образом, перечисляются все условия подобия для процессов упругих и пластических деформаций и образования разрывов. При этом приняты во внимание как статические силы, так и силы инерционного характера, входящие в уравнения (1). Коэффициенты вязкости были рассмотрены как функции температуры, всестороннего давления и интенсивности касательных напряжений. Прочности рассматривались как функции времени, а для прочности на скалывание учтена ее зависимость от нормальных напряжений.

Приведенные условия подобия выводятся в общей форме для самых разнообразных случаев деформирования и разрушения горных пород. Это позволяет судить о том, какими свой-

ствами должны обладать те материалы, из которых изготавливаются модели. При такой общей постановке вопроса учитывать граничные и начальные условия невозможно, так как в разных конкретных случаях они различны. Общими при этом остаются: порядок размеров моделей, длительность опытов, вязкость, упругость и прочность материалов.

При решении вопроса о том, какой должна быть каждая конкретная модель при исследовании определенного случая, дополнительный учет граничных и начальных условий становится обязательным. Из них, вообще говоря, может вытекать какое-нибудь дополнительное условие подобия. При тектоническом моделировании граничные и начальные условия обычно сводятся к тому, что указываются либо напряжения, либо перемещения на контуре или внутри модели, т. е. величины, множители подобия которых уже входят в приведенные условия подобия. Поэтому при тектоническом моделировании никаких дополнительных общих условий подобия в результате учета граничных и начальных условий обычно не возникает.

Приведенные условия подобия являются наиболее подробными и общими из всех предлагавшихся, однако во многих случаях применение всех этих условий не является обязательным. Часто они могут быть сильно упрощены и сведены либо к трем (30, 31, 36), либо к двум (30, 31), либо только к одному условию (30 или 31). При рассмотрении условий подобия для каждого конкретного эксперимента нередко удается, применяя принцип раздельного моделирования существенных факторов (принцип сепарации), исключить из рассмотрения или какое-нибудь уравнение, или некоторые члены отдельных уравнений. Этот вопрос подробно рассмотрен в другой работе (Гзовский, 1963).

Особенно важно знать, есть ли необходимость соблюдать подобие ускорений и связанных с ними сил инерционного характера. Если такая необходимость есть (например, при исследовании сейсмических волн), приходится удовлетворять условию (32), которое связывает множители подобия геометрических размеров, времени и ускорения силы тяжести. Поскольку последний множитель близок к единице, это условие требует, чтобы значения множителей подобия геометрических размеров и времени были жестко связаны один с другим. При исследованиях тектонических деформаций условие (32) требует весьма длительных испытаний крупных моделей или испытания моделей на центрифугах, что сильно осложняет работу.

Однако в большинстве случаев моделируются такие тектонические процессы, при которых ускорения весьма малы и поэтому силами инерционного характера можно пренебрегать. Тогда члены уравнений равновесия и движения (I), содержащие множители j_x , j_y , j_z , могут быть приравнены к нулю, и в этой системе уравнений остается единственная величина с раз-

мерностью ускорения — это постоянная ускорения силы тяжести g с размерностью $см/сек^2$.

Как известно, ускорение равно силе f , деленной на массу m , т. е. величине с размерностью $дина/г$. В уравнении (1) ускорение силы тяжести входит только в произведение его на плотность ρ , которая измеряется в $г/см^3$ и получается делением массы m на объем l^3 . Это произведение можно обозначить d и представить следующим образом:

$$\rho \cdot g = \frac{m}{l^3} \cdot \frac{f}{m} = \frac{f}{l^3} = d \text{ дина/см}^3. \quad (40)$$

Величина d называется объемным весом и имеет физический смысл силы, ее размерность такая же, как и остальных слагаемых в уравнениях (1). После подстановки d вместо ρg систему (1) надо называть уравнениями равновесия.

В остальных уравнениях, из которых выводятся условия подобия, больше нет величин с физическим смыслом ускорения. Поэтому можно при моделировании использовать принцип селективности и не принимать во внимание те соотношения, которые возникают между ускорениями в природе и на моделях. Учитываться должны лишь соотношения объемных весов, множитель подобия которых

$$C_d = C_\rho C_g. \quad (41)$$

Время входит в исходные уравнения (7), (10), (13), (20), (22), (25) таким образом, что оно или вообще не связано с геометрическими размерами, или же совместно с ними входит в размерность величин, характеризующих механические свойства среды, ее вязкость и длительную прочность. Поэтому согласование множителя подобия геометрических размеров с множителем подобия времени может осуществляться без учета формулы (32) на основе условий (30), (31) и (41), из которых следует:

$$C_t = \frac{C_\eta}{C_d \cdot C_l}. \quad (42)$$

Последняя формула показывает, что множитель подобия геометрических размеров может выбираться независимо от множителя подобия времени. Согласование их величин, предписанное последней формулой, может достигаться за счет множителя подобия вязкости, величина которого свободно изменяется в очень широких пределах. Это дает возможность испытывать небольшие модели в течение короткого времени.

Таким образом, удается теоретически сформулировать требования, которым модели должны удовлетворить, чтобы быть подобными природным объектам.

Изложенные теоретические представления об условиях подобия сформировались в течение последних 10 лет. До этого при моделировании тектонических явлений использовались более простые качественные представления о подобии. Обычно признаком существования физического подобия считалось геометрическое подобие структурных форм, полученных на модели и наблюдаемых в природе. Данный подход, широко распространенный в прошлом, весьма уязвим с теоретической точки зрения и нередко являлся причиной ошибочных выводов. Ведь каждая деформация зависит от двух групп факторов: во-первых, от системы приложенных к телу сил (включая длительность их действия) и, во-вторых, от механических свойств тела.

При рассмотрении деформаций в земной коре геологи не всегда могут надежно определить систему действовавших сил. Нередко при испытании моделей геолог, создавая определенную систему сил, не гарантирован от ошибок. Если к тому же он произвольно выбирает и материал, не предъявляя определенных количественных требований к его свойствам, то в модели могут сложиться условия, либо близкие к подобным, либо далекие от подобия природным процессам.

В истории моделирования известны примеры, когда экспериментаторы удачно выбирали свойства материала модели и систему внешних сил и поэтому получали правильные результаты моделирования. Таковы были опыты по воспроизведению структуры будинажа, проведенные В. В. Белоусовым (1952) и Г. Рамбергом (Ramberg, 1955) *.

Вместе с тем известны и другие примеры экспериментов, при которых материал для модели был выбран неудачно. Однако исследователи, пользуясь свободой в подборе внешних сил, ставили эксперимент таким образом, чтобы добиться геометрического сходства деформаций и разрушения модели с природным объектом. При этом физического подобия модели с природным объектом не было, так как не было подобия ни в свойствах материала, ни в системе деформирующих сил. Таковы были опыты Е. Н. Пермякова (1949) по образованию куполовидных платформенных складок. Его модели делались из слишком жестких слоев гипса, которые под действием поднимавшегося снизу вверх штампа не испытывали такого же изгиба, какой происходит в природных слоях. Это вызывалось несоблюдением подобия свойств материалов. Для того чтобы добиться морфологического сходства модели с природными складками, экспериментатор покрывал модель толстым резиновым листом с жестко закрепленными краями. В итоге он добивался того, что геометрическая форма складки и трещин в модели была сходной с платформенными дислокациями. Однако известно, что в природе на свободную верхнюю поверхность осадочного по-

* Эти опыты будут описаны ниже.

крова не действуют никакие силы, аналогичные сопротивлению резинового листа.

Может показаться, что мы имеем право считать эксперимент проведенным правильно, если, во-первых, свойства материала модели удовлетворяют условиям подобия и, во-вторых, результат деформации модели геометрически подобен природным деформациям. Однако и в этом случае нельзя утверждать, что созданная на модели система сил статически эквивалентна такой системе, которая подобна природной, иными словами, что силы выбраны правильно.

Дело в том, что морфологически сходные деформации могут возникать в одном и том же материале при существенно разных системах сил. Так, например, складки коробчатой формы возникают в природе, а также получаются на моделях либо при действии поперечных к слоистости вертикальных сил, либо под действием горизонтального сжатия вдоль слоев в условиях повышенного всестороннего сжатия. Поэтому даже при соблюдении подобия свойств материала геометрическое подобие не следует принимать за строгое доказательство подобия сил, а значит, за доказательство физического подобия процессов.

Итак, необходимо обеспечивать и подобие свойств материалов, и подобие сил (включая граничные и начальные условия). Если при этом результат эксперимента оказывается также геометрически подобным природным деформациям, то мы можем считать опыт проведенным правильно и процесс в модели физически подобным природному процессу. Тогда основные качественные и количественные закономерности процесса, происходившего в модели на наших глазах, мы имеем право распространить на природные явления.

Механические свойства горных пород и эквивалентных материалов

Механические свойства горных пород в обобщенном виде охарактеризованы в табл. 1. Более подробные сведения о модулях упругости горных пород имеются в справочниках. Обычно эти модули порядка 10^{11} — 10^{12} *дин/см²*. Точных данных о периоде релаксации упругого последействия (Θ_{II}) до сих пор нет.

Коэффициент вязкости, связанный с пластической деформацией (η_{III}), изучен еще очень слабо. Обычно он составляет от 10^{17} до 10^{23} *пз*. Имеющиеся экспериментальные данные были нанесены на диаграмму «логарифм вязкости — интенсивность касательных напряжений» (Гзовский, Осокина, 1960). На ней выделены основные группы пород, существенно отличающиеся по пластической деформируемости, и отражено общее уменьшение вязкости пород по мере увеличения касательных напряжений (рис. 5). Эта диаграмма в первом приближении создает общее представление о вязкости больших масс горных пород в естественных условиях залегания. Она требует значительных

Сопоставление механических свойств горных пород и эквивалентных материалов

| Характеристика свойств в единицах CGS | Горные породы | Эквивалентные материалы | | | | | |
|---|------------------------|---|-------------------------|-------------------------------|---|--------------------------------|-----------------------------|
| | | при C_I от 10^{-4} до 10^{-5} и C_I от 10^{-11} до 10^{-13} | | | | при $C_I=10^{-5}$ и $C_I=10^0$ | |
| | | теоретически требуется | глина влажностью 40—50% | бакинский петролатум | 30%-ный раствор этилцеллюлозы в бензиловом спирте | теоретически требуется | 25%-ный желатиновый студень |
| Модули условно-мгновенной упругости G_I и E_I , $\text{дин}/\text{см}^2$ | $10^{11} \div 10^{12}$ | $10^7 \div 10^9$, обычно 10^8 | $10^7 \div 10^8$ | 10^7 | 10^5 | $10^6 \div 10^7$ | $10^5 \div 10^6$ |
| Модули упругого последействия G_{II} и E_{II} , $\text{дин}/\text{см}^2$ | $10^{11} \div 10^{12}$ | $10^6 \div 10^8$, обычно 10^6 | $10^7 \div 10^6$ | 10^7 | $10^4 \div 10^5$ | $10^6 \div 10^7$ | $10^7 \div 10^8$ |
| Время последейственной релаксации θ_{II} , сек | $10^3 \div 10^4$ | $10^{-10} \div 10^{-7}$ | $10^1 \div 10^3$ | $10^1 \div 10^1$ | $10^9 \div 10^1$ | $10^3 \div 10^4$ | $10^3 \div 10^4$ |
| Коэффициент вязкости η_{III} , пз | $10^{16} \div 10^{23}$ | $10^0 \div 10^5$, обычно $10^4 \div 10^5$ | $10^4 \div 10^5$ | $10^3 \div 10^4$ при 20 °C | $10^7 \div 10^8$, при 20 °C | $10^{13} \div 10^{18}$ | Около $10^{10}(?)$ |
| Время релаксации, обусловленной пластической деформацией θ_{III} , сек | $10^6 \div 10^{12}$ | $10^7 \div 10^1$ | $10^{-2} \div 10^1$ | $10^{-3} \div 10^{-2}$ | $10^0 \div 10^1$ | $10^1 \div 10^{12}$ | — |
| Условно-мгновенная прочность на скалывание $P_{I\tau}$, $\text{дин}/\text{см}^2$ | $10^8 \div 10^9$ | $10^3 \div 10^7$, обычно 10^3 | $10^2 \div 10^3$ | 10^1 | ? | $10^3 \div 10^4$ | Около $10^7 \div 10^8(?)$ |
| Условно-мгновенная прочность на отрыв, $P_{I\sigma}$, $\text{дин}/\text{см}^2$ | $10^7 \div 10^8$ | $10^2 \div 10^4$, обычно $10^2 \div 10^3$ | $10^2 \div 10^3$ | ? | ? | $10^2 \div 10^3$ | $10^7 \div 10^7$ |
| Коэффициент q | $0 \div 6$ | $0 \div 6$ | $0 \div 0,6$ | — | — | $0 \div 6$ | ? |
| Коэффициент N , $\text{см}^2/\text{дина}$ | 10^{-8} | $10^{-4} \div 10^{-3}$ | 10^{-4} | 10^{-4} | $10^{-5} \div 10^{-4}$ | — | — |

уточнений. Соотношения, изображенные на рис. 5, описываются последним из выражений (14). Кроме того, необходимо изучить

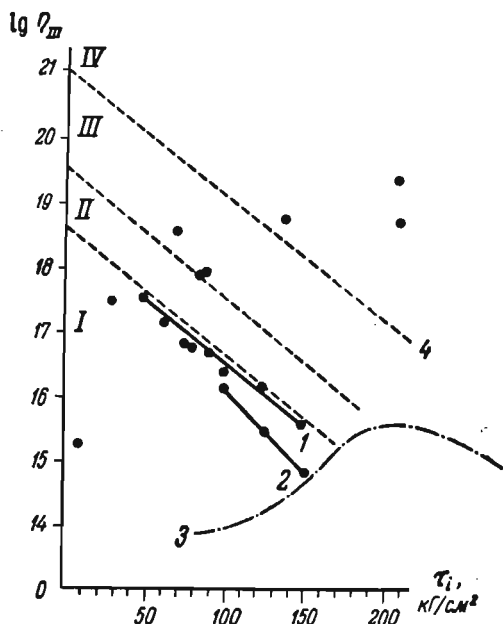


Рис. 5. Зависимость эффективной вязкости горных пород η_{III} от интенсивности касательных напряжений τ_i при атмосферном давлении и 20°C (Гзовский и Осокина, 1960)

I — толщи глин, солей, гипсов; тонкослоистые алевролитоглинистые толщи; II — тонкослоистые известняково-мергелистые, песчано-глинистые, флишевые толщи; III — слабослоистые песчанниковые, конгломератовые, карбонатные, вулканогенные и в прошлом сильно дислоцированные и слабо метаморфизованные песчано-глинистые толщи; IV — граниты и другие интрузивные породы (кроме ультраосновных), гнейсы, кристаллические сланцы. 1 и 2 — зависимость η_{III} от τ_i для гипса при всесторонних давлениях 1000 и 1 kg/cm^2 соответственно (по Д. Т. Григгсу); 3 — условно-мгновенная прочность; 4 — границы областей, соответствующих различным толщам

изменения вязкости различных пород в зависимости от величины всестороннего давления и температуры. Прочности горных пород изучены совершенно недостаточно.

Определенные в лабораториях прочности горных пород в основном характеризуют условно-мгновенное разрушение при всестороннем давлении, близком к 1 $\text{атм} \approx 1 \text{ kg/cm}^2$, и при комнатной температуре. В этих условиях прочности на скалывание у скальных пород порядка 10^8 — 10^9 дин/см^2 (10^2 — 10^3 кг/см^2) и на отрыв порядка 10^7 — 10^8 дин/см^2 (10^1 — 10^2 кг/см^2). Прочность на скалывание составляет десятые доли процента от модуля упругости сдвига, а прочность на отрыв — сотые доли процента от модуля упругости удлинения. Приводимые в справочниках данные (после пересчета нормальных сжимающих напряжений на касательные в случае разрушения пород путем скалывания) показывают, что обычные условно-мгновенные прочности горных пород при комнатной температуре и атмосферном давлении приближенно

могут считаться равными указанным в табл. 2.

Зависимость прочности на скалывание от σ_m у горных пород может проявляться в различной степени. Обычная величина угла скалывания α при условно-мгновенном разрушении

Таблица 2

Условно-мгновенные прочностные горных пород
(при всестороннем давлении около 1 кг/см² и комнатной температуре)

| Горные породы | Прочность на отрыв, кг/см ² | Прочность на скалывание, кг/см ² | | |
|------------------------|--|---|--------------|------------------------|
| | | минимальная | максимальная | средняя статистическая |
| Граниты | 30 | 600 | 1800 | 750 |
| Диабазы | 50 | 650 | 2300 | 900 |
| Гнейсы | — | 400 | 1600 | 800 |
| Кварциты | 80 | 130 | 1600 | 1000 |
| Кристаллические сланцы | — | 300 | 1500 | 700 |
| Мраморы | 50 | 120 | 1300 | 500 |
| Известняки | 50 | 100 | 1800 | 450 |
| Песчаники | 20—60 | 200 | 750 | — |
| Глинистые сланцы | 30—40 | 180 | 260 | — |
| Каменная соль | 15—50 | 90 | — | — |
| Угли | — | 20 | 80 | — |

Таблица 3

Угол скалывания горных пород α

| Угол скалывания α° (при $\sigma_m = 1 \text{ кг/см}^2$) | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 | 35 | 40 | 45 |
|---|------------------|------|------|------|------|------|------|------|----|
| Коэффициент $q = \frac{1}{\text{tg } 2\alpha}$ | 5.67 | 2.75 | 1.73 | 1.19 | 0.84 | 0.58 | 0.36 | 0.17 | 0 |
| Горные породы | Граниты | | | | | | | | |
| | Диабазы | | | | | | | | |
| | Песчаники | | | | | | | | |
| | Мраморы | | | | | | | | |
| | Известняки | | | | | | | | |
| | Глинистые сланцы | | | | | | | | |

сухих образцов, атмосферном давлении и комнатной температуре указана в табл. 3.

Зависимость прочностей от времени совершенно не изучена. Поэтому нет данных о коэффициенте ζ из уравнения (25).

Таким образом, общая реологическая теория деформаций и разрушения и условия подобия предъявляют такие требования к характеристикам механических свойств горных пород, которые в настоящее время полностью не удовлетворяются. Поэтому при последующем вычислении тех механических свойств, которыми должны обладать модели, неточности будут связаны прежде всего с недостаточным знанием свойств горных пород. Иными словами, мы сейчас лучше знаем как моделировать, нежели что моделировать.

При кратковременных перемещениях с длительностью порядка года скорость движений земной коры может достигать до 10 см в год. Наибольшая средняя скорость длительных перемещений отдельных точек земной коры при ее тектонических деформациях порядка 0,1 см в год.

В общем можно принимать, что обычная для земной коры скорость тектонической деформации сдвига от 0,03 до 7 угловых секунд за 1 год (Гзовский, Крестников, Рейснер, 1959).

Габариты моделируемых участков земной коры, испытывающих более или менее простую деформацию, обычно составляют от единиц до десятков километров. Значительно реже они могут уменьшаться до единиц метров или увеличиваться до сотен километров.

Перечисленные особенности природных объектов заставляют нас чаще всего принимать для моделей множитель геометрического подобия C_l от 1:10 000 до 1:100 000, реже 1:1 000 000. Для множителя подобия времени C_t приемлемой оказывается величина порядка 10^{-11} или 10^{-12} , тогда 1 минута опыта соответствует от 100 000 до 1 000 000 лет природного процесса. Множитель подобия плотностей C_p практически можно изменять лишь в очень узких пределах — от 0,5 до 2 или 3. Прибегая к центрифугированию, можно задавать различную величину множителя подобия ускорения силы тяжести C_g . Такие модели испытывались Г. Рамбергом (Ramberg, 1963). Однако практически это связано с применением моделей лишь небольших размеров и сопряжено с рядом технических осложнений. Поэтому обычно C_g приходится приравнивать к единице и отказываться от моделирования процессов, существенно зависящих от инерционных сил, так как условия формулы (32) нельзя удовлетворить при указанных C_l и C_t . Для исследования процессов, существенно зависящих от инерционных сил, например сейсмических волн, требуются другие модели, одновременно удовлетворяющие условиям формул (30) — (32).

При указанных принудительных величинах C_x и C_p , согласно формулам (30) — (38), обязательно принимать вполне

определенные множители подобия всех величин с размерностью напряжений и размерностью вязкости. Для $C_G = C_\tau = C_\sigma = C_P = C_\varepsilon = C_E$ вычисляются величины порядка 10^{-4} или 10^{-5} ; для C_η от 10^{-15} до 10^{-17} .

В силу условий формул (30) — (38) приведенных чисел оказывается достаточно для того, чтобы, зная приведенные в табл. 1 свойства горных пород, указать необходимые величины всех характеристик механических свойств тех материалов, из которых должны изготавливаться модели. Применяя термин, введенный Г. Н. Кузнецовым, мы эти материалы называем эквивалентными.

Модули упругости эквивалентных материалов при C_G от 10^{-4} до 10^{-5} должны быть порядка десятых долей или единиц $\kappa\Gamma/\text{см}^2$. Как и у горных пород, модули G_I и E_I соответственно должны быть равными от 0,5 до 0,7 модулей G_{II} и E_{II} .

Коэффициент эффективной вязкости η_{III} при скоростях деформирования, соответствующих скоростям тектонических деформаций земной коры, должен быть порядка от 10^2 до 10^6 пз. Обычно оказывается необходимой вязкость в 10^3 или 10^4 пз. Скорость деформации сдвига в модели должна быть при этом от 0,1 до $10,0^\circ$ дуги за 1 мин.

Прочности эквивалентных материалов (условно-мгновенные) на скальвание $P_{1\tau}$ должны быть от сотен или десятков до единиц $\Gamma/\text{см}^2$, а на отрыв $P_{0\sigma}$ — от десятков и единиц до десятых долей $\Gamma/\text{см}^2$. Такие прочности при модулях упругости в единицы и десятки $\kappa\Gamma/\text{см}^2$ обеспечивают невозможность развития упругих деформаций, превышающих 1%, что характерно для горных пород.

Безразмерный коэффициент Пуассона μ у эквивалентных материалов, как и у горных пород, должен изменяться в пределах от 0,25 до 0,5. Коэффициенту q , как и у горных пород, следует быть от 0 до 6. Величины всех остальных характеристик и механических свойств эквивалентных материалов невозможно указывать из-за того, что до сих пор неизвестны их значения для горных пород.

Чаще всего приходится производить эксперименты с моделями следующих двух типов. Один тип соответствует моделированию длительных процессов, когда C_I равняется от 10^{-11} до 10^{-13} , а C_τ от 10^{-4} до 10^{-5} . Другой тип моделей с той же величиной C_I отличается тем, что C_τ порядка 10^0 , т. е. продолжительность процесса примерно такая же, как и в природе. На последних моделях исследуются весьма кратковременные тектонические процессы и прежде всего связанные с землетрясениями (но не сами сейсмические волны).

После того как вычислены свойства эквивалентного материала, требуется найти или создать заново такой материал. Свойствами, близкими к необходимому комплексу, обладают изученные Г. В. Виноградовым (1947—1952) консистентные

смазки, исследованные Н. В. Михайловым (1955) битумы, а также петролатум, воск, парафин, некоторые сорта мыла, смолы и другие материалы. Как видно из табл. 1, особенно близка по свойствам к необходимому эквивалентному материалу влажная глина, исследовавшаяся Л. А. Абдурагимовой, П. А. Ребиндером и Н. Н. Серб-Сербиной (1955) и в Институте физики Земли АН СССР Д. Н. Осокиной и Ма Цзинь. Кривые кинетики деформации этих эквивалентных материалов (рис. 6) подобны кривым кинетики для горных пород (см. рис. 2 и 3). Это доказывает, что геологи-экспериментаторы — Э. Рейер (Reyer, 1894), Г. Клоос (Cloos, 1930a, b, c, 1955) и другие эмпирическим путем пришли к правильному выводу о том, что влажная глина и петролатум ведут себя в условиях лабораторного эксперимента весьма сходно с горными породами в природных условиях.

Необходимое для моделирования значительное уменьшение модулей упругости, прочности и вязкости во всех эквивалентных материалах может быть достигнуто только потому, что, используя принцип избирательности, мы заранее отказались от моделирования молекулярных явлений и поэтому берем вещества с молекулярной структурой, отличающейся от структуры горных пород. Макроскопически проявляющиеся механические свойства горных пород обусловлены их кристаллизационной структурой. Существенно меньшие характеристики макроскопически проявляющихся механических свойств эквивалентных материалов определяются их конденсационно-коагуляционной структурой.

Таким образом, приведенные выше теоретические требования к механическим свойствам эквивалентных материалов практически могут быть удовлетворены. Способ удовлетворения условий подобия имеет свое только что приведенное теоретическое обоснование.

Для исследования механических свойств эквивалентных материалов в указанных диапазонах их характеристик необходимы особые методы и специализированные приборы. Основой для исследований в данном направлении должна быть физико-химическая механика (реология), развиваемая в СССР П. А. Ребиндером, М. П. Воларовичем, Г. В. Виноградовым, Н. М. Михайловым, В. П. Павловым и многими другими. Приборы их конструкции, предназначенные для изучения битумов, консистентных смазок и других материалов со сходными свойствами, представляют собой основные узлы приборов, необходимых для изучения эквивалентных материалов.

Для измерения модулей сдвига и вязкости удобен ротационный эластопластовискозиметр конструкции В. П. Павлова (1957). Рабочий узел этой установки состоит из двух соосных цилиндров — внешнего корпуса и внутреннего валика (ротора), в зазор между которыми помещается исследуемый

материал. Внутренний цилиндр на прецизионных подшипниках вставляется в корпус. Длина рабочей части валика 59 мм, диаметр валика 12,5 мм, внутренний диаметр корпуса 13 мм. Для получения кривых кинетики деформации к валику прикладывается определенный постоянный крутящий момент (M), который создает во всем объеме материала постоянные касательные напряжения (с точностью до 8%). Корпус прибора жестко кре-

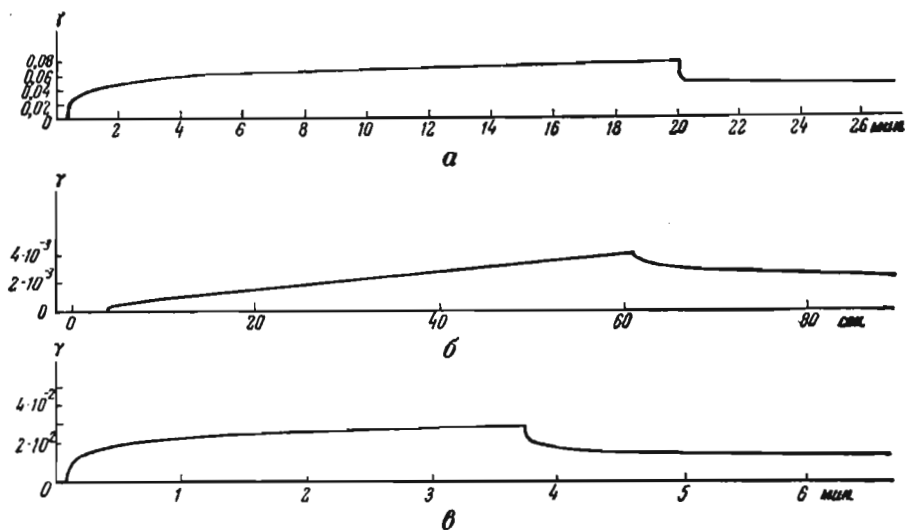


Рис. 6. Кривые кинетики деформации эквивалентных материалов (Гзовский, 1958)

а — глины с влажностью 43%; б — петролатума при 20°C; в — раствора этилцеллюлозы (30%) в бензиловом спирте при 20°C; γ — деформация сдвига. Автоматическая запись получена на приборах конструкции В. П. Павлова (а, в) и Н. В. Михайлова (б)

пится к стойке, а на валик надевается рычаг, который увеличивает перемещение валика в 10 раз и передает его вращающемуся вокруг вертикальной оси зеркальцу. Луч света, идущий от осветителя, направляется зеркальцем на щель фотокамеры. Таким образом, перемещения валика могут записываться на фотобумаге с увеличением до 40 000. Барабан фотокамеры вращается с постоянной угловой скоростью. На фотограмме непосредственно получается кривая развития деформации во времени как при действии постоянного напряжения, так и после прекращения его действия (кривая разгрузки).

Вязкость эквивалентных материалов можно измерять на вискозиметре конструкции В. П. Павлова (рис. 7), имеющем тот же основной рабочий узел (В), который входит и в эластопластовискозиметр (он виден на рисунке внизу, правее штатива). Внутренний валик рабочего узла вискозиметра вращается

с постоянной скоростью, устанавливаемой при помощи редуктора (*Р*). Вращение создается электромотором (*ЭМ*), который виден в верхней части рисунка. Параллельно с рабочим узлом, редуктором и мотором на том же штативе (*Ш*) укреплен торсионный динамометр (*Д*) —

упругий стержень с жестко закрепленным верхним концом. Нижний конец торсиона соединен со свободно вращающимся диском — лимбом (*Л*). На лимб торсиона навита тонкая прочная нить, конец которой укреплен на внешнем корпусе рабочего узла вискозиметра.

При вращении внутреннего валика рабочего узла вследствие вязкости исследуемого материала начинает поворачиваться и внешний корпус рабочего узла. Это приводит к наматыванию на корпус нити, тянувшейся к лимбу динамометра. Движущаяся нить закручивает динамометр до тех пор, пока в нем не возникнет вращающий момент, достаточный для того, чтобы остановить вращение внешнего корпуса рабочего узла. Величина момента сил в динамометре, достаточного для остановки внешнего корпуса, зависит от вязкости исследуемого материала, находящегося в зазоре между

внешним корпусом и внутренним валиком, непрерывно вращающимся с постоянной скоростью. Поэтому отсчет на лимбе дает возможность вычислить вязкость исследуемого материала.

В Институте физики Земли АН СССР разработаны другие, более сложные приборы, предназначенные для изучения физико-механических свойств эквивалентных материалов.

Оптический метод изучения напряжений в моделях

Знание закономерностей распределения напряжений в деформируемых участках земной коры, а также в их моделях имеет

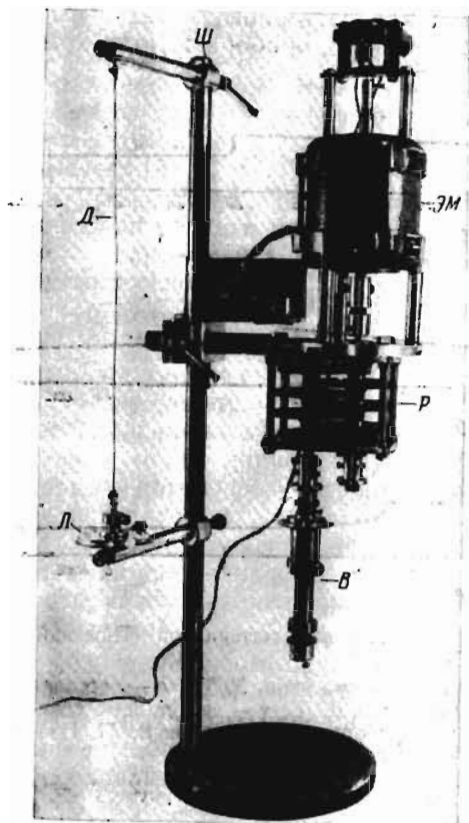


Рис. 7. Общий вид вискозиметра конструкции В. П. Павлова

исключительно большое значение для понимания механизма формирования складок и закономерностей развития разрывов.

Наилучший путь изучения напряжений в модели основывается не на включении в нее специальных измерительных приборов, осложняющих ее работу, а на регистрации изменений физических свойств вещества модели под действием напряжений. Наиболее разработанным, простым и наглядным методом такого типа является оптический. Он начал применяться в тектонике с 1953 г. М. В. Гзовским и Д. Н. Осокиной, которые разработали две разновидности этого метода, обусловленные особенностями механических свойств моделей.

Все модели должны удовлетворять условиям подобия механических свойств и, кроме того, обладать коэффициентом оптической активности B_+ следующей величины:

$$B_+ \geq \frac{550}{P_{1+} C_P}, \quad (43)$$

где P_{1+} — прочность моделируемых пород;

C_P — множитель подобия прочностей.

Испытывающая деформации напряженная модель из прозрачного эквивалентного материала просвечивается поляризованным светом на установке, подобной петрографическому микроскопу, но с широким рабочим полем. В установках Института физики Земли АН СССР диаметр поля до 40 см. По интерференционному окрашиванию изображения модели на экране определяется относительная и абсолютная величины максимальных касательных напряжений, действующих в различных ее частях (рис. 8).

Соотношение между интерференционной окраской и соответствующей ей величиной максимальных касательных напряжений в данном материале (при определенной толщине модели) указывается на динамооптической схеме (рис. 9), заранее составляемой в итоге специального изучения эквивалентного материала.

Величина максимальных касательных напряжений τ_{max} в $\text{кг}/\text{см}^2$ вычисляется для любой точки модели по формуле:

$$\tau_{max} = \frac{R \cdot 10^{-7}}{B_+ d}, \quad (44)$$

где R — разность хода для желтых линий натрия в мкм , умножаемая на 10^{-7} для перевода в см ;

B_+ — коэффициент оптической активности относительно напряжений с размерностью $\text{см}^2/\text{кг}$,

d — толщина модели в см .

Оrientировка осей напряжений устанавливается в любых точках модели благодаря тому, что свет перестает проходить

через них, как только плоскости поляризации поворачиваемых скрещенных поляроидных пленок окажутся параллельными осям напряжений. Графоаналитически можно выяснить затем и величину главных нормальных напряжений.

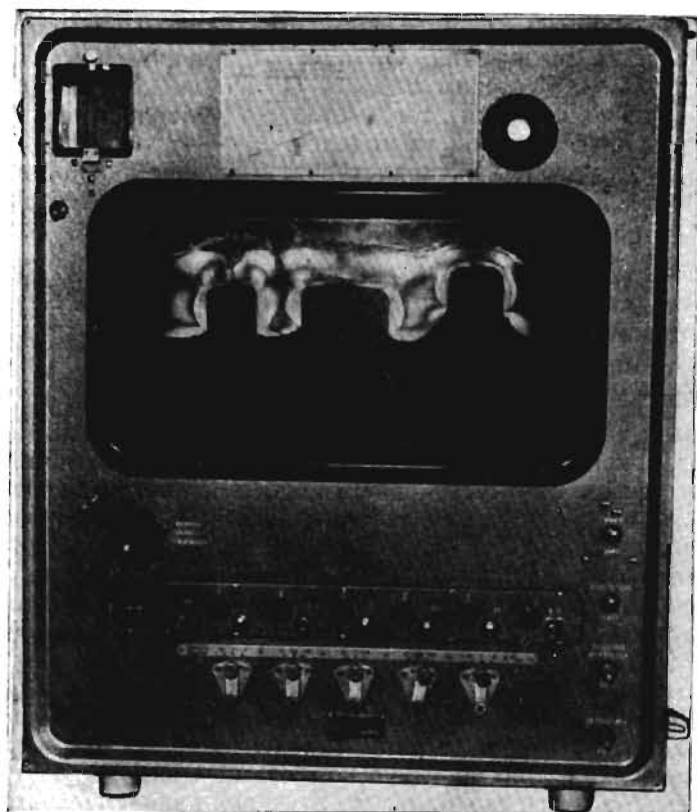


Рис. 8. Общий вид прибора конструкции М. В. Гзовского, Б. Е. Кнауэра и Д. Н. Осокиной для исследования напряженного состояния моделей поляризационно-оптическим методом. На экране видно изображение модели

Отличительная особенность первой разновидности оптического метода заключается в пластическом деформировании исследуемой модели. Она используется при изучении полей напряжений, сопровождающих длительные тектонические процессы пластического деформирования земной коры. Такие модели создаются из концентрированных растворов этилцеллюлозы в бензиловом спирте в смеси с дибутилфталатом и других пластичных

материалов, обладающих оптической активностью и удовлетворяющих условиям подобия.

Отличительной особенностью второй разновидности оптического метода является то, что модели изготавливаются из упругого, а не пластичного материала. Эти опыты связаны с моделированием кратковременных процессов типа явлений, вызывающих землетрясения. Для них множитель подобия времени C_t порядка единицы. Согласно условиям подобия формул (30) и (31),

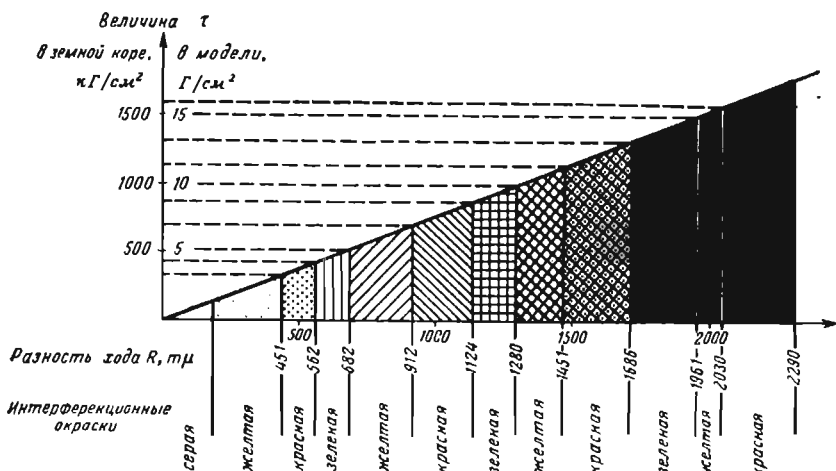


Рис. 9. Динамооптическая схема для моделей толщиной 2 см из пластичного 30%-ного раствора этилцеллюлозы в бензиловом спирте (по Д. Н. Осокиной и М. В. Гзовскому). Штриховки — величина напряжений на изображениях моделей. Величина напряжений в земной коре указана для моделей с множителем подобия напряжений $C_\tau = 10^{-5}$

такие модели должны иметь модуль упругости порядка одного или десятых долей кг/см^2 и вместе с тем очень высокую вязкость — от 10^{13} до 10^{18} . Лучшими из ранее известных материалов, свойства которых приближаются к этим требованиям, являлись студни желатины. В 1959 г. Д. Н. Осокиной совместно с Л. С. Гембицким был разработан значительно лучший материал — студни ацетилцеллюлозы в бензиловом спирте (Гзовский, Осокина, 1960). К изготовленным из него моделям применима формула (44). Все эти материалы, как и растворы этилцеллюлозы, не удовлетворяют условиям подобия прочности.

При указанном множителе подобия времени длительность эксперимента может совпадать с продолжительностью развития упругого последействия. Поскольку оптический эффект в студнях желатины, как показала Д. Н. Осокина (1957), вызывается всей упругой деформацией, включая последействие, разность хода в течение всего эксперимента непрерывно изменяется во времени, несмотря на постоянство напряжений. Поэтому для

суждения о величине касательных напряжений по интерференционным окраскам необходимо производить регистрацию цветов спустя вполне определенное время после начала действия напряжений. В результате специального исследования Д. Н. Осокина установила, что коэффициент оптической активности $B_{\tau(t)}$ желатиновых студней может считаться одной и той же функцией времени во всем диапазоне изучаемых напряжений. Зная кривую изменений $B_{\tau(t)}$ во времени, можно по разности хода R_t (при толщине модели d) определять величину максимальных касательных напряжений:

$$\tau_{max} = \frac{R_t \cdot 10^{-7}}{B_{\tau(t)} d} \quad (45)$$

Вследствие непрерывного увеличения упругих деформаций на протяжении всего времени эксперимента модули упругости таких моделей ставятся в зависимость от того, через какое время после начала действия напряжений будет проводиться регистрация оптического эффекта.

Фан Вей-цином было установлено, что в желатиновых студнях, приготовленных на концентрированных растворах сернокислого натрия Na_2SO_4 , мочевины $CO(NH_2)_2$ или с добавками соляной кислоты HCl , упругое последствие заканчивается за несколько минут, и тогда модуль упругости можно считать постоянным. Однако коэффициент $B_{\tau(t)}$ сохраняет свою зависимость от времени.

Специфичные значения множителей подобия C_l и C_t при моделировании тектонических явлений, по сравнению с моделированием в технике, вызывают особые весьма высокие требования к материалам. В табл. 4 в первой группе объединены упругие твердые материалы с высокими значениями модулей упругости и прочности, используемые при моделировании в технике, главным образом в машиноведении. Ко второй группе отнесены низко модульные упругие материалы, пригодные для моделирования в горном и строительном деле, а также в технике и сейсмологии. Наконец, третью группу составляют пластичные материалы, необходимые для моделирования тектонических явлений и могущие найти применение в связи с обработкой металлов давлением.

Оптическая активность каждого материала может быть охарактеризована различными величинами. Основная — коэффициент оптической активности относительно напряжений B_{τ} . Он отражает пропорциональность между двулучепреломлением Δn (величиной разности хода R , приходящейся на каждый сантиметр пути света в модели, т. е. $\Delta n = \frac{R}{d}$) и величиной касательных напряжений τ_{max} , вызывающих это двулучепреломление:

$$B_{\tau} = \frac{\Delta n}{\tau_{max}} \quad (46)$$

Поскольку Δn безразмерная величина, B_{τ} имеет размерность, обратную напряжению. Обычной единицей измерения B_{τ} служит брюстер, равный 10^{-13} см²/дин. Отсюда $1 \cdot 10^{-7}$ см²/кГ = = 0,98 брюстера. Множитель 10^{-7} связан с тем, что Δn измеряется в мкм, а τ относится к см². Кроме того, используется «цена полосы» τ_0 , равная напряжению, необходимому для увеличения разности хода на один порядок цветов (т. е. примерно на 550—600 мкм). Цену полосы τ_0 вычисляют по формуле:

$$\tau_0 = \frac{546,1 \cdot 10^{-7}}{B_{\tau}} \quad (47)$$

Чем больше величина B_{τ} , выраженная в брюстерах (или в см²/кГ), или чем меньше цена полосы, тем сильнее оптическая реакция материала на напряжения, т. е. тем лучше материал.

Из табл. 4 видно, что новые материалы, разработанные для моделирования тектонических явлений, обладают весьма высоким коэффициентом оптической активности B_{τ} порядка от 2000 до 60 000 брюстеров, намного превышающим значения, которые свойственны лучшим из материалов, используемых в технике (от 36 до 90 брюстеров).

В результате специальных исследований выяснено, какие факторы и в какой мере влияют на механические и оптические свойства материалов II и III групп. Поэтому можно создавать модели с различными свойствами, заранее вычисленными по условиям подобия (см. работы, указанные в табл. 4).

Для испытания механических и оптических свойств пластичных оптически активных материалов В. П. Павловым, Д. Н. Осокиной и М. В. Гзовским был создан специальный прибор — фотопластовискозиметр (Осокина и др., 1960).

Основной частью прибора (рис. 10) является цилиндрический корпус, внутрь которого соосно вмонтирован ротор (P). Последний состоит из сплошного цилиндра радиусом R_p , с торцов он ограничен коническими поверхностями. Каждый конус имеет высоту ΔR , равную величине зазора между цилиндрической частью ротора и корпусом. В верхней части торцовых поверхностей цилиндра сделаны два окошка, закрытые стеклами. Все пространство между корпусом и ротором заполняется исследуемым материалом. Прибор помещается между поляризатором (L) и анализатором (A) оптической установки КСП-5 (координатно-синхронного поляриметра) так, чтобы оптическая ось установки проходила по осевой линии окошек. Оптический эффект измеряется при помощи компенсатора Берека (K). Ротору (P) либо сообщается постоянная угловая скорость, либо к нему прикладывается постоянный крутящий момент, создаваемый грузом (G).

Основным преимуществом рассматриваемого прибора по сравнению с ранее применявшимися приборами с коаксиальными цилиндрами является то, что благодаря конической форме

Таблица 4

Механические и оптические свойства главных оптически активных материалов при комнатной температуре

| Группа | Название | Модуль сдвига G , кг/см ² | Коэффициент вязкости η_{III} , лз | Коэффициент оптической активности B_{τ} , брюстеры (1 брюстер = $0,98 \times 10^{-7}$ см ² /кг) | Цена полосы τ_0 , кг/см ² | Литературный источник |
|--------|---|--|--|---|---|--|
| I | Глифтамал (глифталевая смола) | 10^4 | — | 36 | 15 000 | Бокштейн и др. (1956) |
| | Эпоксифтомал (эпоксидная смола) | 10^4 | — | 45 | 12 000 | Соколов, Шеголевская (1958) |
| | Бакелит | 10^4 | — | 70 | 7 700 | Фрохт (1948) |
| | Вискомлит (фенолформальдегидная смола) | 10^4 | — | 90 | 6 000 | Максутова (1960) |
| II | Желатин-глицериновые студни | $10^{-1} \div 10^0$ | — | 4000 ÷ 24 000 | 20 ÷ 140 | Осокина (1957) |
| | Модифицированный МИХМ-ИМАШ | $10^{-1} \div 10^1$ | — | 100 ÷ 1000 | 546 ÷ 5460 | Шеголевская и др. (1960) |
| | Студни ацетилцеллюлозы в бензиловом спирте | $10^{-1} \div 10^1$ | — | 3000 ÷ 6000 | 90 ÷ 180 | Гзовский, Осокина (1960) |
| III | Сплав канифоли с канифольным маслом | — | 10^8 | 250 | 2200 | Губкин, Добровольский, Бойко (1957) |
| | Модифицированные глифталевые смолы (МИХМ-ИФЗ-1) | $10^{-1} \div 10^1$ | $10^4 \div 10^7$ | 2000 ÷ 3000 | 180 ÷ 270 | Шеголевская и др. (1960); Осокина (1963) |
| | Модифицированные эпоксидные смолы (МИХМ-ИФЗ-2) | 10^{-1} | $10^4 \div 10^7$ | 2000 ÷ 11 000 | 50 ÷ 270 | Тот же |
| | 30%-ный раствор этилцеллюлозы в бензиловом спирте с дибутилфталатом | $10^{-1} \div 10^0$ | $10^4 \div 10^7$ | 60 000 | 9 | Осокина и др. (1960); Осокина (1963) |

торцов ротора относительные деформации и их скорости, а следовательно и соответствующие им напряжения сдвига во всем объеме деформируемого материала, в первом приближении равны. Неоднородность напряжений в кольцевом зазоре, т. е. раз-

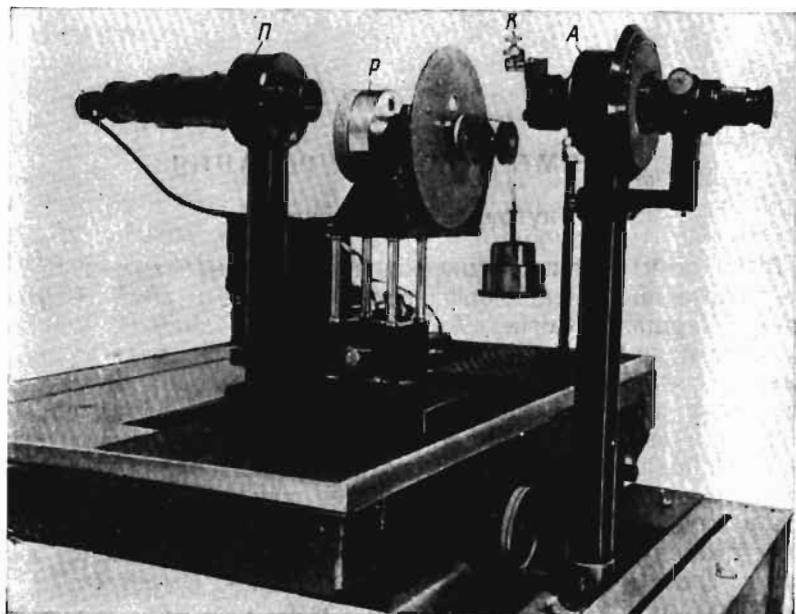


Рис. 10. Общий вид фотопластовискозиметра

личие величин напряжений у краев ротора и корпуса, составляет около 7%, а на торцах — не более долей процента (0,1—0,2%).

Этот прибор является одновременно динамооптиметром и пластовискозиметром. Он позволяет в условиях однородного напряженного состояния одновременно измерять разности хода и скорости деформации при постоянном напряжении, или же разности хода и напряжения — при постоянной скорости деформаций, т. е. сразу все необходимые оптические характеристики материала.

ПРИМЕРЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Внутрислойные нарушения

Во многих районах в интенсивно дислоцированных осадочных и особенно в метаморфических породах рядом исследователей (Wegmann, Corin, Cloos, Судовиков, Сорский, Ramberg, Деяцын и др.) наблюдалось разделение части пластов на отдельные глыбы или линзы, которые удалены одна от другой в результате их перемещения по направлению, параллельному слоистости (рис. 11, а, б). Этот тип нарушений получил название будинажа, или тектонического разлинзования. Механизм его формирования был не вполне ясен, так как трудно представить появление в земной коре растягивающих сил (которые отделяли каждую глыбу от соседних с ней), приложенных лишь к части слоев и действующих по направлению слоистости.

Благодаря экспериментам с моделями, которые впервые были проведены с этой целью В. В. Белоусовым и Е. И. Чертковой (Белоусов, 1952, 1962), а позднее Г. Рамбергом (Ramberg, 1955), происхождение будинажа стало вполне понятным.

В опытах В. В. Белоусова и Е. И. Чертковой материалы для моделей были взяты, исходя из общих представлений о свойствах горных пород. Подробного анализа условий подобия свойств не проводилось. Однако морфологическое подобие моделей было достигнуто, так как материалы и система сил оказались выбранными удачно и фактически удовлетворяли условиям подобия.

Первоначально модели представляли собой слоистые толщи, в которых чередовались пласты с различной вязкостью. Более вязкие пласты были вместе с тем и более хрупкими. В опытах В. В. Белоусова и Е. И. Чертковой модели делались из петролатума, в опытах Г. Рамберга — из замазки, пластилина, влажной глины. Модели подвергались только сжатию перпендикулярно слоистости. В одних частях модели сжатие было сильнее, а в других слабее. При таком воздействии материал менее вязких пластов перетекал из мест большего сжатия в места меньшего сжатия. Этого перетекания оказывалось достаточным для того, чтобы в более вязких пластах возникли местные ра-

стягивающие напряжения, которые приводили к разделению этих пластов разрывами на глыбы и к последующему раздвиганию глыб (рис. 11, в, г).

Благодаря экспериментам теперь, наблюдая в поле будинаж, можно утверждать, что места его развития были подвергнуты действию сжимающих усилий, перпендикулярных поверхности напластования.

Основываясь на таком понимании причин будинажа, В. В. Белоусов теоретически пришел к заключению, что размеры глыб (будин) должны уменьшаться по мере усиления сжатия, перпендикулярного слоистости и быть прямо пропорциональными уменьшению мощности пласта более вязкой породы. Г. Рамберг в своем теоретическом анализе обратил внимание на соотношение между прочностью пород (P), отношением мощностей пластов с большей (m_2) и меньшей (m_1) вязкостью и изменением давления, нормального к слоистости, от центра (f_0) до края (f_l) каждой глыбы. Он показал, что

$$\frac{m_2}{m_1} P > f_0 - f_l > \frac{1}{2} \frac{m_2}{m_1} P. \quad (48)$$

Г. Рамберг вывел также формулу для вычисления скорости деформации уменьшения мощности более вязкого пласта.

Приведенные соотношения позволяют по морфологии нарушений делать ряд заключений. Так, например, рассматривая глыбы (будины) в плоскости пласта, нужно считать, что в направлении наибольших размеров (т. е. длины) глыб были ориентированы средние из главных нормальных напряжений (σ_2), а в направлении наименьших размеров глыб (их ширины) действовали наименьшие из сжимающих нормальных напряжений (σ_1). Наибольшие сжимающие напряжений (σ_3) были перпендикулярны слоистости.

Теоретические представления В. В. Белоусова (1952) и Г. Рамберга (Ramberg, 1955) были развиты М. В. Гзовским (1960) в формуле:

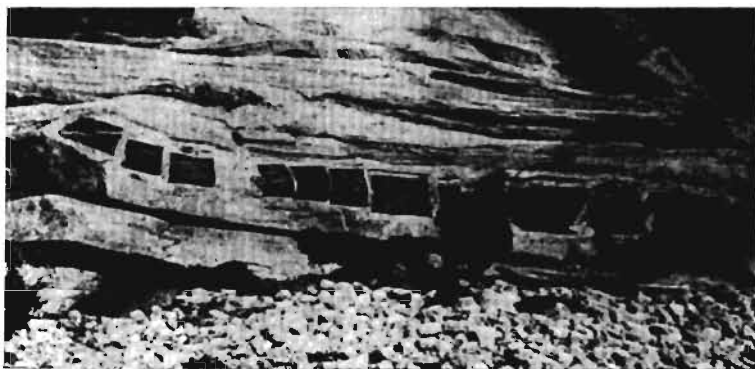
$$L \approx k \frac{P + (\sigma_{1(2)})_0}{|\text{grad } f|} \cdot \frac{m_2}{m_1}, \quad (49)$$

в которой среднее расстояние L между трещинами, ограничивающими глыбы в более вязких пластах (а значит и длина глыб), ставится в зависимость от прочности горной породы P , от величины реактивного сжимающего напряжения вдоль более вязких пластов $(\sigma_{1(2)})_0$ при отсутствии течения соседних пластов (т. е. от величины, пропорциональной всестороннему сжатию), от градиента давления, перпендикулярного слоистости $|\text{grad } f|$, и, наконец, от соотношения мощностей более вязкого пласта (m_2) и соседних с ним менее вязких пластов (m_1). Коэффициент k подлежит определению эмпирическим путем.

Таким образом, теоретические представления о механизме образования будинажа разработаны достаточно подробно. Однако фактические данные об этих деформациях в природе и на



а



б

Рис. 11. Будинаж

а, б — природный будинаж, *в* — будинаж, искусственно созданный в моделях собраны еще недостаточно полно, чтобы можно было проверить и уточнить вытекающие из теории выводы.

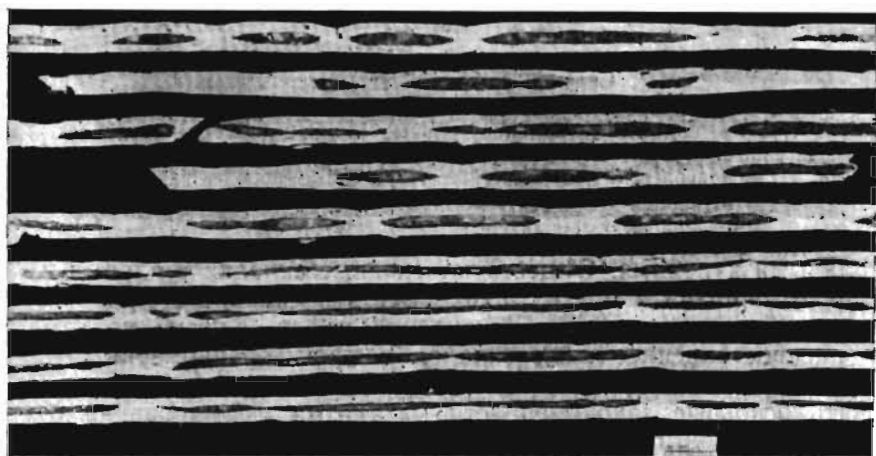
Складки

Первоначально геологи считали, что все складки, развитые в земной коре, имеют одну общую причину возникновения и оди-

наковый механизм формирования. Как показывает анализ литературных материалов и специальные полевые исследования, это представление не соответствует действительности. В настоя-



8



2

(Ramberg, 1955)

модели, 2 — модели, отражающие последовательное развитие будинажа

шее время достоверно установлены различные причины возникновения складок, позволяющие утверждать, что при действии одной и той же причины механизмы формирования складок могут быть разными. Поэтому существует несколько направлений в моделировании складок. Приводимые ниже примеры не охватывают всех направлений.

Складки гравитационного всплывания

Во многих важнейших нефтеносных районах, а также в других местах (побережье Мексиканского залива, западные предгорья Урала, Прикаспийская впадина, побережье Персидского залива, Голландия, ГДР, Дания, Румыния, Украина, Восточная Сибирь, Саудовская Аравия, Перу, Колумбия) широко распространены диапировые складки с ядрами из соли, часто имеющие куполовидную форму (рис. 12, а). Они называются

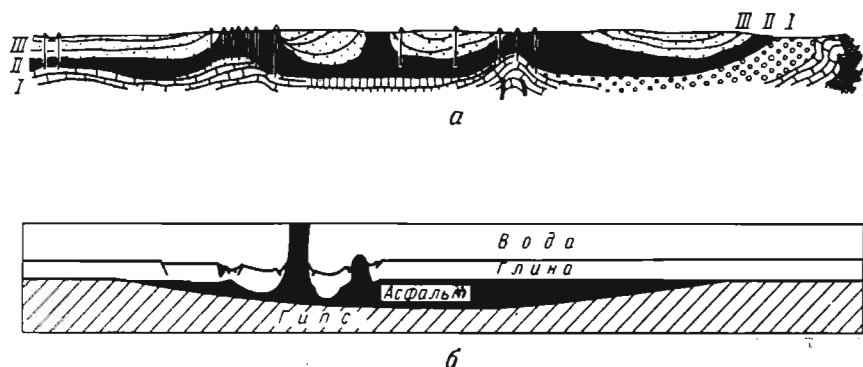


Рис. 12. Складки гравитационного всплывания

а — разрез через природные складки в западных предгорьях Урала (Богданов, 1947): I — подсолевые каменноугольные и нижнепермские карбонатные и терригенные породы, II — толща солей (галит, гипс, ангидрит) нижней перми, III — надсолевые красноцветные терригенные породы пермского возраста; б — разрез через модель (Parker, Mc. Dowell, 1955)

соляными куполами. Существуют сходные складки с ядрами из глины, мергелей и других пород. Все эти складки создают условия, благоприятные для скопления нефти. Высота подъема и распространение таких складок весьма неравномерны. Поэтому для поисков и разведки нефтяных месторождений важно знать основные закономерности механизма формирования соляных куполов, понимать, какие геологические факторы способствуют и какие препятствуют их развитию.

В течение первой половины текущего столетия существовали разные гипотезы о причинах возникновения соляных куполов. Одни исследователи считали их результатом действия горизонтальных сжимающих усилий, приложенных извне к участку развития куполов (например, Н. Stille), другие (например, D. Barton) предполагали, что такие усилия не обязательны и купола могут расти вследствие одного лишь различия между удельным весом соли (2,2) и удельным весом покрывающих ее толщ (2,5).

Представление о гравитационном всплывании соляных куполов получило широкое признание после того, как Л. Неттлетон

(Nettleton, 1934) произвел ряд экспериментов с моделями. Сперва роль соли играл парафин, а верхнюю толщу заменял слой дрови. Затем он воспроизводил соль густой нефтью, а покрывающую толщу с большим удельным весом — сиропом. Более легкий материал нижнего слоя всплывал в виде столба, расширяющегося кверху наподобие капли, который весьма напоминал по форме многие соляные купола. Так было доказано, что образование соляных куполов путем гравитационного всплывания физически возможно.

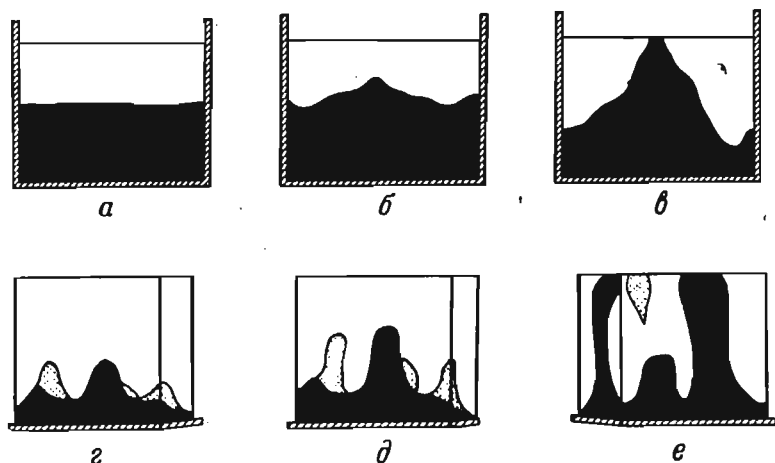


Рис. 13. Модели соляных куполов (по Н. Б. Лебедевой)
а, б, в — последовательные стадии роста одного купола; *г, д, е* — рост нескольких куполов. Светлое — сахарный сироп, темное — битум на переднем плане, точечный крап — битум на заднем плане

Последующие эксперименты М. Добрина (Dobrin, 1941) со сходными моделями позволили установить, что скорость роста складки с течением времени возрастает до определенной величины, а затем остается постоянной, причем эта установившаяся скорость определяется главным образом вязкостью верхней толщи. Б. Л. Шнеерсон (1953) получил тот же вывод путем теоретического анализа.

В экспериментах Н. Б. Лебедевой (1956), проводившихся под руководством В. В. Белоусова, создавались условия для всплывания нефти из-под сиропа на большей площади, чем в предыдущих опытах. В результате вместо одного возникало много куполов (рис. 13). Скорость подъема куполов увеличивалась в случае увеличения мощности слоя, эквивалентного соли или надсолевой толщи, а также при снижении вязкости этих слоев. Особенно сильно влияли на скорость изменения мощности и вязкости верхнего слоя. Число куполов, наблюдавшихся в пределах одной модели, увеличивалось с течением времени, при-

чем более молодые купола поднимались медленнее возникших ранее.

Общее число куполов, возникших в модели, возрастало при увеличении вязкости материалов модели; при этом констатировалось уменьшение диаметра куполов.

Если первоначально мощность слоя, эквивалентного соли, в разных частях модели была неодинаковой, то купола возникали прежде всего и в наибольшем количестве в местах с большей мощностью. Это хорошо согласуется с преимущественным развитием природных куполов внутри крупных синклиналей, где мощность соли максимальна. Росту куполов в этих моделях способствовало увеличение мощности надсолевой толщи.

Во всех перечисленных экспериментах с нефтью и сиропом исследователи, вычисляя условия подобия, считали вязкость горных пород постоянной, т. е. не зависящей от касательных напряжений. Поэтому в моделях использовались жидкости с почти постоянной вязкостью. Подобие в первом приближении в моделях достигалось лишь для пластических деформаций. Подобия прочностных свойств не создавалось и поэтому тектонические разрывы на моделях вообще не возникали. Паркер и Мак-Доуэлл (Parker, Mc. Dowell, 1955) попытались увеличить подобие моделей природным куполам. Для этого они стали считать вязкость надсолевой толщи не постоянной при любой величине напряжений. Она принимает скачкообразно постоянное значение лишь после того, как касательные напряжения достигнут определенного предела, который они назвали прочностью материала. В советской реологической литературе эта величина называется предельным напряжением сдвига. Для горных пород они приняли эти величины порядка $10^7 \text{ дин/см}^2 = 10^1 \text{ кг/см}^2$.

Множитель геометрического подобия моделей C_l был порядка 10^{-4} и 10^{-5} . Множитель подобия плотности C_p от 1 до 0,4, поскольку соль с плотностью 2,2 заменялась асфальтом с плотностью 0,95, а надсолевую толщу с плотностью 2,5 воспроизводили песком, сульфатом бария, глиной, алебастром и портландцементом, которые были смешаны в разных пропорциях и имели плотность от 2,5 до 1,45. При таких условиях, когда $C_g = 1$, множитель подобия напряжений, а значит и предельного напряжения сдвига был, согласно формулам (30) и (36), порядка 10^{-4} или 10^{-5} . В итоге покрывающая толща должна иметь предельное напряжение сдвига 10^2 или 10^3 дин/см^2 . В применявшихся материалах была определена именно такая величина предельного напряжения сдвига (от 100 до 2400 дин/см^2). При напряжениях, меньших данного предела, материал не испытывал заметной пластической деформации, а при больших напряжениях деформировался с заметной скоростью.

Сопоставив скорости роста природных куполов и их моделей, Паркер и Мак-Доуэлл считали, что 40 ч эксперимента соот-

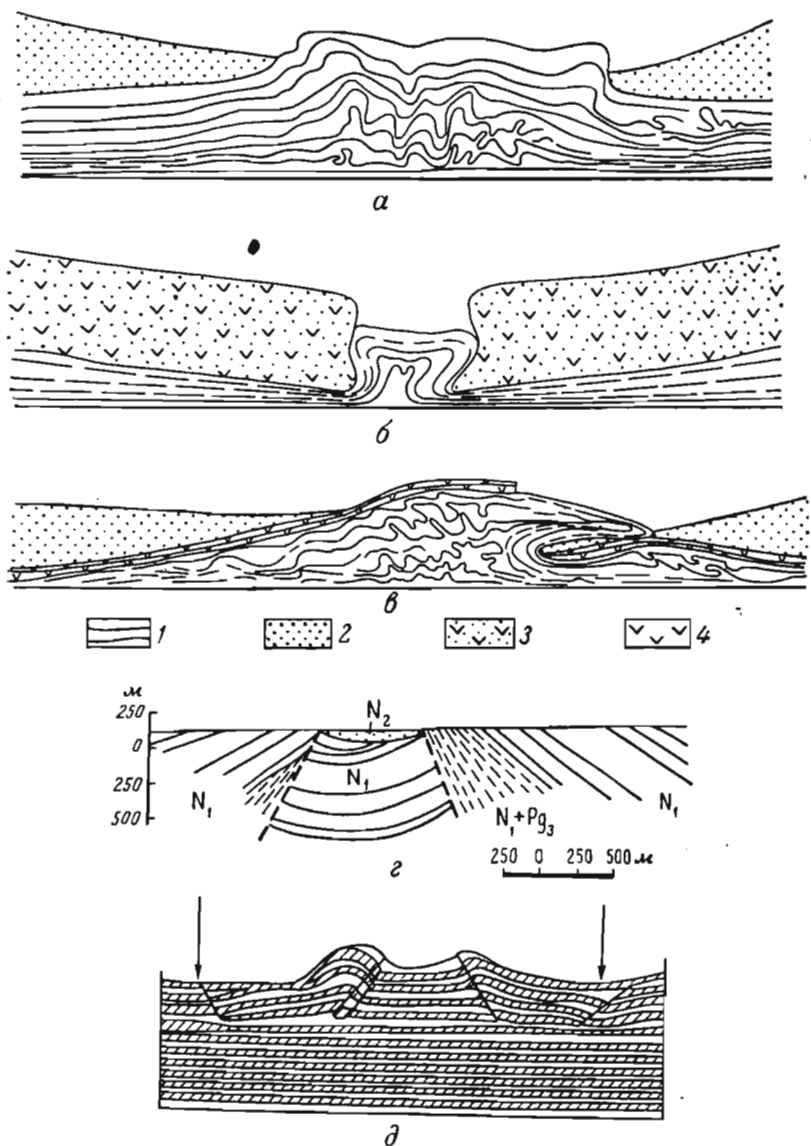


Рис. 14. Эксперименты по образованию складок при выжимании канифоли с прослоями глины (1) из-под песка (2), песка, смоченного петролатумом (3), и петролатума (4). Ширина области нагнетания и продолжительность опыта: а — 11 см, 72 ч; б — 5—8 см, 36 ч; в — 11 см, 120 ч. Сопоставление разреза (в) Андреевской антиклинали (Керченский полуостров), сложенной неогеном (слои N_1 и N_2) и глинами олигоцен-миоцена ($N_1 + Pg_3$), с моделью (д) из пушечной смазки; стрелки показывают нагрузку (Лебедева, 1958)

ветствовали 30 млн. лет природного процесса. Поэтому в своих опытах они приняли $C_t = 10^{-10}$. Если считать, что опыты дали результаты, подобные природным процессам, то, следовательно, осуществлено условие

$$C_\eta = C \cdot C_t,$$

и можно утверждать, что C_η было порядка 10^{-15} . Для соли (вязкость 10^{17} или 10^{18}) и эквивалентного ей асфальта (вязкость $2 \cdot 10^3$) это соотношение приблизительно выдержано.

Уточнение представлений о свойствах горных пород, использованное Паркером и Мак-Доуэллом, на первый взгляд, кажется незначительным. Однако оно привело к изменению морфологии куполов — они приобрели форму конусов, постепенно расширяющихся книзу, а не кверху, как это было во многих предыдущих опытах (см. рис. 12, б). Расширение купола в верхней части в новых моделях удавалось получить лишь в том случае, если верхняя часть надсолевой толщи имела пониженную плотность или если асфальт доходил сперва до верха модели и растекался по ней, а затем его перекрывали новым слоем надсолевой толщи. В новых моделях особенно изменилась зависимость развития купола от мощности надсолевой толщи. Оказалось, что существует предел этой мощности, после превышения которого купол расти не может, так как сопротивление его подъему со стороны мощной надсолевой толщи слишком велико.

В моделях, наиболее соответствовавших условиям подобия, рост купола происходил одновременно с увеличением мощности надсолевой толщи, т. е. воспроизводилась одновременность роста природных куполов с осадконакоплением. Если наращивание мощности надсолевого слоя происходило быстрее подъема купола, то в определенный момент времени высота купола над уровнем залегания питающего его слоя оказывалась близкой к мощности надсолевой толщи над сводом купола. После достижения таких соотношений дальнейший рост купола прекращался. Возможно, по той же причине в природе имеются купола, прекратившие свое развитие, несмотря на большую мощность как пласта соли, так и надсолевой толщи.

На моделях было отмечено, что диаметр купола примерно равен первоначальной мощности слоя, из которого образуется купол. Из-за того, что материал перетекает в ядро купола лишь из ближайших частей питающего слоя, вокруг купола образуется понижение кровли и уменьшение мощности слоя. Такие «краевые впадины» кольцевой формы обнаружены и вокруг природных куполов.

Поскольку над природными куполами в надсолевой толще обычно наблюдается много сбросов, Паркером и Мак-Доуэллом испытана серия моделей, в которой надсолевая толща была образована влажной глиной. Из работ предыдущих эксперимен-

таторов, начиная с Э. Рейера; известно, что во влажной глине хорошо воспроизводятся различные тектонические разрывы. В данной серии моделей над куполами возникали радиальные разрывы, которые ограничивали на своде поднятия в форме треугольных глыб, характерные для природных складок.

Н. Б. Лебедева (1958) изучала на моделях механизм образования глиняных складок нагнетания под неравномерной нагрузкой. Глина моделировалась канифолью, разведенной машинным маслом, а покрывающие слои — петролатумом, песком и песком, смешанным с петролатумом. Неравномерность нагрузки достигалась тем, что мощность покрывающих слоев уменьшалась над серединой образца, увеличиваясь к его краям (рис. 14, а), или тем, что в покрывающей пачке заранее образовывалась более или менее широкая щель (рис. 14, б). Пластичный материал нагнетался в области пониженного давления, образуя там одну или несколько нередко весьма сложных складок. Природные аналоги таких процессов можно видеть в образовании складок нагнетания в условиях неровного рельефа кровли покрывающих слоев или при наличии в последних разрывов. В некоторых экспериментах образовывались лежачие складки нагнетания (рис. 14, в). Такого типа складки встречаются в природной обстановке, например в Провансе (Белоусов, 1956). На рис. 14, г, д сопоставлены профиль природной складки на Керченском полуострове и модели складок нагнетания, образованных под неравномерной нагрузкой.

В ряде экспериментов этой же серии механизм нагнетания совмещался с поднятием штампа, оказывавшего давление снизу на среднюю часть образца. В этих случаях нагнетание комбинировалось с отжиманием пластичного материала со штампа в стороны, в связи с чем при некоторых условиях ядро нагнетания оказывалось смещенным по отношению к оси штампа.

Перечисленные результаты экспериментов с моделями имеют большое значение для понимания механизма и истории развития складок гравитационного всплывания. Соотношения между различными факторами выяснены на моделях гораздо полнее, чем на природных складках. Эти выводы указывают на то, в каком направлении следует вести изучение природных складок.

Складки, возникающие при продольном сжатии слоистой толщи

Первое, наиболее старое представление о возникновении складок благодаря сжимающим усилиям, параллельным слоистости и действующим на поперечных сечениях слоистой толщи пород, господствует в геологии со второй половины XIX в. Большую роль в его оформлении сыграли эксперименты с моделями, произведенные Б. Виллисом (Willis, 1893). С точки зрения со-

временного исследователя, в этих моделях условия подобия учтены недостаточно. Вязкости и прочности слоев, сделанных из смесей воска, гипса и скипидара, были велики, они не вполне соответствовали множителям подобия геометрических размеров и времени. Все же сходство в структуре моделей и складчатых горных хребтов оказалось значительным. Это было достигнуто за счет искажения краевых условий — модели деформировались под слоем дробы, который не являлся аналогом какой-либо толщи в природных условиях.

Наблюдая процесс формирования складок на моделях, Б. Виллис констатировал существенные различия в деформациях слоев, различающихся по вязкости и прочности. Слои с большими вязкостью и прочностью в основном определяли размеры и форму складок и не изменяли заметным образом свою мощность в пределах каждой складки. Менее вязкие слои резко изменяли мощность, так как материал их перетекал с крыльев в замки складок. Б. Виллис предложил в каждой смятой в складки толще различать слои двух типов: 1) компетентные слои, образованные более прочными и вязкими породами, в основном определяющие форму и размеры складок; 2) некомпетентные слои, состоящие из менее вязких пород, которые приспосабливаются к деформациям компетентных.

В ряде районов и на угольных и рудных месторождениях геологи наблюдали такие различия в деформациях слоев разного литологического состава. На рудном месторождении Бендига в Австралии, пример которого стал классическим, было констатировано, что компетентные слои в замках складок отделены от некомпетентных, находящихся около вогнутой поверхности компетентного слоя. За счет этого между слоями существуют полости, заполненные рудой (рис. 15, а).

Упомянутые факты привели к широкому распространению мнения о том, что компетентные слои под действием продольных сжимающих усилий изгибаются подобно упругим листам и образуют арки, которые сохраняют свою форму, выдерживая вес как компетентных, так и некомпетентных слоев. Таким образом, было признано, что деформации этих слоев определяют процесс формирования складок, поэтому за данными слоями закрепилось название компетентных.

Вторая точка зрения возникла при последующих специальных полевых наблюдениях над особенностями складчатой структуры на Кавказе (Белоусов, 1948, стр. 327—338). Здесь был выявлен ряд фактов, не согласующихся с первым представлением. Так, например, в замках многих складок, образованных одними только компетентными слоями, не наблюдалось полостей, а констатировалось местное увеличение мощности каждого компетентного слоя (до четырехкратного). В других складках, если в них мощности некомпетентных слоев больше, чем компетентных, оказалось, что компетентные прослои разделены разрывами

на отдельные, не соприкасающиеся одна с другой глыбы, которые не могли совместно деформироваться наподобие единого упругого листа и образовать арку, определявшую собой форму и размер всей складки (см. рис. 15, б). Факты такого рода привели В. В. Белоусова (1948, стр. 336) к заключению, что в развитии складчатой структуры основную роль играет пластическое перераспределение материала внутри менее вязких, т. е. некомпетентных слоев. Деформациям некомпетентных слоев было приписано второстепенное значение. Аналогия деформаций компетентных слоев с продольным изгибом упругих листов отрицалась. Возможность возникновения полостей между слоями в замке складки была поставлена под сомнение.

Третье представление возникло после специальных полевых наблюдений в Каратау (Северный Тянь-Шань) и моделирования складок. Здесь М. В. Гзовский (1954, 1960 а, 1963) констатировал, что существуют складки как того типа, которые привели к возникновению первой точки зрения, так и складки, образование которых нужно рассматривать согласно второму представлению. Распространение на все складки понятия о компетентных и некомпетентных слоях не имеет смысла, хотя по отношению к складкам первого типа оно после некоторых уточнений вполне допустимо. Таким образом, вместо того, чтобы делить слагающие одну складку слои на две категории, было предложено разделить сами складки на два типа.

Как было констатировано в поле, складки первого типа образовались в результате того, что около одного поперечного сечения слоистой толщи произошло местное увеличение мощности многих слоев (см. рис. 15, в). Они были названы складками продольного расплющивания.

Складки второго типа, более редкие, замечательны тем, что мощности большинства слоев, особенно слоев с повышенной вязкостью, практически постоянны как в крыльях, так и в замках складок. В замках встречаются полости между слоями, заполненные гидротермальным минеральным веществом (см. рис. 15, г) или перемещенным материалом соседних слоев. Трещиноватость в замках этих складок в наибольшей степени развита около вогнутых поверхностей слоев (см. рис. 15, д). Встречаются трещины, резко искривленные в середине слоя (см. рис. 15, е). Эти складки названы складками продольного изгиба. Существование в ряде районов складок с характерными чертами складок продольного изгиба подтверждается описаниями в работах других авторов (например, В. А. Невский, 1948). Широко распространены складки смешанного происхождения.

Важно, что как первые, так и вторые складки относятся к числу подобных. Подобие форм в складках продольного изгиба видно, если сопоставлять формы залегания только кровли (или только подошвы) нескольких слоев. Расстояние между

Устье шахты на абс отн 240 м

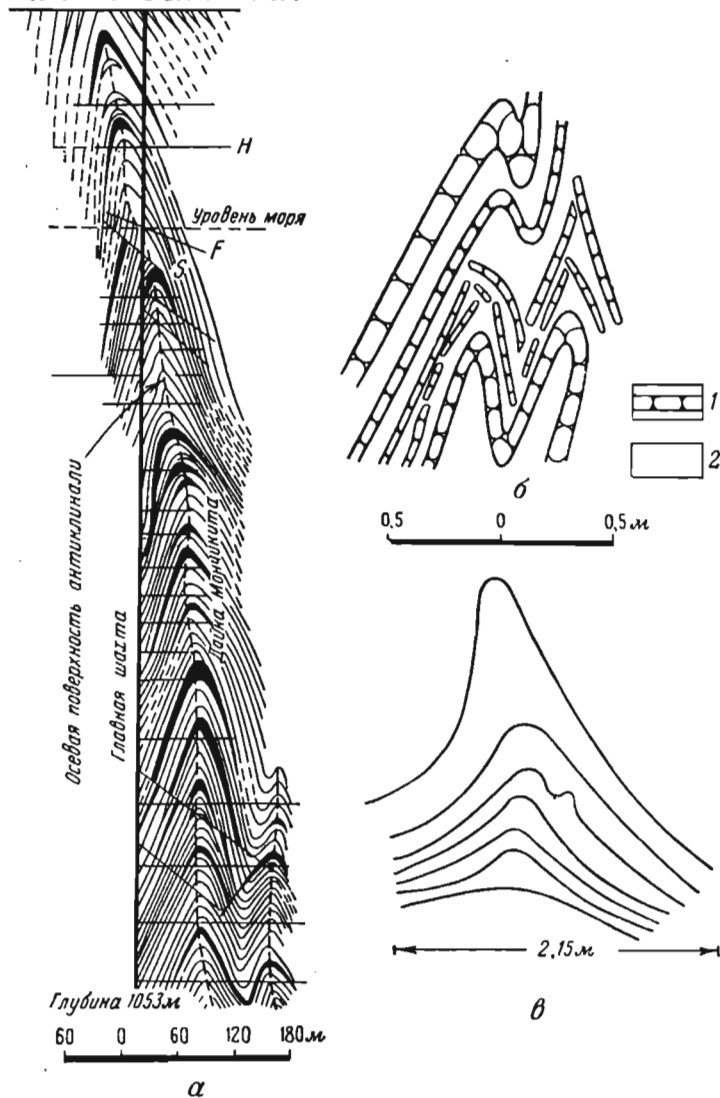
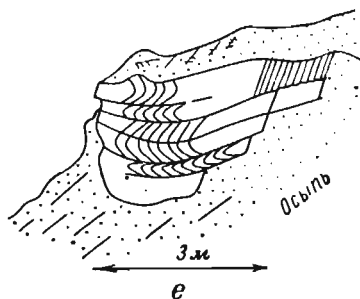
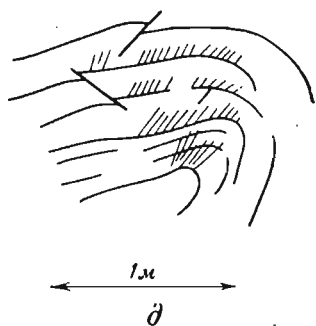
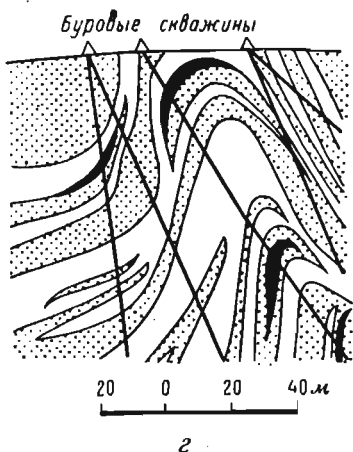


Рис. 15. Природные складки, возникшие под действием а — разрез месторождения: черное (S) — седловидные рудные хождения, наклонные прямые линии (F) — разрывы, горизонтальные горизонты; б — нарушения сплошности слоев в толще спон мела Туапсе (по И. В. Кирилловой): 1 — кремнистые породы, складка в известняках среднего палеозоя Каратау (по М. В. Гзовные тела гидротермального происхождения, расположенные око в терригенно-карбонатных породах среднего палеозоя Каратау трещиноватость в замках складок в доломитах среднего палеозоя гину, е — по М. В. Гзовскому)



продольного сжатия тела гидротермального происхождения прямые линии (*H*)—шахтолитового горизонта верхнего 2—глинистые сланцы; *в*—скому); *г*—седловидные рудло осевой поверхности складки (по Т. Е. Масаловой); *д*, *е*—Каратау (*д*—по М. С. Пичу-

этимися поверхностями в замках складок больше, чем на крыльях, так как в замках имеются вторично заполненные полости. Поэтому противопоставление складок продольного расплющивания складкам продольного изгиба не равносильно противопоставлению подобных складок параллельным.

При полевых исследованиях было выяснено, что складки каждого из двух обсуждаемых типов могут встречаться либо в толщах с определенными литологическими особенностями, либо в одной и той же толще. В последнем случае появление складки первого или второго типа нужно ставить в зависимость не от свойств пород, а от характера сил, деформировавших слои. Так появилось представление, что существуют какие-то физические условия, необходимые для формирования складок каждого типа. Эти условия должны заключаться в определенном сочетании механических свойств слоистой толщи с характером деформирующих усилий.

В результате теоретического анализа для деформации одного слоя, залегающего внутри слоистой толщи, было сформулировано предположение, что в основном важны следующие факторы: величина и длительность действия активных продольных сжимающих напряжений (*p*) или усилий (*F*); напряжения, нормальные к слоистости (*s*); касательные напряжения от трения на границах между слоями (*f*), а значит, коэффициент

трения на поверхности слоев (k_f); вязкость материала слоев (η_{III}) и его длительная прочность на скалывание ($P_{\partial\tau}$); мощность каждого из слоев (m). В формулы вошли ширина модели в направлении простирания складки (d) и эмпирические коэффициенты K_I и K_{III} . В случаях, когда

$$\left. \begin{aligned} F < K_I \frac{f^{2/3} \eta_{III}^{1/3} m d}{\partial^{1/3}}, \\ p < 2P_{\partial\tau}; \quad s > K_{III} f, \end{aligned} \right\} \quad (50)$$

т. е. при малой величине продольного усилия или малой длительности его действия, при большом трении между слоями, при большой вязкости, при большом давлении, перпендикулярном слоистости, должны формироваться складки продольного расплющивания. В случае достаточного увеличения активного продольного усилия или длительности его действия или же при уменьшении трения между слоями, вязкости, мощности слоя или давления, перпендикулярного слоистости, в условиях, когда

$$\left. \begin{aligned} F > K_I \frac{f^{2/3} \eta_{III}^{1/3} m d}{\partial^{1/3}}, \\ p < 2P_{\partial\tau}; \quad s < K_{III} f, \end{aligned} \right\} \quad (51)$$

вместо складки продольного расплющивания должны образоваться складки продольного изгиба (Гзовский, 1958).

Эксперименты с моделями в соответствии с этой гипотезой велись И. М. Кузнецовой под руководством М. В. Гзовского. Модели были изготовлены из бакинського петролатума и из его смеси с маслом МК. Коэффициент трения между слоями регулировался путем нанесения между основными слоями тонких прослоев из влажной глины ($k_f=0,64$) или из абразивного порошка ($k_f=1,94$). Вязкость петролатума была известна во всем диапазоне действовавших в моделях напряжений. Была определена прочность петролатума на скалывание. Все модели деформировались под действием постоянной продольной силы. Нагрузки на модель сверху также измерялись. Таким образом, все эксперименты проводились в полностью контролируемых условиях. Часть физических величин задавалась заранее, остальные величины измерялись. Условия подобия приведены в табл. 5. Множитель подобия для модулей упругости не входит в условия подобия, так как его нет в формулах (50) и (51), из которых выводились условия подобия для данных моделей.

Сперва были испытаны однослойные модели. При этом подтвердилось, что при большом трении и малой величине сжимающей силы происходит местное утолщение небольшого участка слоя, напоминающее расплющивание кубика на прессе. Увеличение сжимающей силы и снижение трения приводят к

тому, что напряжения передаются на длинный участок слоя, поэтому он деформируется как высокая пластинка, сжимаемая прессом, т. е. теряет устойчивость своей формы и испытывает изгиб. Такой продольный изгиб слоя происходит в форме пластической деформации и не сопровождается увеличением мощности слоя в замке складки.

Гипотеза о физических условиях продольного изгиба, выраженная формулой (51), была теоретически обоснована только для одного слоя. Возможность ее распространения на слоистую толщу требовала доказательства путем испытаний многослойных моделей. Первая из формул (50) и (51) позволяла предполагать, что если постоянны: сжимающая сила F , длительность ее действия δ , вязкость материала η_{III} и ширина модели d в направлении простирания складок, то условия для возникновения продольного изгиба могут достигаться за счет изменений двух факторов — мощности прослоев (m) и напряжений сил трения между слоями f , зависящего от коэффициента трения k_f и нагрузки, перпендикулярной слоистости. Если эта нагрузка постоянна, то условием продольного изгиба будет соотношение

$$m < \frac{K_{II}}{k_f^{2/5}},$$

где K_{II} — постоянный коэффициент.

Иными словами, путем уменьшения мощности слоев можно добиться того, чтобы вместо складок продольного расплющивания стали возникать складки

Таблица 5

Условия подобия при моделировании складок продольного изгиба и продольного расплющивания

| Множители подобия | | Механические свойства | | |
|---|---|--|--|--|
| выбраны произвольно | вычислены по формулам (30)–(38) | песчаников и навестняков | должны быть в модели по условиям подобия | петролатума |
| $C_I = 10^{-4}$ $C_L = 2 \cdot 10^{-12}$ $C_G = 1$ $C_P = \frac{1}{2}$ | $C_P = 5 \cdot 10^{-5}$ $C_C = 5 \cdot 10^{-5}$ $C_\eta = 5 \cdot 10^{-16}$ $C_N = 2 \cdot 10^4$ | $P_{I\tau} = 10^8 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^{20} \div 10^{21} \text{ лз}$ $N \approx 0,02 \text{ см}^2/\text{кг} = 2 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{г}$ | $P_{I\tau} = 5 \cdot 10^4 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^4 \div 10^5 \text{ лз}$ $N \approx 2 \cdot 10^2 \text{ см}^2/\text{кг} = 2 \cdot 10^{-1} \text{ см}^2/\text{г}$ | $P_{I\tau} = 10^5 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 \approx 10^5 \div 10^7 \text{ лз}$ $N \approx 10^{-1} \text{ см}^2/\text{г}$ |

продольного изгиба. Тот же результат можно получить, уменьшая коэффициент трения между слоями.

В результате испытания многослойных моделей с одной и той же общей мощностью толщи установлено, что при постоянстве всех факторов, кроме одного, вместо складок продольного расплющивания можно получать складки продольного изгиба за счет или одного уменьшения мощности слоев (рис. 16, А—Б—В).

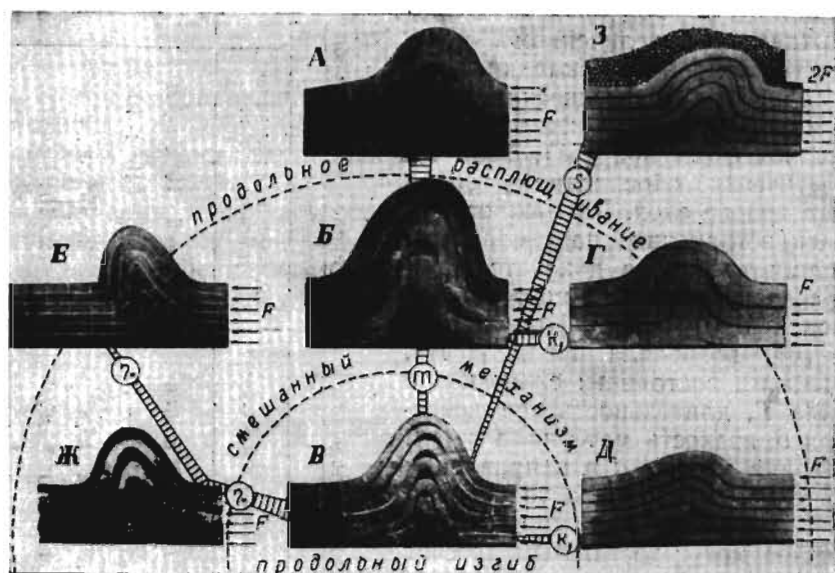


Рис. 16. Схема влияния различных факторов на механизм образования складок в моделях вследствие продольного сжатия. Продольное расплющивание происходит вместо продольного изгиба, если достаточно увеличена мощность слоев m (В—Б—А) или уменьшена вязкость материала γ_{III} (В—Ж—Е), или увеличен коэффициент трения между слоями k_f (В—Д и Б—Г), или увеличено давление, перпендикулярное слоистости (В—З). Общая мощность модели и величина продольного активного сжимающего усилия F постоянны, за исключением модели З (по М. В. Гзовскому и И. М. Кузнецовой)

или одного увеличения коэффициента вязкости (Е—Ж—В), или уменьшения коэффициента трения (Г—Б; Д—В), или одного уменьшения s из (51), т. е. нагрузки, перпендикулярной слоистости (рис. 16, З, В). В результате опытов была определена величина безразмерного коэффициента K_1 из формул (50) и (51). Она оказалась порядка 10^3 как для однородных, так и для слоистых моделей.

В моделях складок продольного изгиба отчетливо видны полости между слоями в замках складок. Трещины скалывания развивались в первую очередь и в наибольшем количестве так-

же в замках около вогнутых поверхностей слоев. Для возникновения полостей оказалась важной однородность свойств слоев. Они возникали главным образом в моделях, слои которых имеют одни и те же механические свойства. Если складка развивалась в толще слоев с разной вязкостью, менее вязкие слои перетекали из крыльев в замки складки и заполняли то пространство, в котором могла бы возникнуть полость.

Существенное условие возникновения продольного изгиба в моделях связано с прочностью материала на скалывание. Если для продольного изгиба требуются большие продольные нормальные напряжения p , создающие касательные напряжения, близкие к прочности материала на скалывание, в модели формируется надвиг до того, как образуется складка продольного изгиба.

Из формулы (51) следует, что продольные нормальные напряжения p должны быть больше определенной величины p_k , чтобы возникла складка продольного изгиба, причем

$$p_k = K_I \frac{f^{2/3} \eta_{III}^{1/3}}{\partial^{1/3}}. \quad (52)$$

Если этот предел меньше прочности на скалывание, т. е.

$$\frac{K_I}{2} \cdot \frac{f^{2/3} \eta_{III}^{1/3}}{\partial^{1/3}} \ll P_{\partial\sigma}, \quad (53)$$

складка продольного изгиба может полностью развиться до того, как возникнут крупные разрывы. Если же этот предел больше прочности, т. е.

$$\frac{K_I}{2} \cdot \frac{f^{2/3} \eta_{III}^{1/3}}{\partial^{1/3}} > P_{\partial\sigma}, \quad (54)$$

толща должна расщепляться разрывами — надвигами, не успев оказаться смятой в складку. Хорошие примеры таких природных нарушений известны на Кавказе, в Средней Азии и в предгорьях Аппалач (надвиг в модели виден на рис. 16, Д).

Разрывы, осложняющие модели складок продольного изгиба и продольного расплющивания, а также полости между слоями развиваются главным образом около осевой поверхности складок. Поэтому нужно думать, что в природе пространство вблизи осевой поверхности складки в наибольшей мере благоприятно для циркуляции нефти и различных водных растворов, а также для формирования рудных месторождений гидротермального происхождения. В складках продольного расплющивания месторождения должны состоять из крутопадающих рудных жил, секущих слоистость, а в складках продольного изгиба должны встречаться седловидные рудные залежи, параллельные слоистости.

Крупные разрывы, рассекающие антиклинали продольного расплющивания в однородной толще, возникают в ядре складки в нижних слоях. Отсюда разрыв разрастается вверх, приобретает форму изогнутого надвига и переходит в крыло складки. Так он достигает верхней поверхности модели.

Объемные модели складок, возникающих под действием продольных усилий, наиболее полно исследовались Т. А. Линком (1927—1931), Г. Клоосом (1931), Ли Сы-гуаном (Lee, 1945, 1948; Li Szu-kuang, 1955) и Чжан Вэнь-ю (Chang, 1944—1948). Они не разделяли складки на образованные путем продольного изгиба и продольного расплющивания. Разрывы, осложнявшие модели, располагались параллельно оси складки и включали в себя те разновидности, которые уже были отмечены. Кроме того, часть разрывов имела простирание, перпендикулярное к оси складки. Наблюдались разрывы, вытянутые наискось к оси складок по двум направлениям. Чжан Вэнь-ю обратил внимание на то, что в антиклиналях ось складки параллельна биссектрисе тупого угла между трещинами, развитыми около верхней поверхности модели. В синклиналях около поверхности модели ось складки параллельна биссектрисе острого угла. Все исследователи отмечали, что поперечные разрывы возникали позже продольных.

В природных условиях часто разрывы также можно разделить на продольные и поперечные (или диагональные), причем поперечные обычно моложе продольных. Хороший пример таких соотношений известен на северо-восточном склоне Восточных Карпат, где продольные разрывы являются надвигами, а поперечные и диагональные — сбросами и сдвигами. †

Заключения об особенностях строения и условиях возникновения складок разного типа, полученные в результате экспериментов с моделями, намного полнее, чем сведения, накопленные до сих пор при изучении природных складок. Поэтому методом моделирования можно значительно уточнить задачи дальнейшего изучения природных складок в каждом районе.

*Складки, возникающие под действием сил,
поперечных к слоистости*

Деформации осадочных толщ под действием сил, поперечных к слоистости, очень широко распространены в природе. Они давно известны на платформах и в зонах, переходных к геосинклинальным, и описывались многими авторами. Здесь преобладают складки, в которых изгибы осадочного покрова повторяют перемещения отдельных ограниченных разрывами глыб в кристаллическом (или в интенсивно дислоцированном раньше) фундаменте. Эти складки выделены под названием глыбовых в кинематической классификации складок В. В. Белусова (1958). Детальные полевые исследования в современных и древних геосинклинальных зонах Средней Азии и Кавказа

показали, что внутри геосинклиналей складки этого типа распространены весьма широко (рис. 17, а). В палеозойской геосинклинали Каратау в Северном Тянь-Шане они были подробно описаны М. В. Гзовским (1959, стр. 222—238). Выявление этих складок в геосинклинальных зонах нередко осложняется тем, что они бывают замаскированы интенсивной дополнительной складчатостью других типов.

Направленные поперек слоистости силы иногда действуют не на всю мощность осадочного покрова. Так, например, при подъеме соляных куполов и при внедрении магмы, образующей лакколиты, поперечные силы деформируют лишь верхнюю часть осадочного покрова. При деформировании крутозалегающих толщ местами на часть слоев действуют поперечные горизонтально направленные силы, которые возникают в результате перетекания материала или других деформаций внутри соседних менее вязких слоев. Пример такой деформации приведен на рис. 17, б.

Механизм возникновения складок в результате действия сил, поперечных к слоистости, был назван поперечным изгибом (Гзовский, 1954 а, б, в). Хотя механизм образования глыбовых складок является поперечным изгибом, все же эти понятия о глыбовых складках и складках поперечного изгиба не идентичны, так как поперечный изгиб проявляется и в других случаях (например, над ядром соляного купола, над лакколитом, в вертикально залегающих слоях под действием местного горизонтального сжатия и т. д.).

К глыбовым складкам относятся деформации определенного масштаба. Эти складки включают всю толщу осадочного покрова и образуются вследствие движений глыб в фундаменте (Белюсов, 1962). Складки поперечного изгиба не ограничены определенным масштабом деформации. Они могут включать или весь осадочный покров, или некоторую часть его слоев, или один слой, имеющий небольшую мощность.

Экспериментальное воспроизведение складок поперечного изгиба производилось многими исследователями. Из ранних работ наиболее значительна серия экспериментов, проведенных Т. А. Линком (1927—1931) в связи с тем, что для разведки нефтяных месторождений надо было выяснить соотношения между антиклиналями и осложняющими их разрывами. В ряде опытов им моделировались антиклинали, созданные в осадочной толще подъемом или нижележащих глыб более хрупкого основания, или пластичных масс гипсов. Условия подобия, к сожалению, соблюдались Т. А. Линком весьма неточно. Моделируя складки, развитые в Скалистых Горах Северной Америки, он воспроизводил песчаники — песком, связанным влажным цементом; гипсы — влажным гипсом, петролатумом и парафином. На куполах были получены системы концентричных и радиальных разрывов, часто наблюдаемых в поле.

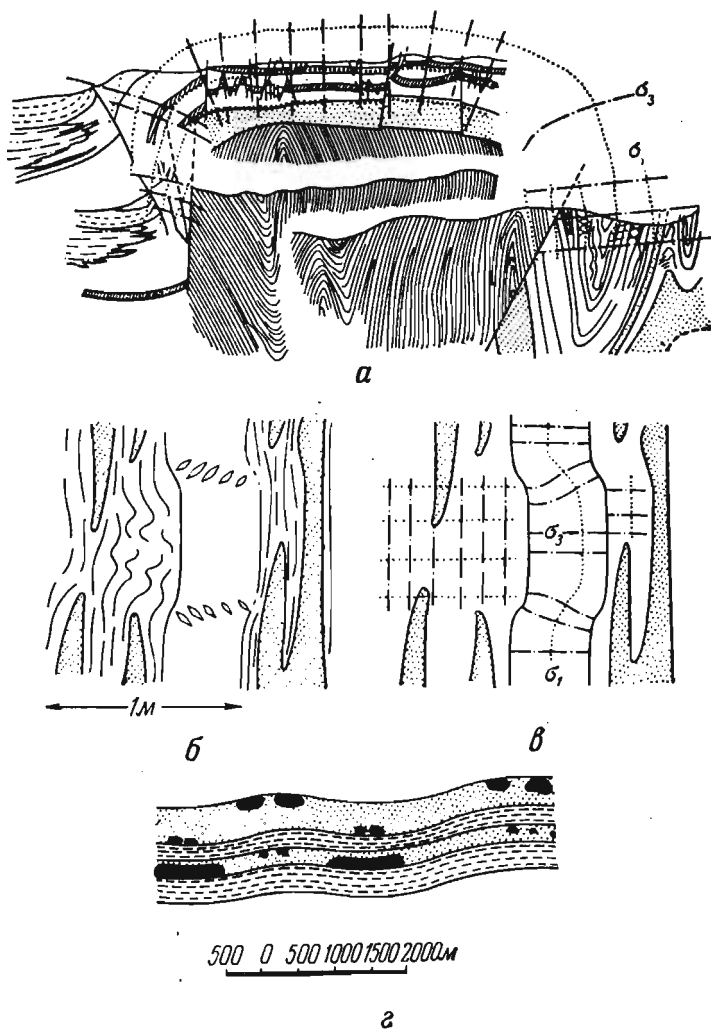


Рис. 17. Природные складки поперечного изгиба:
a — профили с траекториями главных напряжений в антиклинали (Каратау); *б* — вертикальное обнажение складок и жил (Каратау); *б'* — траектории главных нормальных напряжений в том же обнажении; *г* — план расположения железорудных тел (черное) в литологически благоприятных слоях (Кривой Рог). Различные штриховки обозначают слои разного состава и возраста (*a* — по М. В. Гзовскому, 1954б; *б*, *б'* — по М. С. Пичугину; *г* — по А. И. Чередниченко, 1957, 1958)

Позднее много моделей антиклиналей поперечного изгиба было испытано под руководством В. В. Белоусова (Белоусов, 1948—1962; Черткова, 1950; Сычева-Михайлова, 1958). Особенно полно этот тип деформации был исследован в поле и на моделях М. В. Гзовским с И. М. Кузнецовой, Е. И. Чертковой, Ма Цзинь (Гзовский, 1954—1963). В последних экспериментах модели изготовлялись чаще всего из влажной глины, реже — из петролатума. Условия подобия охарактеризованы в табл. 5 и 6.

В данных моделях, как и в опытах других экспериментаторов, можно видеть изменения формы складок с глубиной. Если складка создана подъемом жесткой глыбы, то в нижних слоях складка имеет угловатую коробчатую форму, совпадающую с формой глыбы. В вышележащих слоях резкие изгибы постепенно сменяются все более плавными, и влияние формы глыбы исчезает. При удалении вверх на одну ширину глыбы в слоях наблюдаются концентрические изгибы слоев.

Ширина антиклиналей постепенно увеличивается по мере того, как мы переходим к все более высоким слоям. Границы участка с антиклинальным залеганием слоев расходятся вверх от краев глыбы с наклоном около 70° к горизонту. Поэтому, наблюдая в природе антиклиналь, имеющую ширину b на поверхности земли, нужно считать, что эта складка не может продолжаться на глубину больше $2b$, если она относится к обсуждаемому типу.

При достаточно большой мощности деформируемой модели подъем нескольких глыб, расположенных на небольшом расстоянии одна от другой, приводит к образованию в нижней части модели нескольких антиклиналей с разделяющими их синклиналями. Вследствие расширения этих антиклиналей кверху на некоторой высоте они соприкасаются, и у поверхности модели формируется один объединяющий их свод. Такие изменения формы складок с глубиной могут иметь большое значение при поисках и разведке месторождений нефти и газа.

В районах гидротермальных рудных месторождений важно знать, каковы соотношения крупных, легко выявляемых при съемке складок и содержащих жилы разрывов; последние обнаружить гораздо труднее, особенно, если они не доходят до поверхности земли. На природных складках и на моделях, которые рассматриваются в поперечном сечении, по описанию ряда исследователей, во всех случаях разрывы прежде всего возникают в крыльях на глубине около краев глыбы, деформирующей толщу.

По мере движения глыбы разрывы разрастаются кверху. В одних случаях эти разрывы вертикальны или имеют крутой наклон в сторону относительно опускающихся глыб, т. е. поднимаясь, они сближаются в пределах антиклиналей и расходятся в синклиналях, являясь сбросами. В других случаях наклон разрывов обратный, и они расходятся кверху в антиклиналях и схо-

Условия подобия при моделировании складок поперечного изгиба

| Варианты | Множители подобия | | Механические свойства | | |
|----------|--|---|--|--|---|
| | выбраны произвольно | вычислены по формулам (36)–(38) | песчаников и известняков | должны быть у модели по условиям подобия | бentonитовой глины при влажности 44% |
| I | $C_l = 10^{-4}$; $C_\eta = 10^{-14}$ $C_g = 1$ $C_p = \frac{1}{2}$ | $C_\tau = 5 \cdot 10^{-5}$ $C_l = 2 \cdot 10^{-10}$ (1 мин соответствует 10 000 лет) $C_V = 5 \cdot 10^5$ $C_N = 2 \cdot 10^4$ | $P_{\tau} = 10^9 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^{20} \div 10^{21} \text{ пз}$ $N \cong 0,02 \text{ см}^2/\text{кг} =$ $= 2 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{Г}$ | $P_{\tau} = 5 \cdot 10^4 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^3 \div 10^7$ $N \cong 0,4 \text{ см}^2/\text{Г}$ | $P_{\tau} = 10^3 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^4 \div 10^7 \text{ пз}$ $N \cong 0,4 \text{ см}^2/\text{Г}$ |
| II | $C_l = 10^{-5}$ $C_\eta = 10^{-14}$ $C_g = 1$ $C_p = \frac{1}{2}$ | $C_\tau = 5 \cdot 10^{-6}$ $C_l = 2 \cdot 10^{-9}$ (1 мин соответствует 1000 лет) $C_V = 5 \cdot 10^3$ $C_N = 2 \cdot 10^3$ | $P_{\tau} = 10^9 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^{20} \div 10^{21} \text{ пз}$ $N \cong 2 \cdot 10^{-5} \text{ см}^2/\text{Г}$ | $P_{\tau} = 5 \cdot 10^3 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^6 \div 10^7$ $N \cong 4 \text{ см}^2/\text{Г}$ | $P_{\tau} = 10^3 \text{ дин/см}^2$ $(\eta_{III})_0 = 10^4 \div 10^7 \text{ пз}$ $N \cong 0,4 \text{ см}^2/\text{Г}$ |

дятся в синклиналиях, относясь к числу взбросов. Такие природные разрывы в прошлом часто считались доказательством того, что осложненные ими антиклинали возникли в результате действия горизонтальных сжимающих усилий. Образование таких разрывов при вертикально действующих усилиях считалось невозможным. Эксперименты с моделями показали, что возникновение их физически возможно (рис. 18, а). Это позволило объяснить происхождение многих складок в Средней Азии (Гзовский, 1854в). В случаях третьего типа разрывы в моделях имеют форму кривых поверхностей, обращенных выпуклостью в сторону относительно опускающихся глыб.

Кроме крутопадающих разрывов, развивающихся снизу вверх, в пределах крыльев складок существуют еще две группы разрывов, которые часто удается наблюдать на моделях и можно встретить в природе. Одни представлены пологими, иногда почти горизонтальными поверхностями скальвания в пределах крыльев складок; висячие их крылья обычно смещены в сторону оси антиклинали (см. рис. 18, б). Другие разрывы сосредоточены в своде складки, часто около ее оси. Они состоят из одних только сбросов, наклоненных в двух направлениях с противоположными азимутами (см. рис. 18, а, б).

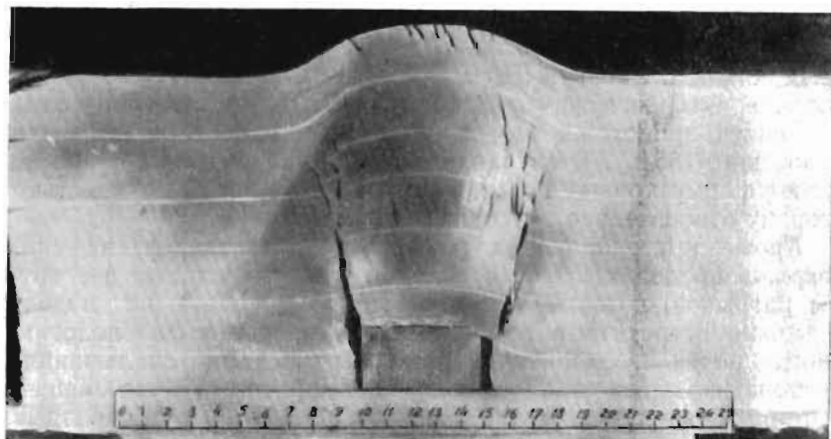
Для выяснения закономерностей в распределении разрывов, осложняющих антиклинали поперечного изгиба, М. В. Гзовским, И. М. Кузнецовой и Е. И. Чертковой оптическим методом было исследовано напряженное состояние многих моделей.

Одни модели были изготовлены из пластичного материала (концентрированный раствор этилцеллюлозы в бензиловом спирте или в его смеси с дибутилфталатом). Они позволяли следить за изменениями напряженного состояния складки на протяжении длительного времени с начала ее роста и до конца. Условия подобия приведены в табл. 7.

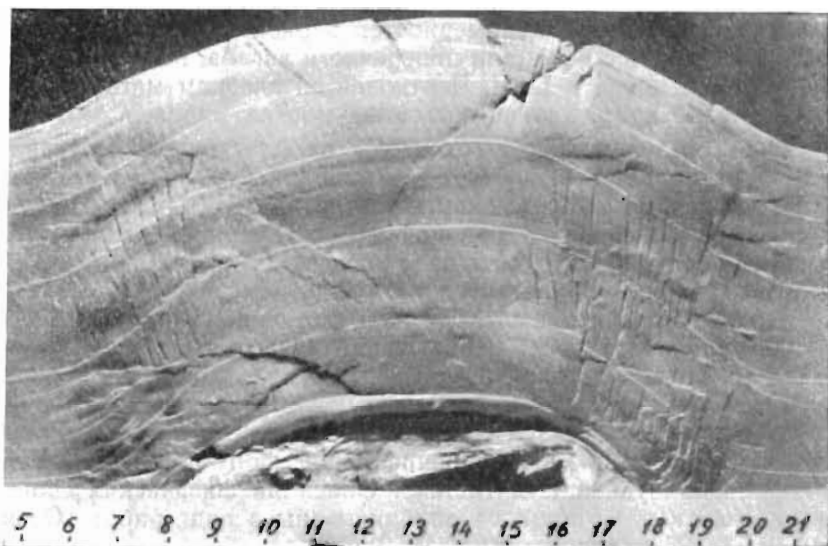
Другие модели показывали распределение напряжений в течение одной кратковременной стадии развития складки — в начале ее развития или при очередном небольшом ее подъеме. Эти модели делались из упругих студней фотожелатины в смеси воды с глицерином. Суммарный результат всех предыдущих деформаций передавался первоначальной формой модели. Условия подобия указаны в табл. 8. Описания физических свойств эквивалентных материалов опубликованы в ряде работ (Осокина, 1957, 1963; Осокина и др., 1960).

На моделях было отчетливо установлено, что в пределах антиклиналей поперечного изгиба существует две группы участков с повышенными значениями максимальных касательных напряжений. Первая группа состоит из двух максимумов, каждый из которых расположен в основании крыла складки около края движущейся глыбы. Вторая группа состоит из двух максимумов в верхних частях крыльев. Последние максимумы имеются, если мощность модели меньше ширины поднимающейся

глыбы. Если мощность модели близка к ширине глыбы или больше нее, два верхних максимума сближаются и объединя-



a



b

Рис. 18. Система разрывов, осложняющих модели антиклиналей поперечного изгиба из влажной глины

a — при быстром подъеме жесткой глыбы, *b* — при медленном подъеме легкодеформируемой массы (по М. В. Гзовскому и Е. И. Чертовой)

ются в один, расположенный на своде около оси антиклинали.

Разрывы развиваются от мест с большей величиной напряжений к местам с их меньшей величиной. Поэтому в складке

Условия подобия при моделировании крупных складок, отдельных антиклинорий и синклинорий и связанных с ними тектонических полей напряжений

| Варианты | Множители подобия | | Механические свойства | | | |
|----------|---------------------|---|---|---|--|---|
| | выбраны произвольно | вычислены по формулам (30) — (38) | земной коры в целом (наверженных пород) | должны быть по условиям подобия | бentonитовой глины при влажности 44% | 30%-ного раствора этилцеллюлозы в бензиловом спирте с дибутилфталатом |
| I | $C_l = 10^{-5}$ | $C_\tau = C_p = 5 \cdot 10^{-6}$ | $P_{1\tau} = 10^9 \text{ дин/см}^2$ | $P_{1\tau} = 5 \cdot 10^3 \text{ дин/см}^2$ | $P_{1\tau} = 10^3 \text{ дин/см}^2$ | — |
| | $C_\eta = 10^{-17}$ | $C_l = 2 \cdot 10^{-12}$ (1 мин соответствует 1 000 000 лет) | $(\eta_{III})_0 = 10^{21} \div \div 10^{23} \text{ пз}$ | $(\eta_{III})_0 = 10^4 \div \div 10^7 \text{ пз}$ | $(\eta_{III})_0 = 10^4 \div 10^7 \text{ пз}$ | $(\eta_{III})_0 = 10^5 \div 10^3 \text{ пз}$ |
| | $C_g = 1$ | $C_V = 5 \cdot 10^5$ | — | — | — | — |
| | $C_p = \frac{1}{2}$ | $C_N = 2 \cdot 10^5$ | $N \approx 10^{-5} \text{ см}^2/\Gamma$ | $N \approx 10^0 \text{ см}^2/\Gamma$ | $N \approx 0,4 \text{ см}^2/\Gamma$ | $N = 10^{-1} \div 10^{-2} \text{ см}^2/\Gamma$ |
| II | $C_l = 10^{-6}$ | $C_\tau = C_p = 5 \cdot 10^{-7}$ | $P_{1\tau} = 10^9 \text{ дин/см}^2$ | $P_{1\tau} = 5 \cdot 10^2 \text{ дин/см}^2$ | $P_{1\tau} = 10^3 \text{ дин/см}^2$ | — |
| | $C_\eta = 10^{-16}$ | $C_l = 2 \cdot 10^{-10}$ (1 мин соответствует 10 000 лет) | $(\eta_{III})_0 = 10^{21} \div \div 10^{23} \text{ пз}$ | $(\eta_{III})_0 = 10^5 \div \div 10^7 \text{ пз}$ | $(\eta_{III})_0 = 10^4 \div 10^7 \text{ пз}$ | $(\eta_{III})_0 = 10^5 \div 10^3 \text{ пз}$ |
| | $C_g = 1$ | $C_V = 5 \cdot 10^3$ | — | — | — | — |
| | $C_p = \frac{1}{2}$ | $C_N = 2 \cdot 10^3$ | $N \approx 10^{-5} \text{ см}^2/\Gamma$ | $N \approx 10^1 \text{ см}^2/\Gamma$ | $N \approx 0,4 \text{ см}^2/\Gamma$ | $N = 10^{-1} \div 10^{-2} \text{ см}^2/\Gamma$ |

Условия подобия при моделировании тектонических полей напряжений

| Множитель подобия | | Механические свойства | | |
|---------------------|--|---|---|--|
| выбраны произвольно | вычислены по формулам (30)–(38) | земной коры в целом (заверженных пород) | должны быть по условиям подобия | 25%-ного студая желатины |
| $C_l = 10^{-5}$ | $C_G = C_p = C_\tau = 5 \cdot 10^{-6}$ | $G = 10^{11} \div 10^{12} \text{дин/см}^2$ | $G = 10^5 \div 10^6 \text{дин/см}^2$ | $G = 10^5 \div 10^6 \text{дин/см}^2$ |
| $C_t = 1$ | $C_\eta = 10^{-5}$ | $P = 10^9 \text{дин/см}^2$ | $P_{1\tau} = 5 \cdot 10^9 \text{дин/см}^2$ | $P_{1\tau} = 10^7 \div 10^8 \text{дин/см}^2$ |
| $C_g = 1$ | | $(\eta_{III})_0 = 10^{21} \div 10^{23} \text{пз}$ | $(\eta_{III})_0 = 10^{16} \div 10^{18} \text{пз}$ | $(\eta_{III})_0 = 10^{10} (?) \text{пз}$ |
| $C_p = \frac{1}{2}$ | | | | |

поперечного изгиба одни разрывы должны расти снизу вверх из нижних частей крыльев, а другие — сверху вниз. При малой мощности толщи нужно ожидать, что последние разрывы растут от верхних частей крыльев (рис. 19, а), а при большой мощности они должны зарождаться и быть многочисленными на своде около оси складки (см. рис. 19, б, в). Однако в случае позднего появления разрывов на уже сильно поднятой складке верхние части крыльев оказываются более подверженными разрушению, чем осевая зона (рис. 20, а, б).

В каждой части складки направление разрывов сколового типа должно быть близким к направлению главных касательных напряжений. Поэтому траектории главных касательных напряжений в первом приближении совпадают с формой разрывов. Траектории главных касательных напряжений располагаются в нижней части каждого крыла в виде веерообразного пучка так, что одни из них соответствуют взбросам, а другие сбросам. По направлению вверх они приобретают выпуклость в сторону относительно опущенной глыбы. Около свода траектории принимают вид сбросов. Наконец, в средней части крыла, кроме крутопадающих, имеются и пологие траектории. Таким образом, система траекторий включает в себя те направления разрывов, которые были отмечены на моделях и в природных складках (см. рис. 17, 18).

Задача дальнейших исследований заключалась в том, чтобы узнать, какие условия необходимы для появления разрывов,

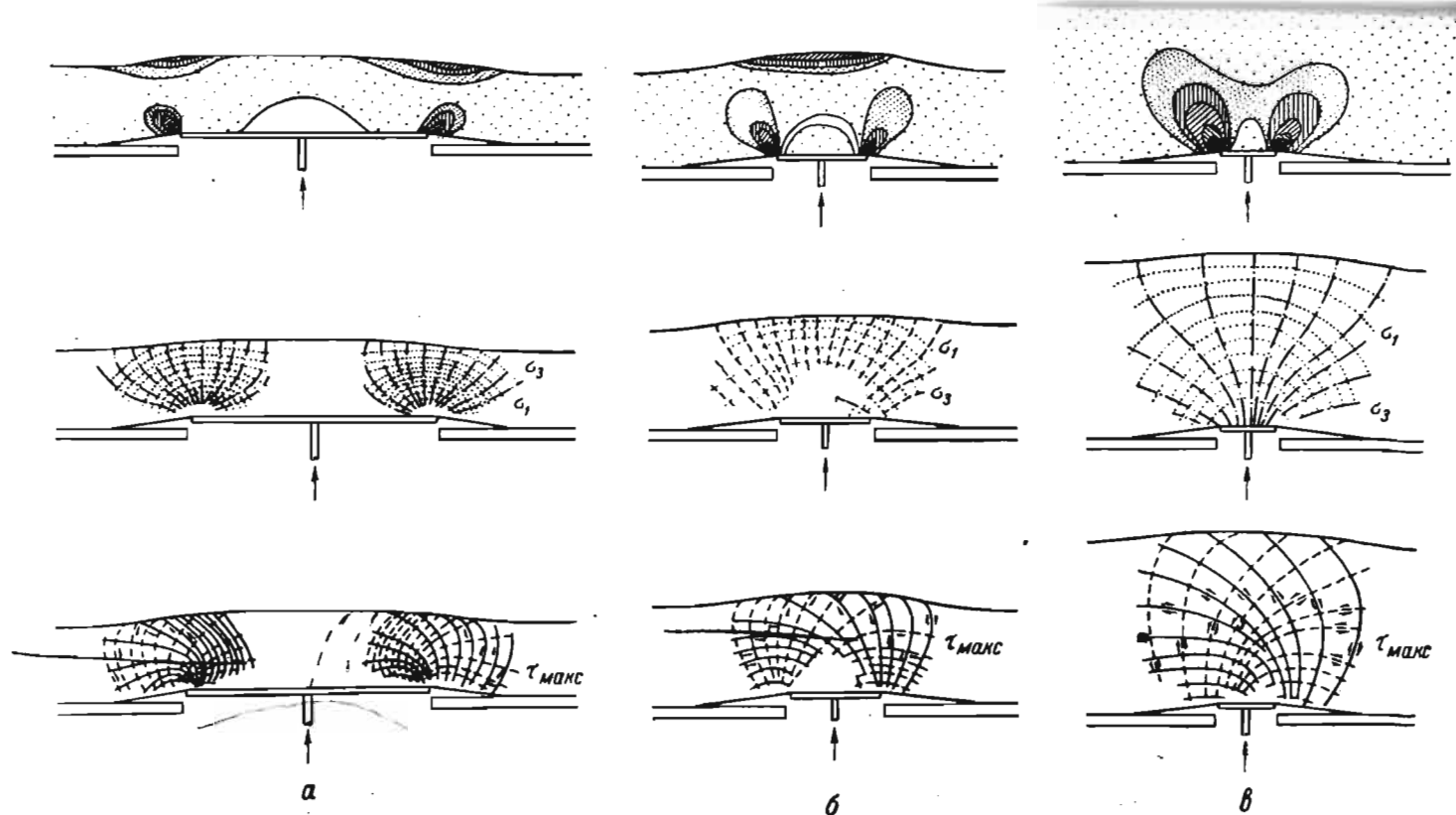


Рис. 19. Распределение напряжений в упругих моделях антиклиналей поперечного изгиба из 30%-ного студня желатини (Гзовский, 1960а)

a — мощность деформируемой толщи меньше ширины антиклинали; *б* — мощность деформируемой толщи соизмерима с шириной антиклинали; *в* — мощность деформируемой толщи больше ширины антиклинали. Условные обозначения см. на рис. 22 и 23

соответствующих той или иной части траекторий. Это исследование еще не закончено. Оно требует всестороннего контроля за условиями, в которых модели деформируются. Экспериментами,

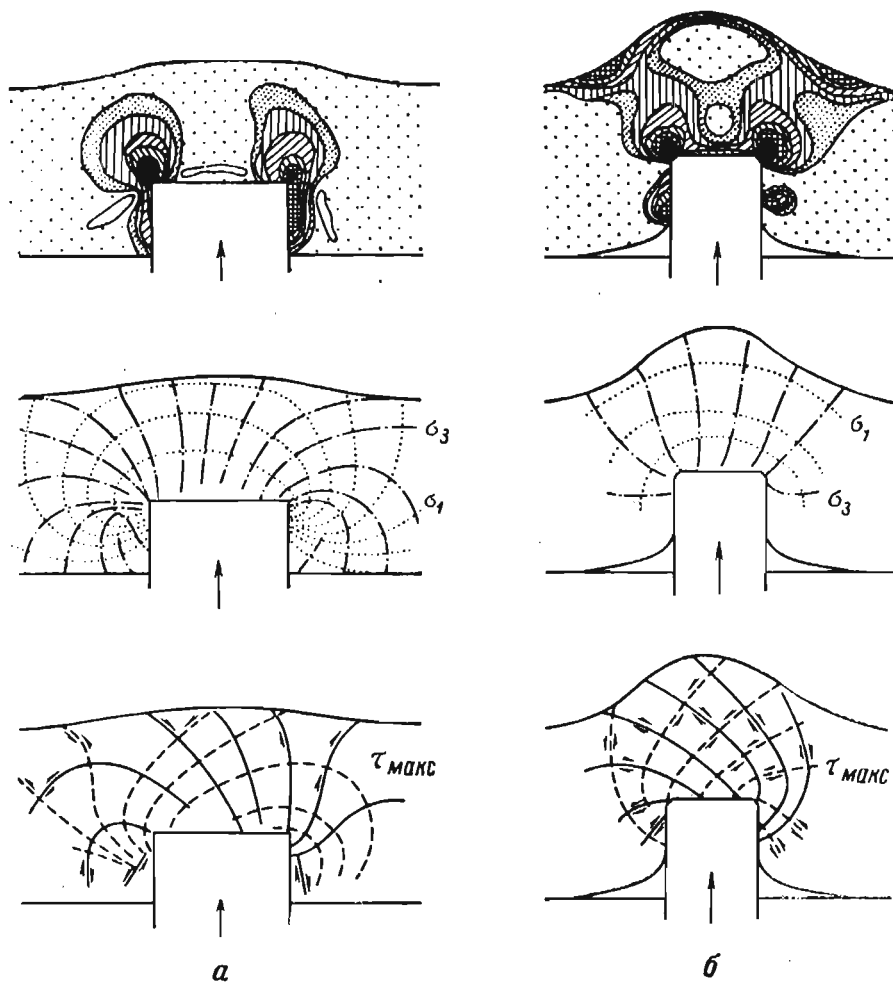


Рис. 20. Распределение напряжений в моделях антиклиналей поперечного изгиба. Модели меньше природных складок в 100 000 раз (Гзовский, 1958, 1963; Осокина, 1963)

a — пластичная модель из 30%-ного раствора этилцеллюлозы в бензиловом спирте; *б* — упругая модель из 30%-ного студня желатинны. Условные обозначения см. на рис. 22 и 23

проведенными Ма Цзинь под руководством М. В. Гзовского, было выяснено, что существенное значение имеет скорость роста складки. В крыльях деформация близка к простому сдвигу.

В этих условиях скорость деформации особенно сильно влияет на морфологию разрушения, так как длительность действия максимальных касательных напряжений на материальных площадках двух сопряженных направлений не одинакова. Круто наклоненные площадки дольше подвержены действию максимальных касательных напряжений, чем перпендикулярные к ним полого наклоненные площадки. В итоге при большой скорости подъема складки успевают образоваться только крутопадающие разрывы. При достаточно малой скорости роста складки, кроме крутых, успевают появиться и пологие разрывы. Кроме того, на развитие пологих разрывов влияет слоистость толщи. Скольжение слоя по слою при пологом их залегании может заменять образование пологих разрывов.

Было выяснено также, что морфология разрывов сильно зависит от деформируемости того тела, которое оказывает давление на модель. Если оно нежесткое и само легко деформируется (см. рис. 18, б), тогда давящая его поверхность принимает круглую форму и передает давление более равномерно, чем жесткая глыба (см. рис. 18, а). Участки повышенных напряжений охватывают большее пространство, и разрывы распределяются в более широкой области, чем при жесткой глыбе. Траектории несколько изменяют свое направление так, что почти все параллельные им разрывы должны быть сбросами.

В природе при давлении на осадочную толщу со стороны легкодеформируемой массы соли, действительно, разрывы менее сосредоточены в крыльях (распределены равномернее), чем при подъеме жестких кристаллических глыб, и состоят почти исключительно из сбросов.

При разделении моделей на крупные слои, которые мало связаны один с другим, повышенные касательные напряжения действуют преимущественно в средней части складки. Каждый слой испытывает наибольшее растяжение около выпуклой поверхности слоя рядом с шарниром складки. Область сжатия, которая обычно при изгибе бывает с вогнутой стороны слоя, при поперечном изгибе очень мала или отсутствует, так как сжатие алгебраически суммируется с общим растяжением слоя (рис. 21).

Эта особенность поля напряжений при поперечном изгибе способствует большему развитию трещин и концентрации рудных тел около выпуклых поверхностей слоев (см. рис. 17, з), тогда как для продольного изгиба отмечались обратные соотношения.

Наконец, исследование моделей показало, что распределение напряжений, а значит и разрывов, изменяется при появлении слабого дополнительного горизонтального сжатия, даже если его величина недостаточна для образования складок. Такое сжатие способствует формированию надвигов на крыльях складки, причем поверхности надвигов должны становиться все бо-

лее пологими по мере приближения к верхней поверхности модели (рис. 22).

Распределение напряжений на рис. 19—22 изображено с помощью рекомендуемой нами системы условных обозначений (рис. 23).

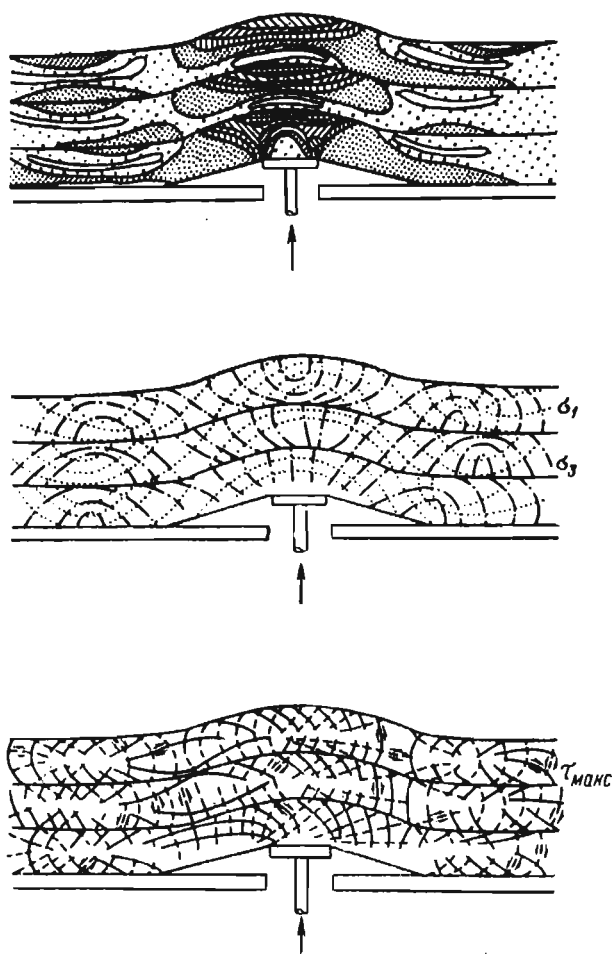


Рис. 21. Распределение напряжений в слоистой упругой модели антиклинали поперечного изгиба из 30%-ного студня желатины (Гзовский, 1960а). Условные обозначения см. на рис. 22 и 23

Кроме плоских, были исследованы также и объемные модели. На них наблюдались все перечисленные системы разрывов, имеющих простирание, параллельное оси складки. После образования этих продольных разрывов складка оказывалась

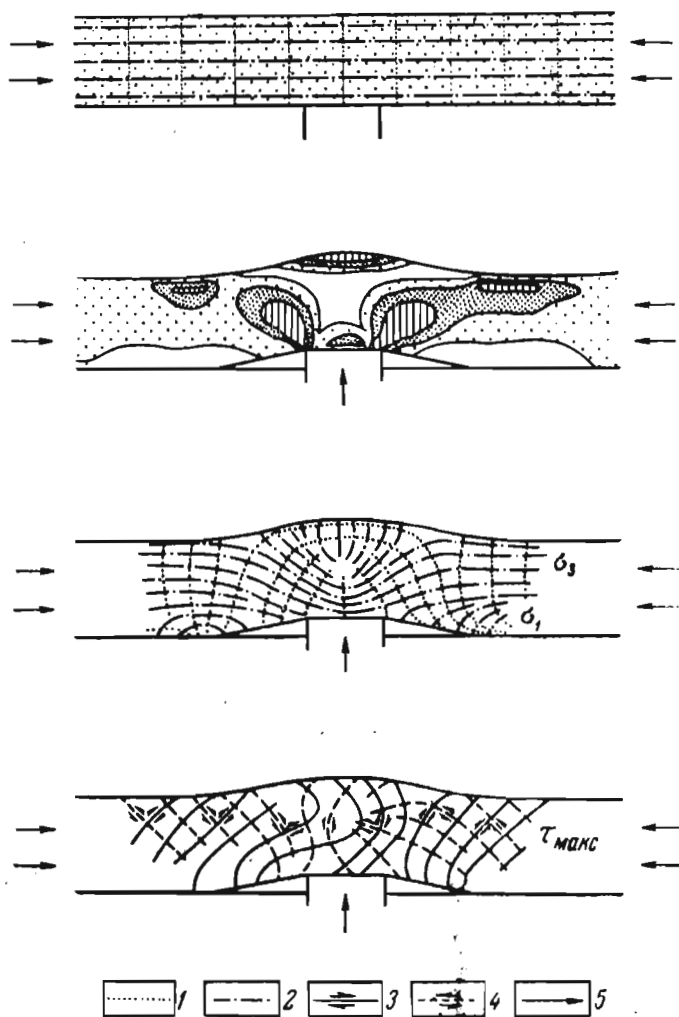


Рис. 22. Распределение напряжений в модели антиклинали поперечного изгиба из 30%-ного студня желатины, развивающейся в условиях слабого дополнительного горизонтального сжатия, которое само по себе не вызывает изгиба модели (Гзовский, 1963)

1 — траектории σ_1 ; 2 — траектории σ_3 ; 3 — траектории правых максимальных касательных напряжений; 4 — траектории левых максимальных касательных напряжений; 5 — активные усилия. Остальные условные обозначения см. на рис. 23

разделенной как бы на ленты, параллельные ее оси. При дальнейшем подъеме антиклинали эти ленты отходили одна от другой, не вызывая большого напряжения в материале. Однако увеличение длины и кривизны каждой ленты в продольном профиле складки сопровождалось усилением продольного растягивающего напряжения. Поэтому на поздней стадии роста антиклинали появляются разрывы, поперечные к оси складки и к более ранним продольным разрывам (рис 24).

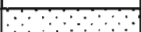
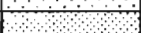


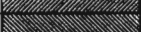




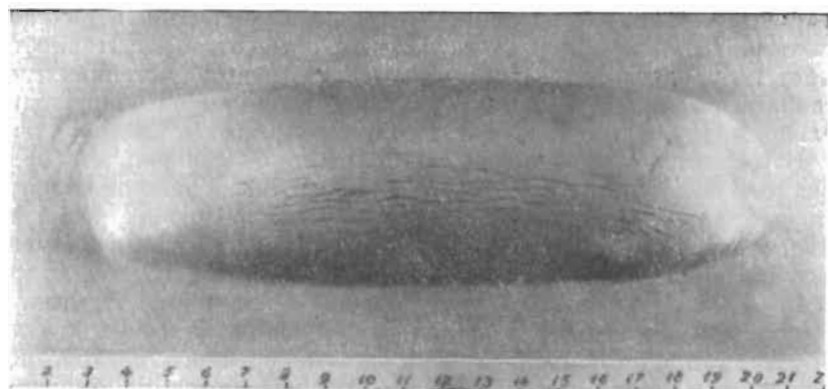
| Интерференционная окраска модели | Обозначения цвета на рис 19-22 | 30%-ный раствор этилцеллюлозы в бензиловом спирте | | 30%-ный студень желатины | |
|----------------------------------|---|---|--|--------------------------|--|
| | | $T, \text{Г/см}^2$ | $T_{\text{макс}}$ относительная величина | $T, \text{Г/см}^2$ | $T_{\text{макс}}$ относительная величина |
| Серая | | | | | |
| Желтая I |  | 3,3 | 0,66 | 12,0 | 0,6 |
| Красная I |  | 5,0 | 1,00 | 15,0 | 1,0 |
| Зеленая II |  | 6,2 | 1,24 | 17,0 | 1,2 |
| Желтая II |  | 7,6 | 1,52 | 24,0 | 1,6 |
| Красная II |  | 10,2 | 2,04 | 30,0 | 2,0 |
| Зеленая III |  | 11,3 | 2,26 | 34,5 | 2,3 |
| Желтая III |  | 12,7 | 2,54 | 37,5 | 2,5 |
| Красная III |  | 15,0 | 3,00 | 43,0 | 3,0 |
| Зеленая IV |  | | | | |

Рис. 23. Динамооптическая таблица сопоставления интерференционных окрасок с величиной напряжений

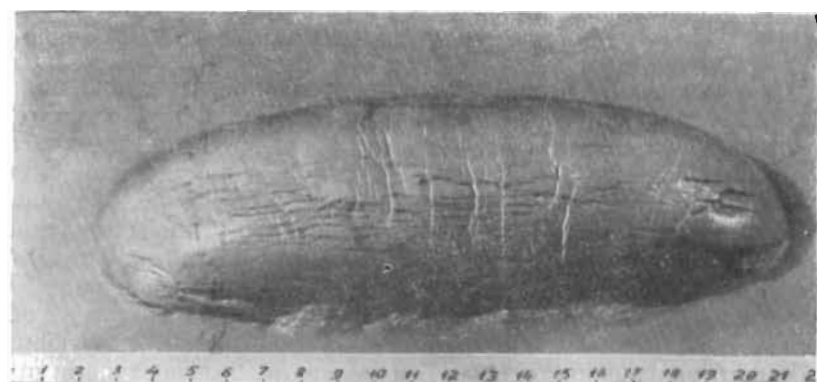
Одновременно с испытанием моделей проводилось изучение тектонических полей напряжений на природных антиклиналях поперечного изгиба. Полученные результаты хорошо согласуются с выводами из экспериментов (Гзовский, 1954, 1960 а, 1963).

Важно, что складки поперечного изгиба широко распространены в нефтеносных районах, в угольных бассейнах и в районах гидротермальных рудных месторождений. Знание закономерностей распределения трещин в пространстве и во времени может существенно помочь при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений, связанных со складками поперечного изгиба. Трещины определяют многие пути циркуляции нефти и газа. Они могут способствовать разрушению месторождений или перемещению залежи из одного стратиграфического горизонта в другой.

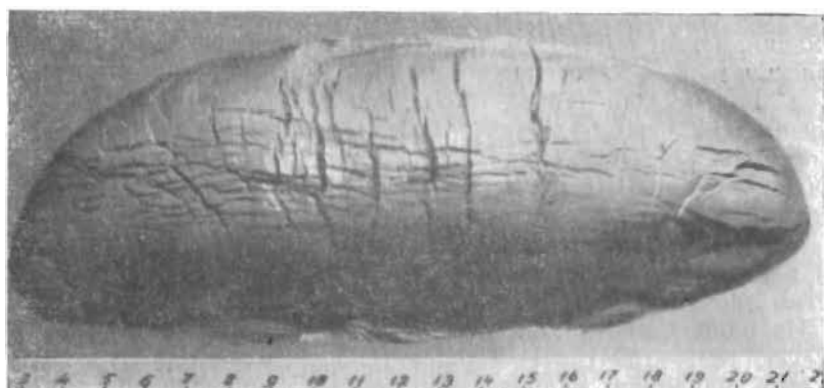
При разработке месторождений нефти, для того чтобы больше извлечь ее из трещинных коллекторов, пытаются искусственно разрывать пласты и расширять существующие в нем горизонты. Разрабатывается теория такого воздействия на нефтеносные пласты (Баренблатт, 1959, 1960; Желтов, 1959). Ясно,



a



б



в

Тис. 24. Последовательное развитие сперва продольных (*a*), затем поперечных (*б, в*) разрывов в модели антиклинали поперечного изгиба (Гзовский, 1954в)

что зная заранее направление тектонических трещин в находящихся на глубине слоях, можно будет повысить эффективность работ по увеличению выхода нефти. В угольных бассейнах трещиноватость пород оказывает сильное влияние на производительность труда при проходке горных выработок и выемке угля.

В Каратау М. В. Гзовским (1963) было выявлено, что рудные тела в пределах складок поперечного изгиба концентрируются главным образом на крыльях, в тех разрывах, которые разрастались снизу вверх и не везде достигли уровня современного эрозионного среза.

В дальнейшем необходимо больше накапливать фактов о природных тектонических полях напряжений. Это нужно для уточнения представлений о складках поперечного изгиба, поскольку эти представления сейчас основываются в большей мере на моделях, нежели на природных объектах.

Причины образования полной складчатости

В рассмотренных выше примерах основное внимание обращалось на то, как деформируется слоистая толща, образуя одну отдельную складку. Исследователя прежде всего интересовало распределение деформаций, разрывов и напряжений внутри складки. Причины возникновения складки, т. е. внешние силы, деформирующие толщу, их направление и происхождение, считались известными. В одних случаях они действительно были известны, как, например, при гравитационном всплывании. В других случаях вопрос о внешних активных силах просто не обсуждался и считался самостоятельной проблемой, требующей для своего разрешения особых исследований. Так поступали при изучении физических условий возникновения складок продольного изгиба или продольного расплющивания.

Особенно остро вопрос о происхождении сил, создающих складки, встает при рассмотрении полной складчатости. По морфологической классификации складчатости, предложенной В. В. Белоусовым (1948—1962), так называется складчатость геосинклинальных областей в случае, если она непрерывно распространена на определенной площади и состоит из многочисленных линейных однообразно ориентированных антиклиналей и синклиналей сходных размеров и форм.

Многие исследователи использовали эксперименты с моделями для проверки или доказательства своих представлений. Отметим лишь некоторые примеры.

Из ранних работ наиболее интересны опыты Э. Рейера (Reyer, 1892—1894) и Г. Клооса (Cloos, 1929—1930с). Первый из них, наклоня желоба, заполненные кашеобразной массой из влажной глины, получал складки при гравитационном оползании. Таким образом Э. Рейер экспериментально подтверждал свои представления о том, что причиной природной полной

складчатости геосинклиналей является оползание осадочных толщ со склонов поднятий под действием силы тяжести. Г. Клоос развивал в своих экспериментах более старые представления контракционной гипотезы. Он помещал слой влажной глины на растянутый лист резины, затем давал возможность резине сократиться, подобно тому как, согласно контракционной гипотезе, сокращается поверхность подкоровой оболочки. В результате в образце возникали многочисленные складки, воспроизводившие складчатость целой горной страны.

Основываясь на обширном литературном материале, а также на личных наблюдениях во многих складчатых зонах В. В. Белоусов (1956, 1958) пришел к выводу, что полная складчатость представляет собой своеобразную реакцию слоистых толщ земной коры на дифференциальные вертикальные движения отдельных блоков (глыб) последней. Эта реакция выражается в перемещении материала под влиянием силы тяжести, а также в «динамическом отжимании со сводов» с относительно приподнятых блоков в сторону относительно опущенных. При этом и сами относительно приподнятые блоки в верхней своей части под влиянием как силы тяжести, так и динамического отжимания раздаются в стороны, веерообразно (или грибообразно) нависая над соседними, относительно опущенными блоками, и оказывают на их верхнюю часть горизонтальное давление, приводящее к смятию слоев в складки в пределах какой-то полосы.

До недавнего времени геологи думали, что полная складчатость образуется в результате весьма общих, планетарного масштаба, причин, и поэтому не считали возможным ставить перед собой вопрос о происхождении складчатости при изучении какого-либо ограниченного по площади складчатого района. По мнению В. В. Белоусова, складчатость в каждом отдельном случае связана с некоторыми местными причинами, которые могут быть вполне конкретно изучены. При этом основной механизма образования полной складчатости является не сокращение земной поверхности, а удлинение слоев при сохранении первичной площади их залегания. Это удлинение как раз и происходит при растяжении слоев на сводах поднимающихся блоков и при их стекании с приподнятого блока на относительно опущенный.

Во всех случаях местные причины складкообразования связаны с контрастными вертикальными движениями блоков земной коры, что присуще геосинклиналям; поэтому полная складчатость и концентрируется в геосинклинальных зонах.

Наилучшим материалом для моделирования складкообразования, связанного с гравитационными силами, оказалась канифоль, которая позволяет готовить тонкослоистые модели и наблюдать значительные структурные результаты гравитационного течения в пределах удобных для экспериментирования отрезков времени (часы, немногие сутки). Недостатком этого мате-

риала является его клейкость, препятствующая образованию в нем разрывов, которые в связи с этим не могут наблюдаться совместно со складками.

Моделирование с помощью канифоли и штампов, расположенных на дне прибора и могущих вертикально подниматься и опускаться, имитируя блоки земной коры, показало, что, изменяя последовательность движений штампов и прибегая к раз-

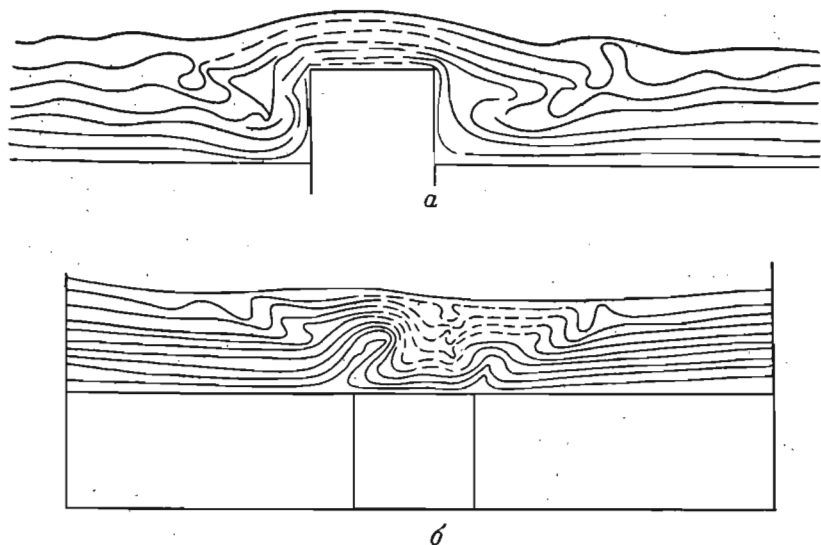


Рис. 25. Экспериментальное воспроизведение складчатости общего смятия путем вертикальных движений штампов и растяжения слоев. Материал—канифоль с глинистыми промазками. Опыты Н. Б. Лебедевой (Белоусов, 1958в)

a — деформация слоев канифоли в результате выдвигания одного штампа, продолжительность опыта 18 ч; *б* — деформация слоев канифоли после следующих операций: 1) штамп выдвинут на 30 мм, 2) тот же штамп опущен в прежнее положение через 24 ч; 3) структура зафиксирована через 26 ч после предыдущей операции. На рисунках показаны поверхность образца и залегание глинистых промазок, разделяющих слои канифоли. Там, где глинистые промазки обозначены пунктиром, слои канифоли подверглись растяжению и удлинению

личной длительности выжидания после очередного движения, мы имеем чрезвычайно широкие возможности воспроизведения самых различных комплексов складок. Более того, оказалось, что если поднять один штамп относительно соседних и таким образом растянуть лежащие на нем слои, а затем тот же штамп опустить в исходное положение, то растянутые слои оказываются слишком длинными и, опускаясь в прежнее положение

вслед за штампом, они сминаются в складки. После аналогичных операций с несколькими штампами и после того как они все возвращены в исходное положение, можно получить на модели целую складчатую зону (рис. 25). Смятие слоев в складки при этом происходит, как и требуется, не вследствие сокращения ширины складчатой зоны, а в результате удлинения слоев. Предположение о возможности получения складок этим спо-

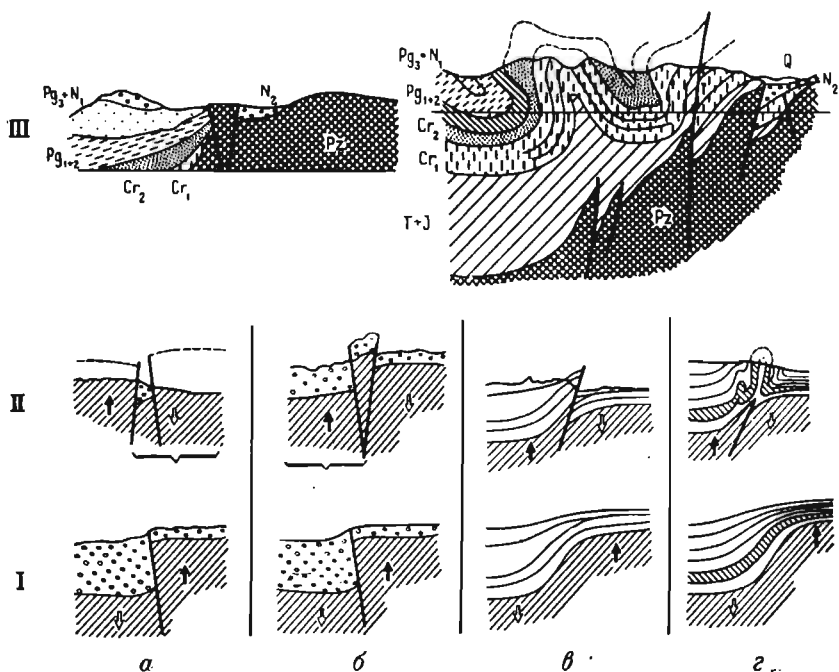


Рис. 26. Схема структурных осложнений, возникающих на границе двух тектонических зон при изменении направления их относительного перемещения (Бунэ и др., 1960)

а — узкий длинный грабен; *б* — узкий длинный горст; *в* — согласный вброс; *г* — пучок линейных складок. *I* — первая стадия деформации: опускание левой тектонической зоны; *II* — вторая стадия деформации: относительное поднятие левой зоны; *III* — примеры узкого длинного горста, согласных вбросов и линейных складок

собом было устно высказано А. В. Долицким. Но еще раньше в более ограниченной форме аналогичное предположение сделал Д. П. Резвой (1954). Весь вопрос приобрел ясность и необходимую конкретность после экспериментов на моделях, выполненных Н. Б. Лебедевой.

Эти опыты привлекают к себе внимание потому, что в ряде районов с детально изученной тектоникой наблюдается разви-

гие интенсивной складчатости в осадочном покрове преимущественно вблизи крупных зон разрывов, причем возникла эта складчатость в то время, когда произошло изменение знака перемещений по разрывам. Весьма показателен в этом отношении пример хребта Петра Первого на Северном Памире (Гзовский и др., 1958; Бунэ и др., 1960). Здесь мезозойские и третичные

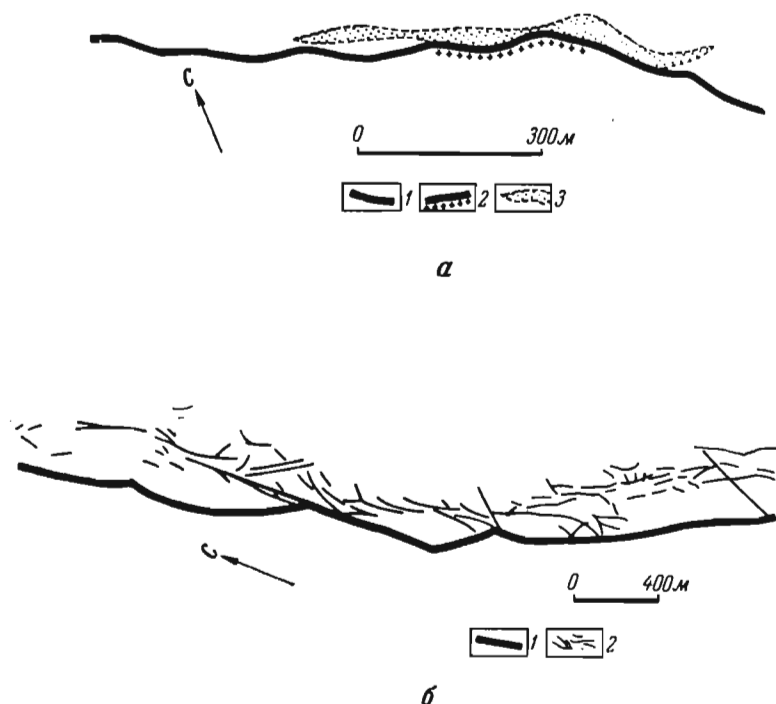
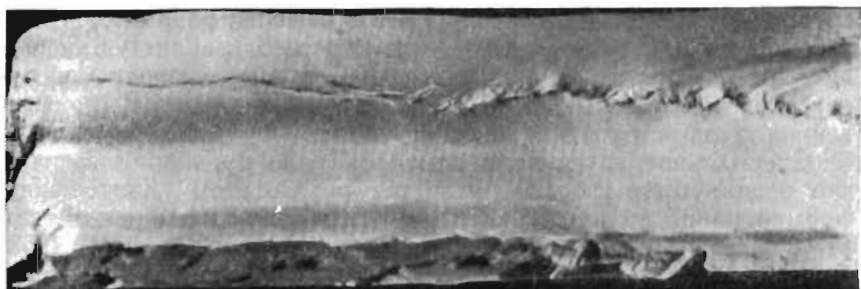


Рис. 27. Извилистость швов круп
а, б — детальные карты природных разрывов. тау: 1 — выход разрыва на горизонтальную поверхность, 2 — участок 3 — проекция на горизонтальную поверхность рудных тел, залегаю (1) и меньшие разрывные смещения (2) в его лежачем боку, ослож вследствие горизонтального сжатия (по А. А. Белицкому), *в, г* — из влажной глины (по М. В. Гзовскому и Е. И. Чертковой). няющего флексуру, амплитуда которой увеличивается слева напра тальном сжатии

отложения большой мощности накопились в узком прогибе по-
 верх кристаллического палеозойского основания. Прогиб был
 ограничен разрывами, развивавшимися во время осадконакоп-
 ления. На границе неогена и четвертичного периода глыба, об-
 разующая кристаллическое основание прогиба, стала подни-
 маться и на месте прогиба образовалось горное поднятие. Сме-

шения по разрывам, ограничивающим эту глыбу, происходили теперь в направлении, противоположном тому, которое было раньше в мезозое и третичном периоде. Одновременно с изменением знака движений по разрывам в зоне разрывов и в непосредственной близости от нее образовалась наиболее интенсивная складчатость (рис. 26).



1



2

ных тектонических разрывов

а — рудоносный взброс в пределах региональной флексуры в хребте Кара-разрыва с гидротермальным оруденением, выходящим на поверхность, щих в шве разрыва на глубине (по М. В. Гзовскому); *б* — крупный взброс яляющие структуру одного из шахтных полей Кузбасса, разрывы образовались фотографии крупных разрывов, возникших на моделях *в* — выход на поверхность извилистого крутопадающего разрыва, ослож- во; *г* — поверхность и лежащее крыло взброса, образовавшегося при горизон- модели

Таким образом, результаты полевых исследований и моделирования согласованно показывают, что причиной формирования полной складчатости в осадочном покрове могут быть изменения в направлении относительного смещения соседних глыб кристаллического основания. Вопрос о том, почему происходят перемещения глыб и отчего изменяется направление

этого перемещения, является особым вопросом, выходящим за пределы проблемы складкообразования. Он связан с изучением глубинных физических и химических процессов, развивающихся в нижних частях коры и в подкоревой оболочке.

Тектонические разрывы

При детальном картировании тектонических разрывов всегда выявляется, что их выходы имеют сложную извилистую — волнистую или зигзагообразную — форму с многочисленными ответвлениями (рис. 27, а, б). То же устанавливается горными выработками и в вертикальных сечениях.

Специальное изучение разрывов в поле привело к выводу, что извилистость формы является результатом длительного формирования крупных разрывов путем объединения многих ранее возникших более мелких нарушений (Гзовский, 1953, 1956 а, б, 1963). Морфологические разновидности волнистости связаны с деталями этого процесса, в частности, они зависят от того, что на разных стадиях процесса могут преобладать разные типы разрушения (т. е. отрыв или скалывание).

Моделирование подтвердило, что в условиях горизонтального сжатия и в пределах флексур сперва появляются многочисленные мелкие изолированные трещины. Затем эти трещины, разрастаясь по простиранью и падению, взаимно пересекаются или сливаются одна с другой и в совокупности создают один крупный разрыв сложной волнистой, зигзагообразной или гирляндовидной формы (см. рис. 27, в, г).

Моделирование часто проводится с целью изучения того, как разрывы распределяются в пространстве и каковы закономерности их появления во времени. Примерами могут служить эксперименты со складками поперечного изгиба, приведенные выше. Остановимся еще на двух примерах.

При разведке гидротермальных рудных месторождений принято считать, что растворы, отлагавшие руды, перемещались из глубоких частей земной коры по крупным разрывам, от которых они расходились в сторону по дополнительным мелким нарушениям. Однако в Каратау (Северный Тянь-Шань) и в ряде других рудных районов руда содержится в швах лишь мелких разрывов, тогда как крупные разрывы безрудны. Это обстоятельство делало непонятным происхождение некоторых рудных тел и вызывало даже сомнения в том, что они глубинного происхождения.

Испытания моделей внесли ясность в обсуждаемый вопрос (Гзовский, 1956 а, б). Модели делались из влажной глины. Условия подобия приведены в табл. 6. Как и в природе, на моделях возникали крупные антиклинали поперечного изгиба. Они развивались вследствие вертикальных перемещений, ограниченных разрывами глыб, образующих основание деформируемой

осадочной толщи. Наблюдение велось за процессом формирования разрывов, осложняющих крыло растущей складки в осадочной толще. Сперва в нижней части крыла над границей глыб в фундаменте появлялись многочисленные трещины скалывания. С течением времени они распространялись все выше по крылу и, наконец, достигали верхней поверхности модели. Трещины имели крутой наклон в сторону оси антиклинали. После значительного подъема складки возник крупный разрыв, который целиком пересекал ее крыло снизу доверху. Он включал в себя часть более ранних трещин, но многие из них оставались в стороне. Этот разрыв проходил вдоль края зоны развития трещин (рис. 28).

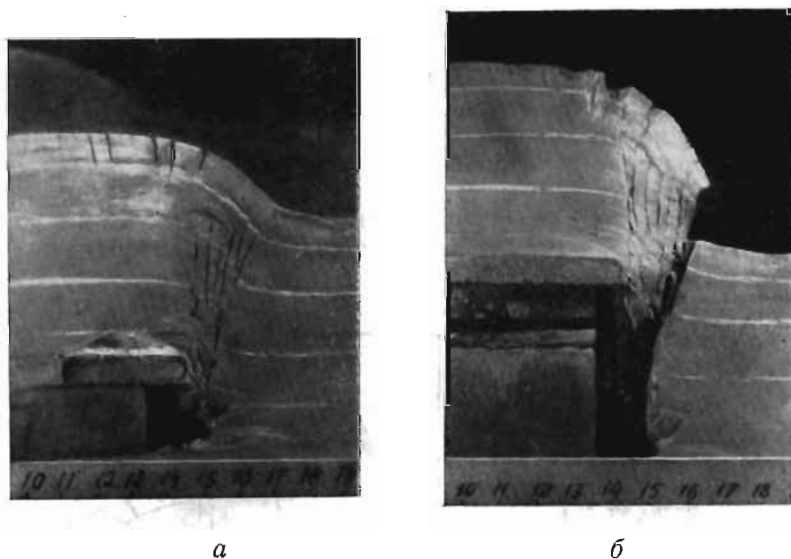


Рис. 28. Последовательные (а — ранняя, б — поздняя) стадии образования крупного разрыва в крыле антиклинали поперечного изгиба на модели из влажной глины (по М. В. Гзовскому и Е. И. Чертовой)

Так выяснилось, что вблизи от крупного разрыва в пределах толщи, благоприятной для рудоотложения, может располагаться проницаемая для гидротермальных растворов зона, расчлененная несколько более ранними многочисленными, относительно мелкими разрывами. Безрудность крупного разрыва в таких случаях может быть объяснена тем, что поступление гидротермальных растворов с глубины происходило в то время, когда в благоприятной для оруденения толще развивались только мелкие разрывы. По-видимому, ко времени появления крупного разрыва рудоносные растворы перестали существовать.

Полевые исследования в Каратау подтвердили более моло-

дой возраст ряда крупных разрывов по сравнению с мелкими, распространенными рядом с ними.

Многими геологами в разных районах описывался следующий частный случай формирования разрыва (рис. 29, а, б, в, г). На ранней стадии в зоне будущего крупного разрыва возникал ряд кулисообразно расположенных трещин отрыва или скалывания. На поздней стадии происходило слияние этих трещин или разрушение промежутков между ними путем скалывания. В результате появлялся один крупный сложно построенный разрыв (Shainin, 1940; Шихин, 1960; Невский, 1960).

Моделирование, проводившееся многими исследователями (Reyer, 1892; Mead, 1940; Riedel, 1921; Cloos, 1928, 1939; Ли, 1945—1955; Chang, 1948; Гзовский, 1953, 1956, а и др.), показало, что образование крупного скола начинается с появления ряда кулисообразно расположенных трещин отрыва или скалывания в том случае, если модель испытывает деформацию простого сдвига (см. рис. 29, д, е, ж). По форме расположения трещин отрыва можно однозначно определять направление сдвига. Этот прием хорошо известен геологам и часто используется при разведке и разработке месторождений.

Последние эксперименты (Гзовский, 1963) показали, что форма кулисообразного расположения трещин зависит от того, происходит ли деформация простого сдвига одновременно со

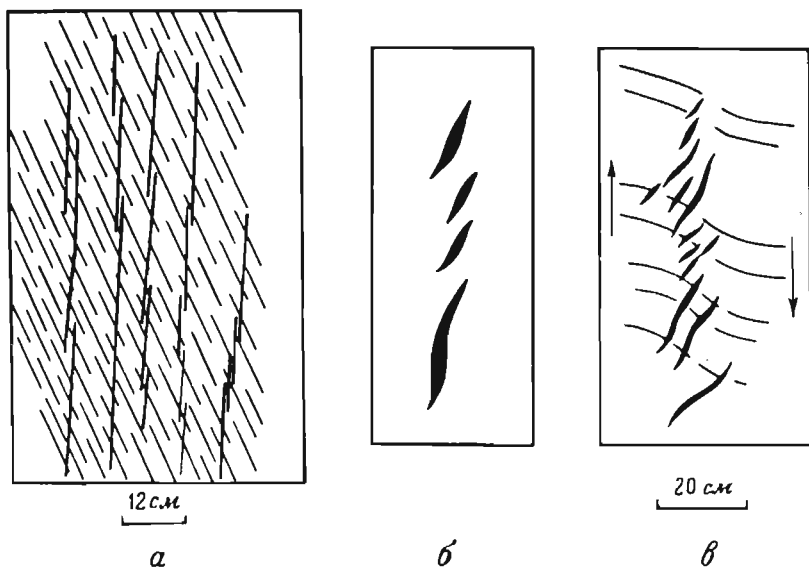
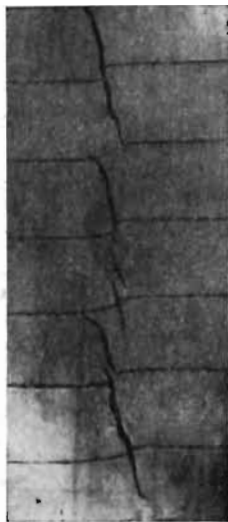


Рис. 29. Образование крупного разрыва в условиях деформации кулисообразно расположенных трещин скалывания (а) и отрыва моделей из влажной глины: отрывы после незначительной деформации (б) после незначительной деформации левого сдвига (ж) — по М. В. Гзовскому и



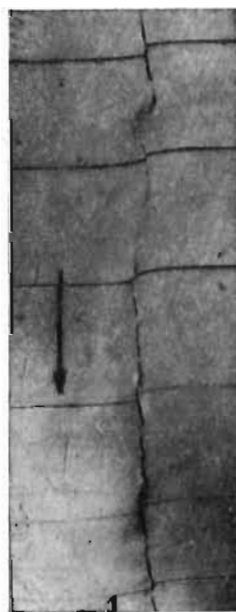
а



б



в



г

формации простого сдвига. Природные ряды кулисо-
 (*б, в, г*). Ряды кулисообразно расположенных трещин в
 (*д*) и большой (*е*) деформации левого сдвига, сколы
 (*а* — по В. А. Невскому, *б* — по Ю. С. Шихину, *в, г, д, е*.
 Е. И. Чертковой)

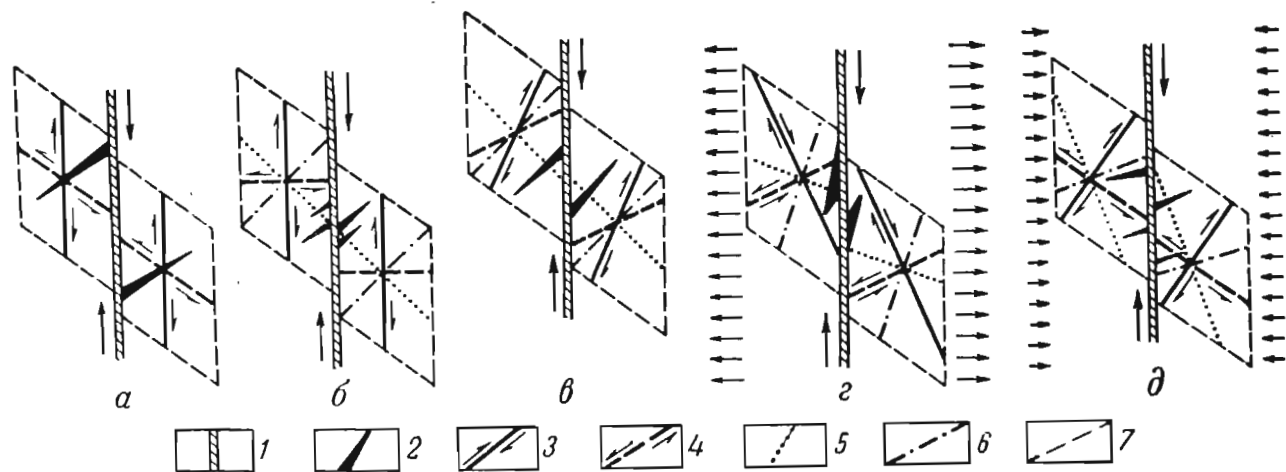


Рис. 30. Схемы расположения трещин в момент их возникновения при деформации правого сдвига
(Гзовский, 1956а, 1963).

a — широко распространенная неправильная схема; *б* — при угле скалывания $\alpha=45^\circ$; *в* — при угле скалывания $\alpha < 45^\circ$; *г* — при угле скалывания $\alpha=45^\circ$ и дополнительном растяжении; *д* — при угле скалывания $\alpha=45^\circ$ и дополнительном сжатии. 1 — шов главного разрыва; 2 — трещины отрыва; 3, 4 — сопряженные трещины скалывания; 5, 6 — оси напряжений σ_1 и σ_3 ; 7 — условные границы рассматриваемого участка

сжатием или одновременно с растяжением, перпендикулярным направлению сдвига. При дополнительном растяжении расположение трещин скалывания оказывается противоположным тому, которое обычно наблюдается при сдвигании (рис. 30, з). Эти соотношения, установленные пока только на моделях, могут повысить точность заключений о направлении смещений от-

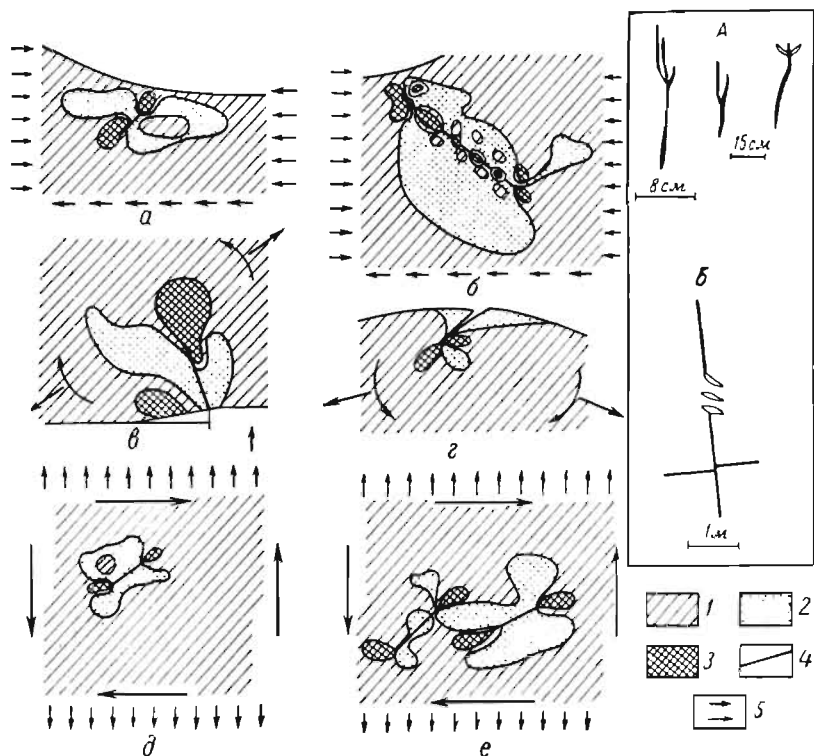


Рис. 31. Влияние разрывов на напряженное состояние горных пород а—е—различные типы деформаций; 1—напряжения в моделях не меняются, 2—касательные напряжения снижаются (до 0,6 раза), 3—касательные напряжения повышаются (до 1,7 раза), 4—разрыв, 5—внешние усилия. А, Б—изменения в морфологии жил, вызванные искажениями поля напряжений около концов разрывов (А—по В. А. Невскому, Б—по М. В. Гзовскому)

дельных слоев или частей рудных тел по пересекающим их разрывам.

На прозрачных моделях из упругого материала исследовалось, каким образом появление разрыва (роль которого играла прорезь в модели) изменяет напряженное состояние окружающей среды (Гзовский, 1954б, 1958, 1960а). Модели делались из упругого материала, так как изучался процесс, развиваю-

щийся на протяжении короткого времени; множитель подобия времени был порядка 10^0 и 10^{-1} (см. табл. 8).

Появление разрыва в модели сопровождается изменением напряжений на значительном расстоянии вокруг него. Эти места изменений в напряжении показаны на рис. 31 условной границей. Затем было вычислено количество энергии упругой деформации, содержащейся в этом объеме до появления разрыва и после него. Оказалось, что после появления разрыва сохранялось от 99 до 70% энергии, первоначально бывшей в том же объеме. Значит возникновение разрыва приводило к освобождению от 1 до 30% энергии, которая в природных условиях частично превращается в энергию землетрясения.

Пространство, из которого выделялась энергия, было предложено считать очагом землетрясения. Судя по моделям, ширина очага равна или несколько больше протяженности разрыва по падению. Длина тектонических разрывов по простиранию обычно равна или раза в три больше длины по падению. Соответственно выяснилось, что объем очага землетрясения можно приближенно оценить, если длину разрыва по простиранию, возведенную в третью степень, умножить на некоторый коэффициент λ . Для моделей величина этого коэффициента колебалась от 0,1 до 2 и в среднем может считаться равной единице.

Выясненные на моделях соотношения между длиной разрыва, объемом очага и его энергетической продуктивностью, а также приводимые ниже в уравнении (56) соотношения между напряжениями и градиентом скорости тектонических движений позволяют использовать геологические данные (градиент скорости, длину разрывов, вещественный состав пород) для вычисления энергии и силы землетрясений. Так, например, энергия U_s землетрясений Тянь-Шаня (Гзовский, 1957, 1963) вычислялась по формуле

$$U_s \approx 2n\omega\lambda\Phi^2 \frac{\tau_{III}^2}{G_I} l^3 |\text{grad } V|_m^2, \quad (55)$$

- где
- n — коэффициент, указывающий, какая доля освобожденной в очаге энергии переходит в энергию сейсмических волн (по данным о взрывах n порядка 0,01);
 - ω — коэффициент, указывающий, какая доля энергии освобождается из очага при возникновении разрыва (на основании моделей принимается около 0,1);
 - λ — коэффициент, связывающий объем очага землетрясения с кубом длины разрыва (в среднем близок к единице);
 - $|\text{grad } V|_m$ — абсолютная величина градиента скорости вертикальных глубинных тектонических движений (в Тянь-Шане достигает $5 \cdot 10^{-7}$ год $^{-1}$);

- Φ — коэффициент из уравнения (56), связывающего напряжения со средней величиной градиента скорости тектонических движений $|\text{grad } V|_m$ (на моделях порядка единиц, обычно около 6);
- η_{III} — эффективное значение коэффициента вязкости, которое для слагающих Тянь-Шань гранитов следует принять $10^{22} \div 10^{23}$ пз;
- G_I — модуль условно-мгновенного сдвига, по данным о скоростях сейсмических волн, равный 3×10^{11} дин/см².

Подставив все эти величины в (55), приняв согласно моделям $\Phi=6$; $\lambda=1$; $\omega=0,1$ (т. е. $\omega\lambda\Phi^2 \approx 3$), можно вычислить, что при длине разрыва 30–60 км и наиболее высоком значении градиента скорости порядка 10^{-7} год⁻¹, в Тянь-Шане энергия землетрясений может достигать $10^{22} \div 10^{23}$ эрг. При глубине очага 10–20 км землетрясения такой энергии проявляются на поверхности с силой 9 баллов. Фактически в Тянь-Шане в зонах с рассматриваемыми величинами разрывов и градиента скорости известно несколько землетрясений данной силы. Следовательно, полученные на моделях величины коэффициентов Φ , λ , ω близки к тем, которые соответствуют природным явлениям.

Проблема моделирования деформаций крупных участков земной коры

Развертывание работ по моделированию деформаций крупных участков земной коры будет означать начало нового этапа в развитии экспериментальной тектоники. Такие эксперименты необходимы в связи с решением наиболее сложных и актуальных проблем тектоники, посвященных глубинным процессам и причинам тектонических движений. Вместе с тем эти эксперименты имеют прямое отношение и к решению практических вопросов, например к сейсмическому районированию и прогнозу землетрясений.

Попытки моделировать деформации крупных участков коры предпринимались рядом исследователей. Известные эксперименты были проведены Б. Виллисом (Willis, 1893), создававшим складчатую структуру типа Аппалачского антиклинория. Складчатую зону Альп воспроизводил Г. Клоос (Cloos, 1930 с), который моделировал также зоны грабенов, тянувшиеся вдоль всей Восточной Африки. Наконец, В. Бухер (Bucher, 1956) попытался получить на шаре распределение геосинклинальных областей, известных на Земле. Все эти эксперименты ставились без подробного анализа условий подобия и поэтому их результаты не являются убедительными.

В настоящее время, подходя к моделированию деформаций крупных участков земной коры, следует разрешить несколько групп вопросов.

Первая группа вопросов связана с тем, что в разных частях модели крупного участка земной коры направление силы тяжести должно быть различным и повсюду совпадать с направлением радиуса Земли. Таких моделей еще не испытывалось.

Направление силы тяжести можно приближенно считать параллельным для всех частей модели, если она воспроизводит участок коры шириной не более 100—200 км, что соответствует размерам отдельных антиклинориев и синклинориев. При таком моделировании множитель геометрического подобия удобно брать от 10^{-6} (тогда ширина участка составляет на модели 20 см, а мощность коры меньше 10 см) до 10^{-5} (ширина модели до 2 м, мощность коры до 1 м). Множитель подобия времени желательно выбрать с таким расчетом, чтобы отдельная стадия развития земной коры, например, соответствующая образованию горной системы типа Памира или Тянь-Шаня или же формирования геосинклинального прогиба вроде Кавказского, Карпатского или Альпийского, продолжающаяся от 20 до 100 млн. лет, в лабораторном эксперименте длилась от нескольких минут до нескольких суток, иначе проведение эксперимента будет излишне сложным. Таким образом, множитель подобия времени имеет смысл задавать от 10^{-13} (тогда 1 мин соответствует 5 млн. лет) до 10^{-10} (1 мин соответствует 5000 лет, а 12 суток — 90 млн. лет).

При данных пределах множителей подобия расстояний и времени множители подобия напряжений, вязкости, коэффициента N из зависимости (14) вязкости от напряжений принимают следующие значения: C_1 от 10^{-5} до 10^{-7} ; C_2 от 10^{-15} до 10^{-20} ; C_3 от 10^5 до 10^7 .

Вторая группа вопросов возникает, когда принимаются определенные числа, характеризующие механические свойства, средние для всей земной коры. Их точно указать пока еще нельзя. Лучше других по сейсмическим данным известны модули упругости — они порядка 10^{11} дин/см², причем от гранитного слоя коры ($3 \cdot 10^{11}$) вплоть до верхней части подкоровой оболочки ($7 \cdot 10^{11}$) на глубинах до 100 км модуль сдвига остается одного порядка и увеличивается лишь немного больше чем в 2 раза.

Условный начальный коэффициент вязкости при атмосферном давлении и весьма малых касательных напряжениях, приближающихся к нулю, т. е. начальная точка кривой на рис. 4 или $(\eta_{11})_0$ из формул (14), должен считаться соответствующим изверженным горным породам, т. е. порядка 10^{22} или 10^{23} . Угловой коэффициент N зависимости логарифма вязкости от величины касательных напряжений из формул (14), пока он не исследован в лабораториях, приходится считать порядка 10^{-2} см²/кг, как для многих горных пород. С углублением в земную кору возрастающее всестороннее давление увеличивает

вязкость, а подъем температуры, наоборот, снижает ее. Это отражает предпоследняя из формул (14). Суммарный результат этих двух противоположных влияний оценить трудно из-за недостатка данных о величине коэффициентов u и a . Поскольку в верхних 300 км температура изменяется быстрее, чем всестороннее давление, некоторые исследователи предполагают, что вязкость должна уменьшаться по направлению от поверхности гранитного слоя к границе Мохоровичича и до глубин 100–200 км.

До того как будут проведены соответствующие эксперименты, условно приходится считать, что влияния давления и температуры на вязкость в недрах коры компенсируют друг друга, и поэтому данные о вязкости при атмосферном давлении и комнатной температуре распространяются на всю земную кору. Это делается в порядке первого приближения, временно до появления необходимых фактических данных.

Прочность пород с глубиной, вероятно, возрастает быстрее, чем вязкость, так как пластичность материала увеличивается в этом направлении.

Перечисленные исходные положения позволили составить диаграммы, которые показывают теоретически требуемые вязкостные свойства моделей, воспроизводящих деформации земной коры в целом при указанных выше множителях подобия. Из этих диаграмм видно, что существующие материалы обеспечивают подобие недостаточно полно. Оно может быть достигнуто или в результате разработки новых материалов, или при использовании более крупных моделей с геометрическим масштабом порядка 10^{-4} . Тогда кора мощностью 50 км на модели будет иметь мощность 5 м. Множитель подобия вязкости можно будет принять от 10^{-14} до 10^{-16} , тогда множитель подобия времени будет от $2 \cdot 10^{-10}$ (1 мин эквивалентна 10 000 лет, 6 суток соответствуют 90 млн. лет) до $2 \cdot 10^{-12}$, когда 1 мин эксперимента подобна 1 млн. лет в природе.

Третья группа вопросов возникает в связи с выбором системы сил, деформирующих земную кору. Как известно, общепринятого мнения по этому поводу не существует и одновременно развиваются взаимоисключающие точки зрения.

Согласно одним исследователям, кора деформируется так же, как слой при образовании складки продольного изгиба или продольного расплющивания. Это представление используется в контракционной и конвекционной геотектонических гипотезах (Ф. Венинг-Мейнец, Э. Краус, П. Н. Кропоткин). Типичные деформации складок данных типов показаны на рис. 15 и 16.

Другие исследователи думают, что кора деформируется так же, как складки поперечного изгиба. Большое внимание при этом уделяется идеям о гравитационном всплывании глубинного вещества. Эти идеи связаны с гипотезами физической и химической дифференциации вещества мантии (Р. Беммелен,

В. В. Белоусов, Е. Н. Люстих, В. А. Магницкий). Деформации, напряжения и разрывы в складках поперечного изгиба и гравитационного всплывания изображены на рис. 12, 13, 17, 18—22, 24.

Третьи исследователи допускают большие горизонтальные перемещения крупных участков земной коры в направлении, параллельном тектонической зональности. Поэтому предполагается широкое развитие в земной коре деформации типа сдвигания в горизонтальном направлении, для которой характерно кулисообразное расположение разрывов и складок (Кеннеди, Хилл, Дибли, Г. Бенев, А. В. Пейве, Г. Д. Ажгирей). Сочетание деформаций, напряжений и разрывов, свойственное такому механизму, показано на рис. 29 и 30.

Таким образом, деформации крупных участков земной коры в схематизированном виде можно анализировать на таких же моделях, которые воспроизводят отдельные небольшие складки или зоны разрывов. Однако множители подобия при сопоставлении моделей с крупными участками коры имеют одну величину, а при сопоставлении с небольшими участками — другую.

В настоящее время в полевых условиях проводится изучение механизма формирования и напряженного состояния отдельных антиклинорий и крупных глубинных зон разрывов. Они намного больше отдельных складок и могут быть отнесены к числу «крупных» участков коры, так как известно, что они находят свое отражение в форме залегания подошвы коры. Вместе с тем они имеют ширину 20—200 км, при которой еще можно допустить практически одно и то же направление действия силы тяжести во всем исследуемом объеме, т. е. пренебрегать кривизной земной коры. Поэтому деформации и напряжения таких участков коры можно исследовать на моделях в обычном поле силы тяжести.

В Институте физики Земли АН СССР М. В. Гзовским, И. М. Кузнецовой и Ма Цзинь испытывались модели, которые соответствовали отдельным небольшим (шириной 10—20 км) самостоятельным поднятиям земной коры или верхней ее части, сложенной гранитным слоем. Деформирующие внешние силы действовали снизу вверх в соответствии с представлениями о глубинном строении и развитии Земли, которые разрабатываются в Институте физики Земли АН СССР В. В. Белоусовым, В. А. Магницким и рядом других исследователей. Модели были близки к тем, которые описаны в связи с антиклиналями поперечного изгиба. Отличие заключалось главным образом в иных численных значениях множителей подобия.

В связи с техническими осложнениями при испытаниях крупных моделей пришлось множитель геометрического подобия принять от 1 : 500 000 до 1 : 100 000, т. е. от $2 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-5}$. Множитель подобия для времени был порядка 10^{-12} , для вязкости 10^{-18} , для напряжений 10^{-6} . Материалом моделей служили

влажная глина и петролатум — при изучении разрывов и деформаций, растворы этилцеллюлозы в бензиловом спирте с дибутилфталатом — при рассмотрении напряжений, сопровождающих длительную пластическую деформацию. Кратковременные изменения напряжений исследовались в моделях из студней ацетицеллюлозы в бензиловом спирте и из студней желатины в водно-глицериновой смеси, при множителе подобия времени порядка 10^0 и 10^{-1} . Все эти модели не вполне строго соответствовали теоретическим требованиям к вязкости, да и сами требования были вычислены с точностью, меньшей чем ± 1 десятичный порядок. Поэтому изучение таких моделей считается самым первым шагом в исследованиях, которые дали лишь приближенное представление о порядке измеряемых величин.

Задачи исследования заключались в том, чтобы сопоставить напряженное состояние глубоких частей деформируемого тела с движениями его верхней поверхности. Предполагается, что в дальнейшем можно будет на поверхности земли измерить среднюю величину градиента скорости тектонических движений $|\text{grad } V|_m$, а затем, используя результаты моделирования, вычислять максимальные касательные напряжения τ_{max} и величину всестороннего давления σ_m на определенной глубине в недрах земной коры или под ней. М. В. Гзовским (1962) для участков коры, испытывающих деформацию поперечного изгиба, были предложены следующие формулы, связывающие напряжения со средней величиной градиента скорости тектонических движений и с эффективным значением коэффициента вязкости η_{III} :

$$\tau_{max} \approx \eta_{III} \Phi |\text{grad } V|_m; \quad (56)$$

$$\sigma_m \approx \sigma_g - \frac{2}{3} \eta_{III} \Phi |\text{grad } V|_m, \quad (57)$$

где η_{III} — эффективное значение коэффициента вязкости, т. е. соответствующее наблюдаемому градиенту скорости движения;

Φ — некоторый коэффициент, величину которого, являющуюся функцией глубины, желательнее определить на моделях;

σ_g — вертикальные нормальные напряжения, возникающие за счет веса вышележащих пород.

Величины τ_{max} и σ_m вычисляются для средних частей крыльев тех поднятий и прогибов, которые создаются путем деформации поперечного изгиба.

Внутри каждой модели оптическим методом регистрировались величины напряжений, а на верхней поверхности модели измерялся градиент скорости. Эффективная вязкость определялась на вискозиметре. Величина Φ , остававшаяся единственным неизвестным, вычислялась. Она оказывалась порядка 10^0 (часто около 6) для внутренней части земной коры и до 10^1 для подкоровой оболочки.

Для вычисления по формулам (56) и (57) напряжений, действующих в недрах земной коры, кроме проверки и уточнения величины Φ , необходимо разработать метод измерения эффективной вязкости в любом участке земной коры. Для определения величины градиента скорости в полевых условиях существует несколько методов, с помощью которых уже получены первые результаты (Гзовский и др., 1959).

Судя по результатам испытания моделей и считая вязкость коры 10^{22} пз, на глубинах 50--100 км максимальные касательные напряжения могут достигать 5000 кг/см^2 и больше, при средней величине градиента скорости на поверхности от 10^{-6} до 10^{-10} год $^{-1}$. В действительности, в природе на краях геосинклинальных прогибов и горных поднятий градиент скорости часто бывает 10^{-8} и даже доходит до 10^{-7} год $^{-1}$. Поэтому можно считать, что в этих местах на глубине касательные напряжения доходят до нескольких тысяч кг/см^2 и примерно на такую же величину $\left(\text{на } \frac{2}{3} \tau_{\max}\right)$ снижается всестороннее давление. Такого

снижения всестороннего давления, по-видимому, достаточно для того, чтобы началось выплавление наиболее легкоплавких соединений и образовалась базальтовая магма (Гзовский, 1962).

На непрозрачных моделях изучалась связь среднего количества разрывов определенной величины, возникающих в единицу времени, с напряженным состоянием модели и с градиентом скорости движения верхней ее поверхности. Было констатировано, что увеличение градиента скорости может считаться признаком увеличения среднего числа возникающих разрывов (Гзовский и Ма Цзинь, 1962), а значит и более частого проявления землетрясений определенной энергии. Этот вывод подтвердил предположения, обосновывавшиеся раньше лишь теоретически. Он был использован при составлении карт сейсмического районирования (Гзовский и др., 1960).

Таким образом, моделирование в принципе открывает пути для приближенного изучения напряженного состояния глубоких слоев коры и верхней части подкорковой оболочки, что, несомненно, имеет большое значение для познания глубинных геологических процессов, например, таких, как образование магмы и возникновение землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из всего изложенного ясно, что эксперименты могут и должны использоваться в тектонике путем испытания моделей. Физическое теоретическое обоснование моделирования разработано достаточно подробно. Требования к механическим свойствам моделей вычисляются заранее, исходя из принятых множителей подобия и данных, характеризующих природные процессы и свойства горных пород. Основные трудности при вычислении свойств моделей связаны с последними характеристиками. Свойства горных пород изучены менее полно, чем это требуется для вычисления всех необходимых свойств модели. Сведения о скоростях и продолжительности природных процессов весьма приближены. Представления о силах, деформирующих земную кору, в ряде случаев недостоверны даже при оценках направления их действия.

Теоретически обоснованные требования к свойствам моделей вполне выполнимы. Имеются материалы, удовлетворяющие условиям подобия. Разработаны специальные приборы для определения физических свойств таких материалов.

Исследования, проведенные на моделях, дали важные результаты, способствующие решению практических вопросов, которые возникали при поисках и разведке нефти и рудных месторождений и при прогнозе землетрясений.

Имеются вопросы, особенно связанные с глубинными геологическими процессами, решение которых на природных объектах представляется весьма трудным и вряд ли достижимым в ближайшем времени. Однако на моделях такие вопросы могут разрешаться гораздо легче. Примером может служить оценка напряжений, действующих в недрах земной коры. Метод моделирования дает возможность вырабатывать критерии для определения направления и величины напряжений не только действующих в земной коре в настоящее время, но и существовавших в прошлом.

При использовании моделей параллельно с полевой работой ответы на поставленные вопросы получаются с меньшей затратой средств, чем при изучении одних только природных объ-

ектов. Выводы относительно моделей достигаются быстрее и оказываются более полными. Так, например, представления о факторах, влияющих на образование складок гравитационного всплывания и продольного изгиба, и выводы об условиях, благоприятствующих развитию разных трещин, осложняющих антиклинали поперечного изгиба, основываются сейчас главным образом на моделях и не могут быть сформулированы при использовании одних лишь природных данных. Поэтому эксперименты помогают направлять полевые исследования по наиболее целесообразному пути.

ЛИТЕРАТУРА

Абдурагимова Л. А., Ребиндер П. А., Серб-Сербина Н. Н. Упруго-вязкостные свойства тиксотропных структур в водных суспензиях бентонитовых глин. «Коллоид. ж.», 1955, т. 17, № 3.

Александров А. П. Морозостойкость высокополимерных соединений. Тр. I и II конф. высокомолекул. соед. Изд-во АН СССР, 1945.

Афендин Л. Г. Применение оптического метода для выяснения распределения напряжений возле некоторых горных выработок. «Горн. ж.», 1938, № 5.

Баренблатт Г. И. О равновесных трещинах, образующихся при хрупком разрушении. «Прикладная математика и механика», т. 23, вып. 3, 1959.

Баренблатт Г. И., Черепанов Г. П. О равновесии и распространении трещин в анизотропной среде. «Прикладная математика и механика», т. 24, вып. 4, 1960.

Бартенев Г. М. О временной и температурной зависимости прочности твердых тел. «Изв. АН СССР, отд. техн. наук», 1955, № 9.

Безухов Н. И. Основы теории упругости, пластичности и ползучести. Изд. «Высшая школа», 1961.

Беликов Б. П. Модули упругости различных типов горных пород СССР. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 146, 1952.

Белицкий А. А. К вопросу о механизме образования кливажных трещин. Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 6, 1949.

Белицкий А. А. К вопросу о классификации тектонических разрывов. Вопросы геологии Кузбасса, 2. «Изв. Томск. политехн. ин-та», 1959, т. 99.

Белоусов В. В. (при участии И. В. Кирилловой, Н. А. Розановой, А. В. Горячева). Основные вопросы механизма складкообразования. Бюлл. МОИП, отд. геол., 22 (3), 1947.

Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.

Белоусов В. В. (совместно с А. В. Горячевым, И. В. Кирилловой, А. А. Сорским, Е. И. Чертковой). Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование. «Сов. геол.», 1949, № 39.

Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Тр. Геофиз. ин-та. АН СССР, № 17 (144), 1952.

Белоусов В. В. Тектонические наблюдения во Французских Альпах (в связи с проблемой происхождения складчатости). «Сов. геол.», 1956, вып. 54.

Белоусов В. В. О типах происхождения складчатости. «Сов. геол.», 1958а, № 1.

Белоусов В. В. Тектонофизика — новое перспективное направление в геологии. «Вестн. АН СССР», 1958б, № 9.

Белоусов В. В. Результаты и перспективы тектонофизических исследований. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958в, № 11.

Белоусов В. В. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа (в связи с проблемой происхождения складчатости). В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Изд. 2. Госгеолтехиздат, 1962.

Беляев Н. М. Сопротивление материалов. Гостехиздат, 1953.

Берч Фр., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Пер. с англ. под ред. акад. А. П. Виноградова. Изд-во иностр. лит., 1949.

Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Изд-во МОИП, 1947, стр. 147.

Бокштейн М. Ф., Пригоровский Н. И., Соколов С. И., Щеголевская Н. А. Новый материал «глифтамал» для плоских моделей поляризационно-оптического метода исследования напряжений. «Изв. АН СССР, отд. техн. наук», № 2, 1956.

Бунз В. И., Гзовский М. В., Крестников В. Н. и др. Методы детального изучения сейсмичности. Гл. 8. Изд-во АН СССР, 1960.

Великовский Д. С. Консистентные смазки. Гостоптехиздат, 1945.

Виноградов Г. В. Упруго-пластичные свойства кальциевых смазок. «Докл. АН СССР», т. 57, 1947, стр. 911.

Виноградов Г. В. Оптические методы исследования деформации смазок. «Докл. АН СССР», т. 71, 1950, № 3.

Виноградов Г. В. Консистентные смазки, их природа и механические свойства. Тр. Акад. бронетанк. и механ. войск Сов. Армии, № 11-12, 1951.

Виноградов Г. В. Строение, оптические и механические свойства псевдогелей мыл (смазок). Тр. Всесоюз. конф. по коллоид. химии. Изд-во АН УССР, 1952.

Виноградов Г. В., Гвоздев М. М. Упругие и прочностные свойства смазок. «Докл. АН СССР», т. 86, 1952, № 2.

Виноградов Г. В., Климов К. И. Модуль сдвига и предел текучести кальциевых смазок. «Докл. АН СССР», т. 58, 1947, № 7.

Виноградов Г. В., Манни В. Н. Поляризационно-оптическое исследование процессов течения концентрированных растворов высокополимеров. ЖТФ, 1957, т. 28, № 2.

Виноградов Г. В., Павлов В. П. Зависимость скорости деформации кальциевых смазок от напряжения сдвига. «Докл. АН СССР», т. 58, 1947, № 7.

Волярович М. П. О применении высоких давлений при экспериментах в области геологических наук и геофизики. Изд. АН СССР, отд. хим. наук, № 6, 1940.

Волярович М. П. Исследования реологических свойств дисперсных систем. «Коллоид ж.», 1954, т. 16, № 3.

Волярович М. П. Исследования физико-механических свойств горных пород при различных давлениях. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.

Волярович М. П., Балашов Д. Б. Исследование скоростей упругих волн в образцах горных пород при давлении до 500 кг/см². «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1957, № 3.

Волярович М. П., Гуревич А. С. Исследования зависимости динамического модуля упругости горных пород от температуры. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1957, № 4.

Волярович М. П., Стаховская З. И. Исследования модуля Юнга образцов горных пород при всесторонних давлениях до 5000 кг/см² методом изгиба. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1958, № 5.

Волков С. Д. Единая статистическая теория прочности материалов. ЖТФ, 1953, т. 23, № 2.

Вольфсон Ф. И. Некоторые вопросы трещинной тектоники. Всесоюз. заочн. политехн. ин-т. М., 1954.

Вольфсон Ф. И. Некоторые замечания по статье Г. И. Гуревича «О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе». «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1955, № 4.

Вятских Н. М. Оптический метод исследования жидких потоков. «Изв. НИИ гидротехники», т. 20, 1937.

Гамбурцев Г. А. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. «Бюлл. Совета по сейсмологии», 1955а, № 1.

Гамбурцев Г. А. Краткое содержание доклада «О прогнозе землетрясений». «Изв. АН СССР, серия геофиз.», № 3, хроника, 1955б.

Гзовский М. В. Волнистость простирания крупных тектонических разрывов. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1953, № 2.

Гзовский М. В. О задачах и содержании тектонофизики. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1954а, № 3.

Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1954б, № 5.

Гзовский М. В. Моделирование тектонических полей напряжений и разрывов. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1954в, № 6.

Гзовский М. В. Основные вопросы классификации тектонических разрывов. «Сов. геол.», 1954 г., сб. 41.

Гзовский М. В. Механизм формирования сложных тектонических разрывов. «Разв. и охр. недр», 1956а, № 7.

Гзовский М. В. Соотношения между тектоническими разрывами и напряжениями в земной коре. «Разв. и охр. недр», 1956б, № 11.

Гзовский М. В. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1957, № 2, 3.

Гзовский М. В. Метод моделирования в тектонофизике. «Сов. геол.», 1958, № 4.

Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. Докл. сов. геол. XXI Междунар. геол. конгр. Проблема 18. Изд-во АН СССР, 1960а.

Гзовский М. В. Моделирование тектонических процессов. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960б.

Гзовский М. В. Физическая теория образования тектонических разрывов. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960в.

Гзовский М. В. Проблемы магматизма и тектонофизика. В сб. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинария. Изд-во АН СССР, ч. 1 и 2—1959, ч. 3 и 4—1963.

Гзовский М. В., Ма Цзинь. Зависимость строения складок поперечного изгиба от скорости и истории их роста (результаты экспериментов с моделями). В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. Статьи 1 и 2. «Изв. СССР, серия геофиз.», 1958, № 8 и 12.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1959, № 8.

Гзовский М. В., Крестников В. Н., Нерсесов И. Л., Рейснер Г. И. Новые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1960, № 2, и 3.

Гзовский М. В., Осокина Д. Н. Моделирование реологических процессов в твердых телах с поляризационно-оптическим исследованием напряжений. «Коллоид. ж.», 1960, т. 22, № 5.

Гзовский М. В., Осокина Д. Н., Кузнецова И. М. Применение поляризационно-оптического метода при моделировании геологических процессов. В сб.: «Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». Изд-во ЛГУ, 1960.

Гильтшер Р. Теория и практика применения оптического метода исследования напряжений в упруго-пластической области. «Проблемы современной металлургии», 1956, № 1 (25).

Гинзбург И. И., Залесский Б. В. Исследование физических и химических свойств карбонатных пород. Тр. ИГН, вып. 122, серия петрогр., № 37, 1950.

Гозадзе О. Д. [и др.]. Исследование механизма землетрясений. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 40 (166), 1957.

Григгс Д. Прочность и пластичность. Справочник для геологов по физическим константам. Изд-во иностр. лит., 1949.

Гришкова Н. П. Определение механических свойств и упругих постоянных горных пород Донбасса. Тр. Комисс. по управл. кровлей и докл. на I Вседонецк. совещ. по управл. кровлей. Харьков—Киев, 1937.

Губкин С. И., Добровольский С. И., Бойко Б. Б. Фотопластичность. Изд-во АН БССР, 1957.

Гухман А. А. Физические основы теплопередачи. Теория подобия и ее приложения. Л.—М., 1934.

Данилович В. Н. К применению некоторых понятий механики в геологии. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1955, № 4.

Делицын И. С. Причины возникновения метаморфической полосчатости кварцево-диопсидовых пород Западного Прибайкалья. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.

Динник А. Н. О работах, связанных с проблемой управления кровлей. Тр. Комисс. по управл. кровлей и докл. на I Вседонецк. совещ. по управл. кровлей. Харьков—Киев, 1937.

Дулицкая Р. А., Соколов С. И. Строение и физико-механические свойства каучука, коллагена и производных целлюлозы. Сб. физ.-хим. отдела ЦНИИКЛ, 1927.

Елисеев Н. А. По поводу так называемого «механического анализа» в геологической литературе. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 11.

Желтов Ю. П. О моделировании образования трещин в горных породах. «Изв. АН СССР, отд. техн. наук», 1959, № 4.

Жигач К. Ф., Злотник Д. Е. О структурно-вязких свойствах коллоидных суспензий глин. «Докл. АН СССР», т. 72, 1950, № 3.

Журков С. Н., Нарзуллаев Б. Н. Временная зависимость прочности твердых тел. ЖТФ, 1953, т. 23, № 10.

Залесский Б. В. Вопросы физико-механической и петрографической характеристики горных пород в связи с оценкой их буримости. Тр. ИГН АН СССР, вып. 89 (№ 28), 1948

Залесский Б. В., Розанов Ю. А. Физико-механический эксперимент в петрографии. Тр. 4 Совещ. по эксперим. минер. и петрогр. Изд-во АН СССР, 1953.

Залесский Б. В., Розанов Ю. А. Методы изучения физико-механических свойств горных пород. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.

Зегжда А. П. Теория подобия и методики расчета гидротехнических моделей. Госстройиздат, 1938.

«Исследования механических свойств горных пород Донецкого бассейна». Сб. Дон. УГИ. Углетехиздат, 1951.

Ивакин Б. Н. Подобие упругих волновых явлений. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1956, № 11 и 12.

Ильюшин А. А. Деформация вязко-пластического тела, ч. I. «Зап. МГУ», 1940, № 39, 3.

Касимов А. Ф., Мирзаджанзаде А. Х. Различные формы уравнений движения вязко-пластичных жидкостей и закон гидродинамического подобия. «Прикл. матем. и механ.», 1955, т. 19, № 3.

Качанов Л. М. Основы теории пластичности, ГИТТЛ, 1956.

Кейлис-Борок В. И., Введенская А. В. Исследование напряжений в очагах Хантской эпицентральной зоны. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.

Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, т. 6, 1949.

- Кириллова И. В., Сорский А. А., Эз В. В. Письмо в редакцию. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1955, № 4.
- Кирпичев М. В. Теория подобия. Изд-во АН СССР, 1953.
- Кобеко П. П. Аморфные вещества. Изд-во АН СССР, 1952.
- Кокер Э., Файлон Л. Оптический метод исследования напряжений. Пер. с англ. ОНТИ, 1936.
- Корнфельд М. Упругость и прочность жидкостей. Гостехиздат, 1951.
- Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В., Розанов Ю. А. Эксперименты по деформации гипса и их геологическое значение. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1949, т. 24 (2).
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956а.
- Крейтер В. М. О статье Г. И. Гуревича «О так называемом «механическом анализе» в геологической литературе». «Разв. и охр. недр», 1956б, № 4.
- Кузнецов Г. Н. Механические свойства горных пород. Углетехиздат, 1947.
- Кузнецова И. М. Выяснение условий возникновения складок продольного изгиба и продольного расплющивания методом моделирования. В сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». Изд-во АН СССР, 1962.
- Кушнарев И. П., Лукин Л. И. Об изучении трещинной тектоники. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.
- Лебедева Н. Б. Моделирование процесса образования диапировых куполов. «Сов. геол.», 1956, № 54.
- Лебедева Н. Б. О механизме образования глиняных диапиров. «Сов. геол.», 1958, № 11.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Зайцев А. А. К вопросу о давлении в тоннелях. Докл. тоннельн. комисс. при Инженерном совете Мин-ва путей сообщений. Пб, 1915.
- Ли Сы-гуан. Вихревые структуры и другие вопросы, связанные с комплексом геотектонических систем северо-запада Китая. Госгеолтехиздат, 1959.
- Люстих Е. Н. Условия подобия при моделировании тектонических процессов. «Докл. АН СССР», т. XIV, 1949, № 5.
- Магницкий В. А. Основы физики Земли. Геодесиздат, 1953.
- Максимова Т. Д. Оптически активные материалы, используемые в лабораторной практике. В сб. «Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». Изд-во ЛГУ, 1960, стр. 151—161.
- Малинин Н. Н. Основы расчета на ползучесть. Машгиз, 1948.
- Мамуль Я. Б. Применение двойного лучепреломления для изучения потоков в жидкости. ЖТФ, 1936, т. 6, вып. 11.
- Михайлов А. Д. Исследование движения жидкости оптическим методом. ЖТФ, 1938, т. 8, вып. 10, стр. 885.
- Михайлов Н. В. Упруго-пластические свойства нефтяных битумов. «Коллоид. ж.», 1955, т. 17, № 3.
- Михайлов Н. В., Лихтгейм А. М. Исследование полных реологических кривых и формулы для расчета эффективной вязкости структурированных жидкостей с молекулярно-кинетической интерпретацией входящих в них членов. «Коллоид. ж.», 1955, т. 17, № 5.
- Михайлов Н. В., Ребиндер П. А. Структурно-механические свойства дисперсных и высокомолекулярных систем. «Коллоид. ж.», 1953, т. 17, вып. 2.
- Надан А. Пластичность и разрушение твердых тел. Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1954.
- Невский В. А. Тектонические брекчи структур расщепления сурьмяных и сурьмяно-ртутных месторождений Средней Азии. «Докл. АН СССР», т. 61, 1948, № 6.
- Невский В. А. Морфологические особенности и история развития трещин некоторых рудных районов Тянь-Шаня. «Сов. геол.», 1960, № 1.

Одинг И. А. Интерпретация характеристик ползучести. «Сов. котлотурбостроение», 1946, № 5.

Озерская М. Л. Опыт лабораторного измерения упругих свойств горных пород. «Прикл. геофиз.», 1955, № 12.

Осокина Д. Н. Желатино-глицериновые студни как материал для оптического метода исследования напряжений. «Коллоид. ж.», 1957, т. 21, вып. 6.

Осокина Д. Н. Пластичные оптически-активные материалы для моделирования тектонических процессов и методы исследования механических и оптических свойств этих материалов. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.

Осокина Д. Н. Пластичные и упругие низкомолекулярные оптически-активные материалы. Изд-во АН СССР, 1963.

Осокина Д. Н., Гзовский М. В., Виноградов Г. В., Павлов В. П. Поляризационно-оптическое исследование процессов пластической деформации при помощи растворов и гелей этилцеллюлозы. «Коллоид. ж.», 1960, т. 22, вып. 4.

Осокина Д. Н., Павлов В. П., Виноградов Г. В., Гзовский М. В. Реологическое и поляризационно-оптическое исследование растворов и гелей этилцеллюлозы. Тезисы докл. IX конф. по общ. вопр. химии и физики высокомолекул. соед. Изд-во АН СССР, 1956.

Павлов В. П., Виноградов Г. В. Новые методы и результаты исследования пластичных дисперсных систем. «Докл. АН СССР», т. 114, 1957а, № 5.

Павлов В. П., Виноградов Г. В. Фотопластовискозиметр. Аннотации работ по химии и технологии нефти и газа за 1956 г. Изд-во АН СССР, Ин-т нефти, 1957б.

Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Материалы к позн. геол. структуры СССР. Изд. МОИП, отд. геол., т. 12, 1949.

Покровский Г. П., Федоров И. С. Моделирование прочности грунтов. М.-Л., 1939.

«Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». Сб. под ред. Н. И. Пригоровского. Изд-во АН СССР, 1956.

Пригоровский Н. И. Исследование напряжений в деталях и узлах машин. В сб. «Поляризационно-оптический метод исследования напряжений». Изд-во ЛГУ, 1960.

Пригоровский Н. И., Прейсс А. К., Рутовский Б. Н., Щеголевская Н. А. Материал для моделей в методе «замораживания». «Изв. АН СССР, отд. техн. наук», 1952, № 8.

Прокофьева-Михайловская Л. Д. Развитие метода фотоупругости в СССР. «Успехи физ. наук.», 1940, т. 23, вып. 1.

Пэк А. В. К вопросу о так называемом «механическом анализе» в геологической литературе. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1955, № 3.

Работнов Ю. Н. Сопrotивление материалов. Изд. МГУ, 1950.

Ребиндер П. А. Понижение прочности поверхностного слоя твердых тел при адсорбции поверхностно-активных веществ. ЖТФ, 1932, т. 2, № 7 (8).

Ребиндер П. А. Вязкость дисперсных систем и структурообразование. Тр. совещ. по вязким жидк. и коллоид., 1, 1941.

Ребиндер П. А. Физико-химические исследования процессов деформации твердых тел. Юбил. сб. АН СССР, посв. 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции, 1, 1947.

Ребиндер П. А. Об измерении релаксации в коллоидных структурированных системах. «Коллоид. ж.», 1949, т. 11, 8.

Ребиндер П. А. Физико-химические закономерности процесса деформации. Изд-во АН СССР, 1951.

Ребиндер П. А. Структурно-механические свойства горных пород. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.

Ребиндер П. А., Сегалова Е. Е. Исследование пластично-вязких свойств структурированных дисперсных систем. «Докл. АН СССР», т. 71, 1950, № 1.

Резниченко П. А., Шрейнер Л. А., Жигач К. Ф. Понижители твердости в бурении. Изд. АН СССР, 1944.

Резвой Д. П. О некоторых молодых поднятиях Южной Ферганы. Тр. МГРИ, т. 26, 1951.

Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1958, № 9.

Ризниченко Ю. В., Ивакин Б. Н., Бугров В. Р. Моделирование сейсмических волн при помощи ультразвуковых импульсов. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1952, № 3.

Розанов Ю. А. Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температуре до 200°C. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 66, 1962.

Саваренский Е. Ф., Кириос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. Гостехиздат, 1955.

Савин Т. Н. Концентрация напряжений около отверстий. Гостехиздат, 1950.

Седов Л. И. Методы подобия и размерности в механике. Изд. 3. Госгеолтехиздат, 1954.

Синицын В. В., Виноградов Г. В. Вязкостные свойства углеводородных смазок. «Коллоид. ж.», 1955, т. 19, № 3.

Слесарев В. Д. Механика горных пород. Углетехиздат, 1948.

Смирнов-Аляев Г. А., Розенберг В. М. Теория пластических деформаций металлов. Машгиз, 1956.

Соколов С. И., Щеголевская Н. А. Оптически активный материал «эпоксифталал». «Завод. лабор.», 1958, № 4.

Солдатов В. Б. Упругие свойства горных пород в районе передовых прогибов Европейской части СССР. Тр. ИГН АН УССР, № 1, 1956.

Сонюшкин Е. П. Опыт применения микроструктурного анализа к изучению жильных месторождений. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, серия рудн. месторожд., № 17, 1955.

Сонюшкин Е. П. Об использовании оперяющих трещин при изучении структур рудных месторождений жильного типа. В сб. «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, 1960.

«Сообщение о научных работах по сейсмологии и физике недр Земли, представленное в международную ассоциацию сейсмологии и физики недр Земли к XI Генеральной ассамблее Международного геодезического и геофизического союза». Ком. по геодез. и геофиз. АН СССР, гл. IV — Тектонофизика. Изд-во АН СССР, 1957, 1960, 1963.

Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 18, 1952.

Степанов А. В. Новый оптический метод изучения напряжений в поляризованном свете. ЖТФ, 1949, т. 19, вып. 2.

Сычева-Михайлова А. М. Некоторые результаты моделирования глыбовых платформенных складок. «Сов. геол.», 1958, № 9.

Толстой Д. М. Об определении предела текучести структурированных дисперсных систем. «Докл. АН СССР», т. 77, 1951, № 5.

Трапезников А. А. О методах исследования упруго-вязких свойств монослоев и объемных коллоидов и их реологических характеристик. В сб. «Новые методы физико-химических исследований поверхностных явлений». Изд-во АН СССР, 1950.

Трумбачев В. Ф. Исследование некоторых вопросов горного давления оптическим методом. Тр. Ин-та горного дела АН СССР, № 1, 1954.

Трумбачев В. Ф., Суворов Н. А. Материалы для оптического исследования напряжений в моделях горных выработок. Тр. Ин-та горного дела АН СССР, № 1, 1954.

Тябин Н. В. О подобии потоков вязко-пластической жидкости. «Коллоид. ж.», 1952, т. 14, № 4.

Ужик Г. В. Сопротивление отрыву и прочность металлов. Изд-во АН СССР, 1956.

Френкель Я. И. Теория твердых и жидких тел. ОНТИ, 1934.

- Френкель Я. И. Кинетическая теория жидкостей. Изд-во АН СССР, 1945.
- Френкель Я. И. Введение в теорию металлов. Гостехиздат, 1950.
- Фридман Я. Б. Единая теория прочности материалов. Оборонгиз, 1943.
- Фридман Я. Б. Механические свойства металлов. Изд. 2. Металлургиздат, 1952.
- Фридман Я. Б. Диаграмма относительной структурной неоднородности материалов. «Докл. АН СССР», т. 106, 1956, № 2.
- Фридман Я. Б. Закономерности разрушения твердых тел применительно к задачам тектонофизики. В сб. «Проблемы тектонофизики». Гостехиздат, 1960.
- Фрохт М. П. Фотоупругость. Ч. 1 и 2. Гостехиздат, 1948 и 1951.
- Фуке Г. И. Вязкость и пластичность нефтепродуктов. Гостехиздат, 1951.
- Хорошилов Л. В. Пример изучения истории формирования рудоносного разлома. Тр. ИГи АН СССР, вып. 162, серия рудн. месторожд., № 17, 1955.
- Цимбаревич П. М. Механика горных пород. Углетехиздат, 1948.
- Черткова Е. И. Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов. «Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз.», 1950, т. 14, вып. 5.
- Шихин Ю. С. К вопросу о механизме образования сколовых нарушений. В сб. «Проблемы тектонофизики». Гостехиздат, 1960.
- Шнєрсон Б. Л. О применении теории подобия при тектоническом моделировании. Тр. Ин-та теоретич. геофиз. АН СССР, т. 3, 1947.
- Шнєрсон Б. Л. Некоторые задачи о движении вязких жидкостей в применении к геологии. «Изв. АН СССР, серия геофиз.», 1953, № 6.
- Шрейнер А. Л. Физические основы механики горных пород. Гостехиздат, 1950.
- Щеголевская Н. А., Осокина Д. Н., Гзовский М. В., Соколов С. И. Полимерные материалы с различными физико-механическими характеристиками для изучения напряжений оптическим методом. Изв. высш. учебн. завед. «Химия и химическая технология», 1960, № 1.
- Эйгенсон Л. С. Моделирование. Изд-во «Сов. наука», 1952.
- Эйгенсон Л. С. Основы моделирования физических процессов. В сб. «Проблемы тектонофизики». Гостехиздат, 1960.
- Adams F. D. An experimental investigation into the flow of rocks. C. R. XI Congr. Geol. Int., p. 911—945, 1910a.
- Adams F. D. An experimental investigation into the action of differential pressure on certain minerals and rocks. J. Geol., vol. 18, 1910b.
- Adams F. D. On the amount of internal friction developed in rocks during deformation and on the relative plasticity of different types of rocks. J. Geol., vol. 25, p. 597, 1917.
- Bucher W. Role of gravity in orogenesis. Bull. Geol. soc. Amer. vol. 67, pp. 1295—1318, Oct., 1956.
- Bullen K. E. An introduction to the Theory of Seismology. Cambridge Univ. press, 2 ed., 1953.
- Busse W., Lessing E., Loughborough D. a. Larrick. Fatigue of Fabrics. J. Appl. Phys., vol. 13, No 11, 1942.
- Chang W. V. Adaptation as a mode of development of fractures and its relation to geological phenomena. Contrib. Nat. Res. Inst. of Geol. Acad. Sinica, No 6, 1948.
- Chang Wen-yov. Geologische Struktur und Entwicklung. Geologie. Jg. 8, H. 5, Berlin, 1959.
- Cloos H. Experimente zur inneren Tektonik. Zbl. Mineral. Bd. 12, 1928.
- Cloos H. Zur experimentellen Tektonik, I. Vergleichende Analyse dreier Verschiebungen. Geol. Rundschau, vol. 21, Hft. 6, S. 353—367, 1930a.
- Cloos H. Zur experimentellen Tektonik, II, Methodik und Beispiele, Naturwissenschaften, 16 Jb., No 34, S. 741—747, 1930b.
- Cloos H. Künstliche Gebirge I, II, Frankfurt a. Main, Senckenbergische Naturforschende Ges., Hft. 5, S. 225—243, 1929; Hft. 6, S. 256—269, 1930c.

- Cloos H. Zur experimentellen Tektonik. Brüche und Falten. Naturwissenschaften, 19 Jg., Hft. 11, 1931.
- Cloos H. Experimental analysis of fracture patterns. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 66, No 3, 1955.
- Daubrée A. Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Paris, 1879.
- Dobrin M. B. Some quantitative experiments on a fluid salt dome models and their geological implications. Transact. Nat. Research Council Amer. Geoph. Union Part. II, 1941.
- Frocht M. M., Flynn R. D. Studies in Dynamic photoelasticity. J. App. Mechan. 23, No 1, 116, 1965.
- Griggs D. T. The strain ellipsoid as a theory of rupture. Amer. Journ. Sci., vol. 30, pp. 121—137, 1930.
- Griggs D. T. Deformation of rocks under high confining pressures. J. Geol., vol. 44, No 5, 1936.
- Griggs D. T. Creep of Rocks. Journ., Geol., vol. No 3, 1939.
- Griggs D. T. Experimental flow of rocks under conditions favouring recrystallisation. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 51, No 7, 1940.
- Griggs D. T. a. Bell J. Experiments bearing on the orientation of Quartz in deformed rocks. Bull. Geol. Amer., vol. 49, 1938, pp. 1723—1746.
- Griggs D. T. et al. Deformation of Jule marble, part 1, 2, 3. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 62, No 8, 1951a.
- Griggs D. T. et al. Deformation of Jule marble, part 4. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 62, No 12, 1951b.
- Griggs D. T. et al. Deformation of Jule marble, part 5, 6. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 64, No 12, 1953.
- Gutenberg B. Viscosity, strength and internal friction in the interior of the Earth. Physics of the Earth-VII (internal constitution of the Earth). New York, London, 1939.
- Gutenberg B. R., Richter C. F. Seismicity of the Earth. Geol. soc. Amer. Spec. Papers, No 34, 1941, Princeton, N. Jersey, 1954.
- Gzovskii M. V. Tectonophysical foundation for geological criteria of seismicity. I and II. Bull. Ac. Sciences USSR, Geophysics series, No 2, 3, 1957, Pergamon Press., New York, No 2, 3.
- Gzovskii M. V. The use of scale models in tectonophysics. Intern. Geol. Review, vol. 1, No 4, Washington, 1959a.
- Gzovskii M. V. Method of modelling in tectonophysics. Union Geod. et Geophys. Intern. Assoc. de Seismol. et de physique de Linter de la Terre, Travaux scientifiques serie A, Fascicule 20, Toulouse, 1959b.
- Gzovskii M. V. The modelling method in tectonophysics. Nat. Research Council of Canada, Technical Translation 806, Ottawa, 1959c.
- Gzovskii M. V., Kuznetcova I. M. a. Osokina D. N. Die Charakterisierung tektonischer Spannungsfelder in Verbindung mit problemen des Gebirgsdruckes. Freiburger Forschungshefte, Hft. C 81, S. 209—230, 1960.
- Hafner W. Stress distributions and faulting. Bull., Geol. soc. Amer., vol. 62, No 4, 1951.
- Hiltsher R. Spannungsoptische Untersuchung Elasto-Plastischer Spannungszustände, Z. VDI, 95, Nr. 23, 1953.
- Hubbert M. K. Theory of scale models as applied to the study of geological structures. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 48, pp. 1459—1520, 1937.
- Hubbert M. K. Strength of the Earth. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., vol. 29, No 11, 1945.
- Karman T. Festigkeitversuche unter allseitigen Druck. Verh. Deutsch. Ingen., 5, 1911.
- Königsberger D., Morath O. Theoretische Grundlagen der experimentellen Tektonik. Zeit. der Deutsch. Geol. Gesellschaft, vol. 65, S. 65—86, 1913.
- Lee I. S. Geomechanics (in chinese). Chung, Shanghai, 1945.
- Lee I. S. The Strain Ellipsoid and Shear Planes in Rocks. Bull. Geol. soc. China, vol. 28, No 1, 2, 1948.

Lee I. S., Chen C. H., Lee M. T. Experiments with clay on shear fractures. Bull. Geol. soc. China, vol. 28, No 1—2, 1948.

Li Szu-kuang. Vortex structure and other problems relating to the compounding of geotectonic systems of North-Western China. Acad. Sinica, 1955.

Link T. A. The origin and significance of «epianticlinals», faults as revealed by experiments. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., vol. 11, No. 8, 1927.

Link T. A. Some Applications of the Strain Ellipsoid. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., vol. 13, 1929.

Link T. A. Individualism of orogenies suggested by experimental data. Bull. Am. As. Petr. Geol., v. 15, No 4, 1931.

Lomnitz C. Creep measurements in igneous rocks. J. of Geol., 64, No 5, 473, 1956.

Mead W. I. Notes on the mechanics of geologic structures. J. Geol. vol. 28, p. 505—523, 1920.

Mead W. I. Folding, rock flowage and foliate structures. J. Geol., v. 48, 1940.

Mohr O. Ueber die Darstellung des Spannungszustandes und des Deformationszustandes eines Körperselementes und über die Anwendung derselben in der Festigkeitslehre. Der Civilingenieur. Hft. 2 u. 3, 1882.

Nettleton L. L. Fluid mechanics of salt domes. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., vol. 18, No 9, 1934.

Nettleton L. L. Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt dome formation. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., vol. 27, No 1, 1943.

Parker T. J., McDowell A. N. Model studies of salt-dome tectonics. Bull. Amer. Ass. Petr. geol., vol. 39, No 1—2, 1955.

Phyllipoff W. Zur Theorien der Strukturviskositat. Kolloid-Zeitschrift. Bd. 71, Hft. 1, apr., 1935.

Phyllips D. S. Tectonics of mining. Colliery Engineering, June -Oct., 1948.

Ramberg H. Natural and experimental boundinage and pinch and swell structures. J. Geol., vol. 63, No 6, 1955.

Ramberg H. Evolution of pygmatic folding. Norsk Geologisk Tidsskrift. vol. 39, 2—3, pp. 99—151, Bergen, 1959.

Ramberg H. Experimental Study of Gravity Tectonics by Means of Centrifuged Models. Bull. Geol. Inst. of the Univ. of Uppsala, vol. 42, Uppsala, 1963.

Reyer E. Geologische und Geographische Experimente. Hft. I—Falten, Hft. II—Vulkanische und Massen Eruptionen, Hft. III—Rupturen, Hft. IV—Method und Apparate. Leipzig, 1892—1894.

Riedel W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Centralbl. f. Min., Abt. B., vol. 30, No 8, 1929.

Robertson E. C. Experimental study of the strength of rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 66, 1955.

Shainin V. E. Conjugate sets of an echelon tension fractures in the Athens limestone at Kiverton Virginia. Geol. Soc. Am. Bull. vol. 61, 1940.

Torrey P. D. a. Fralich C. E. En experimental study of the origin of salt domes. J. Geol. vol. 34, 1926

Turner F. J. et al. Deformation of Iule marble. Par. 7. Bull. Geol. soc. Amer., vol. 67, No 9, 1956.

Wallace R. Geometry of shearing stress and relation to faulting. J. Geol. vol. 59, No 2, 1951.

Weller R. The Optical Investigation of Fluid Flow. J. App. Mechl. vol. 14, No 2, A—103, 1947.

Willis B. The mechanics of Appalachian structure U. S. survey, 13, Annual Report. pt. 2, pp. 211—261, 1893.

О Г Л А В Л Е Н И Е

| | <i>Стр.</i> |
|---|-------------|
| Краткое содержание | 3 |
| Введение | 7 |
| Физические основы метода моделирования тектонических явлений | 11 |
| Общие принципы | 11 |
| Теория деформаций горных пород | 15 |
| Теория прочности горных пород | 24 |
| Условия подобия | 31 |
| Механические свойства горных пород и эквивалентных материалов | 38 |
| Оптический метод изучения напряжений в моделях | 46 |
| Примеры моделирования | 54 |
| Внутрислойные нарушения | 54 |
| Складки | 56 |
| Складки гравитационного всплывания (58). Складки, возникающие при продольном сжатии слоистой толщи (63). Складки, возникающие под действием сил, поперечных к слоистости (72). Причины образования полной складчатости (88) | |
| Тектонические разрывы | 94 |
| Проблема моделирования деформаций крупных участков земной коры | 101 |
| Заключение | 107 |
| Литература : | 109 |

В. В. Белоусов, М. В. Гзовский
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

Ведущий редактор издательства *Н. Г. Державина*

Технический редактор *Т. М. Шамова*

Корректор *Л. М. Безменова*

Подписано к набору 13/III-64 г. Подписано к печати 1/VI-64 г. Формат 50×90¹/₁₆

Печ. л. 7,5

Бум. л. 3,75

Уч.-изд. л. 7,93

T-06574

Тираж 2450 экз.

Зак. № 158

Цена 50 коп.

Объявлено в т. пл. б. Госгеолтехиздата 1964 г. № 88

Издательство «Недра». Москва, Центр, ул. Кирова, 24.

Московская типография № 6 «Главполиграфпрома»
Государственного комитета Совета Министров СССР по печати
Москва, Ж-88, 1-й Южно-портовый пр., 17.