

И. В. АУЧИЦКИЙ, В. И. ГРОМИН, Г. Д. УШАКОВ

ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД

В ОБСТАНОВКЕ
ВЫСOKИХ ДАВЛЕНИЙ
И ТЕМПЕРАТУР

РЫДАТОВСТВО «ВАЛДАЙ»
САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

И В ЛУЧИЦКИЙ, В И ГРОМИН, Г. Д УШАКОВ

ЭКСПЕРИМЕНТЫ
ПО ДЕФОРМАЦИИ
ГОРНЫХ ПОРОД
В ОБСТАНОВКЕ
ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ
И ТЕМПЕРАТУР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК
1967

ЗДК 552 11

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР
Ю. А. КОСЫГИН

2-9-2
13 42-67

В В Е Д Е Н И Е

Современная техника позволяет получать в лабораторной обстановке величины давления и температуры значительно большие, чем те, которые типичны для глубинных зон земного шара. Расчетные температуры для центра Земли, достигающие нескольких тысяч градусов Цельсия, ничтожно малы по сравнению с плазменными, а давления на этих глубинах, немногим превышающие 3 тыс. кбар, тоже, конечно, уступают тем давлениям, которые возникают при взрывах.

Тем не менее использование высоких давлений и температур для изучения поведения горных пород в обстановке, соответствующих большим глубинам, представляет далеко не легкую задачу. Затруднения связаны прежде всего с тем, что в недрах Земли горные породы длительно преобразуются в определенной термодинамической обстановке, тогда как огромные давления и температуры в лабораторных условиях удерживаются ничтожные доли секунды. Эффекты же мгновенного приложения высоких температур и давлений к горным породам совсем иные, чем полученные в результате продолжительного их воздействия. Даже для изучения локальных проявлений тектоники (складчатости, разломов, землетрясений и т. п.) требуется сохранение постоянных давлений и температур по крайней мере в течение первых часов эксперимента (Джекобс и др., 1964). Затруднения возникают, кроме того, вследствие необходимости сохранять доступной для последующего изучения структур горной породы, что в условиях применения импульсной техники весьма сложно. Наконец, огромные технические трудности приходится преодолевать для того, чтобы проникнуть в камеру высокого давления с измерительной аппаратурой. Дополнительные технические трудности при исследовании деформации горных пород возникают также в связи с задачами разделного определения величин всестороннего и ориентированного давления.

Все это создает обстановку, типичную для современного состояния работ, при которой в области изучения деформации горных пород пока используется ничтожно малый диапазон температур и давлений, полученных в лабораторных условиях. Новейшие опыты такого рода осуществляются Д. Григгсом и его сотрудниками (Griggs, 1960) при давлении до 20 кбар и температурах до 800° С. В подобного рода исследованиях это пока еще лучший результат, хотя он и соответствует ориентировочно всего 60—70 км глубины земных недр.

В этой весьма ограниченной области давлений и температур изучение деформации горных пород может преследовать различные цели. Горную породу можно рассматривать прежде всего как материал, обладающий определенными физико-механическими, в частности деформационными (Байдюк, 1963; Горькова, 1964), свойствами, которые меняются в зависимости от термодинамической обстановки. Соответственно ставят задачу исследования этих свойств в условиях меняющихся температур и давлений для последующего использования полученных данных при теоретическом анализе «причин, условий и механизма образования тектонических дислокаций, т. е. форм нарушения залегания горных пород — складок, трещин и разрывных смещений». (Проблемы тектонофизики, 1960, предисловие). Те же данные существенно важны в практическом отношении в связи с задачами глубокого и сверхглубокого бурения. В этом направлении в нашей стране сейчас работают М. П. Воларович, Б. В. Залесский, Ю. А. Розанов, Л. А. Шрейнер, Б. В. Байдюк, Н. Н. Павлова, А. Н. Ставрогин и многие другие, в США — Д. Григгс, И. Хэндин, Ф. Тернер и др. В остальных странах предпринимаются лишь первые шаги в этой области.

Существенно иное направление представляют исследования, в которых горные породы используются в качестве модельного материала. Его испытания в различных термодинамических условиях призваны решать те или иные геологические проблемы. При такой постановке вопроса изучение деформации горных пород подчинено решению конкретных задач, возникших в процессе развития геологических знаний. Подобные исследования, по-видимому, впервые были проведены в 1948 г. Ю. А. Косыгиным, Ю. А. Розановым и И. В. Луцицким (1949) в Геологическом институте Академии наук СССР, когда в качестве модельного материала, испытанного при сравнительно высоких давлениях, был привлечен гипс. Монокристаллы гипса, расчлененные весьма совершенной

спайностью на систему параллельных пластинок, имитировали в этих опытах слоистые массы осадочных горных пород.

Более строго такие исследования были проведены в Институте геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР (Лучицкий и др., 1962, 1963, 1964). В этих экспериментах в условиях всестороннего давления деформации подвергались слоистые массы, состоящие из чередующихся пластин горных пород различного состава и строения. Вскоре после начала этих исследований близкие по характеру опыты были поставлены Патерсоном и Бейссом в Австралии (Patterson, Weiss, 1962); они использовали для своих опытов кристаллические сланцы и изучали в них особенности деформации слюдяных прослоев. Сходного типа эксперименты недавно проводились Квапилем в Чехословацкой Социалистической Республике (Kvapil, 1963) со слоистыми массами, состоящими из каменной соли, ангидрита, сильвинита, глинистых сланцев, угля и глин.

В целом наметилось совершенно определенное направление исследований, позволяющее решать выдвигаемые в процессе работы геологические задачи, опираясь на использование горных пород в качестве модельного материала. Правомерность такого использования горных пород определяется представлением о минимальных объемах, при которых свойства деформируемых слоистых масс горных пород будут сохраняться в испытываемой модели такими же, как и в крупных блоках, принадлежащих к системе обычных геологических объектов. Соответствующие расчеты для оценки элементарного объема уже приводились (Руппенейт, Либерман, 1960), поэтому нет необходимости их повторять. Для того чтобы эксперименты по деформации горных пород могли быть привлечены к интерпретации геологических явлений, изучаемых структурной геологией, необходимо также соблюдать режим времени, сохрания его длительность, как указано выше, в пределах первых часов.

Естественно, что при таком исследовании утрачивается возможность моделирования отдельных конкретных тектонических структур на основе теории подобия, поскольку в эксперименте свойства материала не меняются, хотя существенно уменьшаются размеры объекта и время его деформации. Тем не менее в указанных выше рамках на основе проводимых опытов вполне возможна качественная интерпретация явлений, происходящих в более или менее крупных блоках, сложенных слоистыми массами горных пород.

Такие опыты обладают определенными преимуществами

перед моделированием, опирающимся на искусственные материалы, поскольку горные породы обладают физико-механическими свойствами, далеко не достаточно изученными для подбора необходимой для них замены. В частности, не известны данные о вязкости горных пород, т. е. о параметре, который должен быть в соответствии с теорией подобия строго учтен при подборе материала, заменяющего естественные горные породы (Гзовский, 1963). Следовательно, при работе с искусственными материалами появляются элементы произвольного толкования фактов, не возникающие при непосредственном изучении горных пород. Квапиль (Kvapil, 1963) тоже подчеркивает, что опыты с естественными горными породами обладают существенными преимуществами по сравнению с экспериментами на искусственных материалах, и с ним, по-видимому, нет оснований не соглашаться.

Ставя задачу исследования некоторых вопросов структурной геологии и тектоники путем изучения деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур, необходимо было прежде всего выяснить поведение различных разновидностей этих пород в условиях меняющейся термодинамической обстановки. В таком плане следовало поставить в первую очередь опыты по сравнительному изучению различных типов горных пород. Начатые именно в этом плане работы затронули сперва наиболее типичную пару — кварцит и известняк, а затем серию пород, охватывающих наряду с ними серпентинит, оливинит и обсидиан. Полученные при этих опытах первые результаты позволили спланировать дальнейшие исследования и наметить главнейшие задачи. Решение их в той или иной мере возможно при проведении экспериментов по деформации горных пород, образующих слоистые массы. Сперва была выдвинута задача изучения предлагаемым методом проблемы будинажа, затем вторжения ультраосновных интрузий в холодном состоянии, проблема дисгармоничной складчатости в сломистых толщах, сложенных карбонатными и глинистыми породами и, наконец, в связи с дисгармонией в складчатости таких толщ, вопрос о переходе глины в аргиллит.

Так выглядит та программа исследований, которая выполнена на первом этапе начатых исследований и которая предлагается сейчас вниманию читателя. Эти исследования проведены в Лаборатории экспериментальной тектоники Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР авторами настоящей работы при участии В. П. Солнцева.

ОБЩИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ

Рождение современной научной геологии, опирающейся на эволюционное учение, теснейшим образом связано с экспериментальными исследованиями. Уже в конце XVIII столетия, вскоре после появления блестящих работ М. В. Ломоносова, предвосхитивших дальнейшее развитие геологии, были осуществлены первые геологические эксперименты. По времени они совпали с бурными столкновениями между нептунистами и плутонистами и в споре между ними сыграли важную роль. Опыты Д. Холла по плавлению и последующей кристаллизации из расплава базальта, предпринятые им впервые в 1798 г., окончательно решили спор в пользу плутонистов. Тогда же в условиях высоких температур и давления им получены мрамороподобные зернистые массы и созданы первые модели складчатых гор. Таким образом, с самого начала определились главные направления экспериментальных исследований, связанные с изучением горных пород, минералов и геологических структур.

В первых тектонических экспериментах Д. Холла в качестве материала, имитирующего слоистые толщи пород, использовались куски различных тканей, слои которых располагались под нагрузкой деревянной двери и подвергались боковому сжатию с помощью обыкновенных досок. Таким способом Д. Холл стремился получить складки, напоминающие те, которые он наблюдал в высоких скалах на берегу Бервикшайера в Англии. Позднее он использовал для таких опытов также и глину и создал «машину, при помощи которой ряд гибких глиняных пластов можно сжать так, чтобы получить структурные формы, достаточно похожие на природные».

В XIX веке стремительно развивались главным образом минерало-петрографические эксперименты. Более полувека прошло с того момента, как Д. Холл провел свои опыты по тектонике, прежде чем появились новые оригинальные иссле-

дования в этой области. В 1878 г. А. Фавр получил складки в пласте гомогенной глины, расположенному на предварительно растянутом листе резины. Его методику использовал затем Г. Шардт, моделировавший в 1884 г. слоистые толщи из глины и различных ее смесей с песком, а также Г. Каделл. Всеобщий интерес вызвали опыты А. Добрэ (Daubrée, 1879), в которых он применял листовое железо, свинец, воск, мыло и другие материалы для воспроизведения складок, трещин и зеркал скольжения. В 1888 г. Г. Каделл соорудил специальный ящик, в котором слои глины и гипса сжимались в целях изучения поведения разных типов слоев и выяснения происхождения надвигов.

В конце XIX столетия разнообразные эксперименты по тектонике были проведены Б. Виллисом (Willis, 1893, переведена на русский в 1934 г.) и Э. Рейером (Reyer, 1892—1894).

Б. Виллис привлек к эксперименту смеси, состоящие из гипса, воска и скрипидара, обладающие различной пластичностью, и предпринял попытку дать строгий анализ процесса образования складок и разрывов Аппалачских гор на основе экспериментального воспроизведения этих структур. Опыты осуществлялись в ящике длиной около 1 м и шириной 15 см, в котором искусственные слои нагружались сверху слоем дроби и подвергались сжатию специальными винтами. В итоге опытов Б. Виллис пришел к выводу о том, что следует различать компетентные, т. е. достаточно плотные слои, через которые передается давление, и некомпетентные, настолько пластичные, что они уступают давлению, увеличивая свою мощность. Такое разделение слоев на компетентные и некомпетентные приобрело широкую известность и использовалось в дальнейшем в самых разнообразных работах по тектонике.

В опытах Э. Рейера разнообразные искусственные материалы (глина, гипс, сахар, клей и др.) были привлечены для моделирования структур гравитационного оползания, горстов, грабенов и др., а также для экспериментального воспроизведения процесса внедрения интрузий и извержения вулканов.

Только в начале текущего столетия наметился существенный перелом в общем развитии тектонических экспериментов. Опыты с искусственными материалами, хотя и продолжались в том же плане, что и раньше (Paulcke, 1912; Mead, 1920; Link, 1927, 1929 и др.), но при их выполнении все более строго стали учитывать условия подобия в соответствии с требованиями теории размерностей. Основы этой теории в приложении к экспериментальной тектонике рассмотрены впервые Кенигсбергером и Моратом (Koenigsberger, Morath, 1913),

а позднее Хаббертом (Hubbert, 1937). Получившие широкую известность опыты Г. Клооса (Cloos, 1928, 1930а, б, с, 1931), Л. Неттлетона (Nettleton, 1934) и многих других исследователей проведены уже с учетом этих условий. Сейчас эти эксперименты осуществляются в целях воспроизведения соляных куполов и других структур (Dobrin, 1941; Parker, M. Dowell, 1955; Ли Сы-гуан, 1956; Biot, 1959 и т. д.), будинажа (Ramberg, 1955), общих деформаций земной коры (Bucher, 1962) и т. д.

В Советском Союзе основы теории подобия в приложении к экспериментальной тектонике рассматривались Б. Л. Шнеренгерсоном (1947), Е. М. Люстихом (1949) и весьма полно разобраны М. В. Гзовским (1954, 1958, 1960а, б, 1959—1963). Результаты работ М. В. Гзовского широко используются многими исследователями (Лебедева, 1956, 1958, 1962; Сычева-Михайлова, 1958 и др.). В целом исследования в области экспериментальной тектоники весьма энергично развиваются начиная с сороковых годов под руководством В. В. Белоусова (1947, 1949 и др.) и служат опорой для разработки оригинальных теорий происхождения тектонических структур. Моделированием этих структур в нашей стране занимались также А. А. Белицкий (1949), Е. И. Черткова (1950), И. М. Кузнецова (1962), Д. А. Казимиров, Г. А. Каледа, М. Э. Липская и Н. В. Лукина (1964) и многие другие.

Принципиально новое в текущем столетии — развертывание работ по использованию в тектонических экспериментах главнейших достижений современной техники высоких давлений и температур.

Эти работы имели двоякое значение. Во-первых, они позволили получить более строгие данные о физико-механических свойствах горных пород и об изменении этих свойств в различных термодинамических обстановках, в связи с чем открылись возможности для более строгого соблюдения требований теории подобия при тектоническом моделировании. Как известно, физико-механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах изучены и сейчас еще очень слабо, а такое важное свойство, как вязкость горных пород, почти совсем неизвестно, хотя знание их совершенно необходимо для правильного моделирования в тектонике. Только с развитием техники высоких давлений появились перспективы для точного определения этих свойств.

Во-вторых, возможности тектонического эксперимента с применением новой техники резко расширились, так как стало доступным непосредственное изучение процесса деформации

горных пород, образующих различные геологические структуры. Эксперименты по деформации горных пород позволяют привлечь к анализу тектонических проблем не только макро-, но и микроявления, связанные с преобразованием внутреннего строения деформируемого материала. А это совершенно не учитывается в современных работах по тектоническому моделированию. Между тем, для перехода от феноменологических теорий деформаций к физическим теориям изучать такие преобразования реальных горных пород совершенно необходимо. Только физические теории могут открыть перспективы для точного описания процессов деформации количественными методами и тем самым содействовать дальнейшему совершенствованию работ по тектоническому моделированию. Таким образом, развитие тектонического моделирования и вообще эксперимента в тектонике немыслимо без развития работ по экспериментальному изучению деформации горных пород и исследованию их физико-механических свойств в различных термодинамических условиях.

По-видимому, наиболее ранние работы, посвященные вопросам изучения деформации горных пород, принадлежат Кику (Kick, 1892), который использовал метод матриц, подвергая продольному сжатию образец (мрамор, каменную соль и др.) вместе с тонкостенной трубкой-матрицей. Метод матриц был усовершенствован затем Адамсом и Никольсоном (Adams, Nickolson, 1901), применившими толстостенные стальные пресс-формы, имевшие вид полых цилиндров с утолщениями на обоих концах. В экспериментах этих исследователей продольная нагрузка с помощью пуансонов прикладывалась только к образцу. Стенки матриц создавали боковое давление, благодаря сопротивлению поперечной деформации образца. Адамс и его сотрудники испытали различные породы: песчаник, мрамор, доломит, гранит и др. В мраморе они отметили уплощение зерен кальцига, появление сдвойниковых кристаллов и по трещинам катаклазическое дробление зерен. Было установлено увеличение предела прочности пород на сжатие в условиях высоких давлений и высказано предположение о том, что на глубинах свыше 17 км невозможно существование крупных полостей.

В 1906 г. исследования свойства вещества в условиях высоких давлений и температур начал Бриджмен, продолжавший их более полувека. Он изучал сжимаемость многих горных пород при давлении до 12000 кг/см², поведение материалов при растяжении в условиях высоких давлений (например, золенгофенского известняка при давлении 28000 кг/см²) и т. д.

Весьма интересные данные он получил в отношении влияния внешнего давления на полости в хрупких материалах, в том числе в кварце, кристаллы которого Бриджмен подвергал внешнему давлению до $17500 \text{ кг}/\text{см}^2$. Такое давление не оказалось никакого влияния на полости с гладкими, хорошо отполированными гранями (так называемые «отрицательные кристаллы»), такими же, как и наружная поверхность обыкновенного кристалла. «Однако некоторые из этих кристаллов кварца имели полости неправильной формы... После воздействия внешнего давления эти полости иногда оказывались заполненными тонким песком... Здесь в одном и том же опыте разрушения не происходит, когда поверхность вполне совершенна, и разрушение наблюдается, когда поверхность менее совершенна» (Бриджмен, 1955). Эти же кристаллы Бриджмен осмотрел спустя 25 лет после эксперимента и обнаружил, что из углов некоторых полостей, имеющих полированные грани, по радиусам расходятся мелкие трещины. «Это доказывает, — писал Бриджмен, — что даже в случае кристаллического кварца в областях высокой концентрации напряжений имеет место небольшая пластическая деформация, которая медленно выравнивается и в конце концов приводит к разрушению».

Бриджмен изучал не только механические, но и многие другие физические свойства материалов. Он, например, исследовал при больших давлениях теплопроводность базальта, зеленгофенского известняка, талька, катлинита и каменной соли. Все эти разнообразные исследования он проводил, опираясь на технические средства, основные принципы устройства которых им были во многих случаях разработаны лично (например, принцип некомпенсированной площади и т. п.).

В 1911 г. Карман (Кагтан, 1911) осуществил эксперименты с образцами мрамора и песчаника, которые он испытывал в условиях всестороннего давления жидкости при одновременном одностороннем сжатии. Вскоре его сотрудник Бекер (Böker, 1915) исследовал па растяжение мрамор в условиях всестороннего сжатия. Ими совместно были построены, кроме того, диаграммы «напряжение — деформация» для мрамора, испытанного на сжатие и растяжение.

В 1936 г. разнообразные исследования в области изучения поведения материалов в условиях высоких давлений и температур начал Григgs (Griggs, 1936). Он впервые применил весьма совершенные установки высокого давления, позволявшие с высокой степенью точности измерять напряжение, деформацию и температуру в изучаемом образце. Большинство

опытов было выполнено при всесторонних давлениях 5000 и 10000 кг/см² и при температурах от 25 до 800° С. В этих исследованиях, помимо давления, температуры и времени, учитывалось также влияние растворов на деформацию горных пород. Испытывались такие породы, как известняк, мрамор, доломит, песчаник, дунит, глинистый сланец и др., а также некоторые минералы, в частности кварц и кальцит. В данных исследованиях широко использовались методы петроструктурного анализа горных пород.

В первые годы деятельности Григгс и его сотрудники изучали преимущественно карбонатные породы (мраморы, известняки) и кварц. Для них по результатам испытаний в обстановке различных давлений и температур были построены кривые «напряжение — деформация». При опытах выяснилось, что большое влияние на деформацию горной породы оказывает оболочка, окружающая образец и защищающая его от проникновения жидкости в поры во время испытаний.

В конце сороковых годов Григгс с сотрудниками провел серию экспериментов по всестороннему изучению деформации джульского мрамора. Была исследована зависимость деформации от всестороннего сжатия, достигавшего 10000 кг/см², температуры (до 500° С), от влажности и от ориентировки образца. Весьма тщательно исследовались процессы трансляции и двойникования кальцита, подвергшиеся наиболее полному анализу в работах Кнопфа (Knopf, 1949), Борга и Тернера (Borg, Tigray, 1953) и других. Одновременно изучалась деформация отдельных кристаллов кальцита (Tigray, Griggs, Heard, 1954).

Значение работ Григгса и его сотрудников неоднократно отмечалось в нашей стране (Воларович, 1960; Розанов, 1962; Байдюк, 1963; Гзовский, 1963 и т. д.). Поэтому следует ограничить дальнейшее изложение результатов этих исследований сравнительно недавно опубликованной большой монографией (Griggs, Handin, 1960) и более поздними статьями. В названной монографии в основном представлены материалы Симпозиума по деформации горных пород, состоявшегося в США в 1956 г. В ней приведены результаты испытаний при высоких давлениях и температурах различных горных пород (перidotита, пироксенита, базальта, гранита, доломита, мрамора, известняка, песчаника), а также монокристаллов кальцита и кварца. Джульский мрамор и золенгофенский известняк по-прежнему служили предметом детального изучения. В частности, мрамор был подвергнут кручению при температуре

от 24 до 300° С, всестороннем давлении от 1000 до 2750 кг/см² и ориентированном давлении до 1000 кг/см², а известняк испытывался на ползучесть при давлениях до 4000 бар и комнатной температуре. Было обнаружено, что увеличение гидростатического давления уменьшает скорость ползучести. Проведенные опыты позволили высказать предположение о том, что один из главных механизмов ползучести известняка — образование в нем микротрещин.

Дальнейшие эксперименты с золенгофенским известняком были связаны с изучением условий перехода от хрупкого состояния к пластичному в зависимости от температуры, всестороннего сжатия и внутриворового жидкостного давления. Испытания проводились на сжатие при температуре от 25 до 700° С и давлении от 1 до 7500 бар. Сделан вывод, в частности, о том, что внутриворовое давление жидкости увеличивает глубину, на которой возможно образование разрывов. Интересные данные приведены в рассматриваемой монографии также и в отношении экспериментального воспроизведения будинажа в составных образцах. Заключительные главы работы посвящены приложению результатов проведенных экспериментальных исследований к анализу механизма землетрясений.

В 1963 г опубликована статья Григга (Griggs, 1963), подводящая итог работ американских исследователей по изучению деформации горных пород за период 1961—1963 гг. Большим достижением Григга считает опыты Херда (Heard, 1963), экспериментально доказавшего применимость теории ползучести Эйринга к джульскому мрамору. Херд проводил эксперименты при всестороннем давлении до 5 кбар и температуре до 500° С, скорость деформации менялась от 0,4 до $3 \cdot 10^{-8}$ сек⁻¹, длительность самого быстрого опыта была 0,25 сек, самого продолжительного — 35 дней. При всестороннем давлении 20 кбар и температуре 300° С Картеру (Carter и др., 1961), Кристи (Christie и др., 1961, 1962) и Григгу (Griggs и др., 1963) удалось получить пластическую деформацию кварца. В связи с полученными новыми результатами исследований в области деформации горных пород Григгс считает весьма важным применение теории дислокации к анализу процессов деформации.

Хенсен и Борг (Hansen, Borg, 1962) при исследовании поля напряжений, существовавшего в момент природной деформации, использовали известную зависимость между пег-роструктурой карбонатов и деформирующим полем напря-

жений, а Фридман (Friedman, 1963) подтвердил возможность использования этой зависимости на примере экспериментально деформированного песчаника с карбонатным цементом.

Среди работ по изучению разрывов Григгс отмечает статьи Брэйса и Уолша (Brace, Walsh, 1962), непосредственно изменивших поверхностную энергию кварца и ортоклаза и получивших тем самым необходимые данные для контроля теорий хрупкого разрыва Гриффита. Кристи и другие (Christie и др., 1964) показали, что в единичном кристалле кварца при 30 кбар всестороннего давления и 25° С разрыв следует вдоль кристаллографических плоскостей. Таким образом, в кварце имеется переход от раковисто-хрупкого разрыва при низких давлениях и температурах через разрыв по кристаллографическим плоскостям при высоком давлении к скольжению (slip) при высоких давлениях и умеренных температурах.

В работе Григгса высоко оценены также теоретические исследования и эксперименты по моделированию складок, выполненные Биотом и Оде (Biot и др., 1961; Biot, Ode, 1962). Эти исследователи проводили опыты с вязкими, упруго-вязкими и упругими материалами. Складчатые деформации были получены также и в кристаллических сланцах Патерсоном и Вайссом (Paterson, Weiss, 1962).

Уже после обзорной статьи Григгса была опубликована важная работа Риккера и Сайферта (Riecker, Seifert, 1964), посвященная вопросам прочности на сдвиг минералов, предположительно принадлежащих верхней мантии Земли — форстерита, энстатита, диопсида и лабрадора. Эксперименты проводились при температуре от 27 до 300° С, среднем давлении от 5 до 55 кбар и при скорости деформации от 1 до 10^{-3} сек $^{-1}$. Все эти минералы показали высокую прочность на сдвиг. При комнатной температуре вариации скорости деформации от 1 до 10^{-3} сек $^{-1}$ не оказали существенного влияния на прочность этих минералов на сдвиг. Не оказали влияния на прочность оливина также и колебания в содержании окислов в несколько процентов. Во всем диапазоне использованных давлений и скоростей отмечалось широкое развитие катаклаза в зернах минералов даже в тех условиях, когда происходило внутризерновое течение. Статья Риккера и Сайферта является первой из серии, связанной с начальными исследованиями по изучению прочности на сдвиг, внутреннего трения и вязкости горных пород в условиях высоких давлений и температур. Эти механические характеристики пород в настоящее время изучены совершенно недостаточно, хотя они весьма важны, как уже отмечалось, для тектонического моде-

лирования и построения физических теорий деформации горных пород.

К сожалению, огромные технические трудности, возникающие при изучении сдвиговых деформаций горных пород при высоких давлениях, заставили Риккера и Сайферта размывать природные кристаллы и из полученного порошка с максимальными размерами частиц 37 μ прессовать образцы для испытания.

В области изучения деформации горных пород и минералов в последние годы, таким образом, достигнуты существенные успехи, хотя многие вопросы все еще остаются нерешенными, а проблема использования горных пород, как материала, позволяющего изучать процессы деформации слоистых тектонических структур в обстановке высоких давлений и температур, почти не подверглась разработке.

Попытки осуществить такие опыты, которые в какой-то мере помогли бы решению этой проблемы, были предприняты в Австралии (Paterson, Weiss, 1962) и в Чехословакии (Куарий, 1963), но они представляют лишь начальные шаги на этом пути.

В нашей стране эксперименты, связанные с изучением деформации горных пород при высоких давлениях и температурах, проводились в сороковых годах в Геологическом институте Академии наук СССР (Косыгин, Лучицкий, Розанов, 1949; Шадлун, Розанов, 1949; Розанов, Косыгин, Лучицкий, 1950), а затем были продолжены в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ) Академии наук СССР.

Более ранние исследования были посвящены вопросам пластической деформации кварца (Цинзерлинг и Шубников, 1933) и общему изучению поведения отдельных кристаллов и мономинеральных агрегатов в условиях высоких давлений и температур (Юшко, 1940).

Итоги исследований, проведенных в Геологическом институте и ИГЕМе АН СССР за период с 1948 по 1962 г., были представлены Ю. А. Розановым (1962). В его монографии описаны опыты, осуществленные им лично, а также совместно с И. В. Гинзбургом, И. С. Делициным, Ю. А. Косыгиным, И. В. Лучицким и Т. Н. Шадлун. Первый эксперимент, проведенный совместно с Ю. А. Косыгиным и И. В. Лучицким, был выполнен в камере сжатия типа прибора Треска-Бюргера, а в дальнейшем опыты проводились по методике Адамса. Часть экспериментов выполнялась при температуре до 200° С, причем обогрев был внешним и создавался пропусканием

электрического тока через спираль, намотанную на пресс-форму. Ориентированное давление на образец достигало 14500 кг/см², всестороннее — 3100 кг/см².

В экспериментах с карбонатными породами изучалась пластическая деформация мрамора и проникновение паров сплава Вуда в зоны пластического течения породы. Исследование гранита позволило расположить его минералы в следующий ряд по степени увеличения пластичности кварц — полевой шпат — эгирин — арфедсонит — биотит. Для сульфидных руд был установлен свой ряд увеличения пластичности минералов кварц — блеклая руда — пирит — сфалерит — халькопирит. Относительная пластичность (деформируемость) была изучена также для карбонатных пород месторождения Акташ, эфузивов Восточного Карамазара, а также для интрузивных и эфузивных пород Чаткальского хребта.

Разнообразные исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях с общегеологической точки зрения проводятся в Институте физики Земли АН СССР под руководством М. П. Воларовича, среди механических свойств изучаются преимущественно упругие и прочностные свойства (работы М. П. Воларовича, Е. И. Баюк, Д. Б. Балашова, А. И. Левыкина, В. А. Павлоградского, Э. И. Пархоменко, З. И. Стаковской и И. С. Томашевской). Аналогичные исследования ведутся также в Институте геологии и разработки горючих ископаемых (Л. А. Шрейнер, Б. В. Байдюк, Н. Н. Павлова, О. П. Петрова, В. П. Якушев и др.), во Всеобщем научно-исследовательском маркшейдерском институте (Б. В. Матвеев, А. Н. Ставрогин и другие) и в Институте горного дела АН СССР (В. С. Вобликов, Е. И. Ильницкая, В. И. Карпова и др. под руководством М. М. Протодьяконова).

В 1963 г. была опубликована работа Б. В. Байдюка, в которой он по мировым литературным данным систематизировал методы изучения горных пород при высоких давлениях, проанализировал основу устройства главных типов установок высокого давления и дал сводку основных результатов опытов по лабораторному изучению деформируемости горных пород в условиях всестороннего сжатия и повышенных температур. В сводку вошли сведения о мраморах, известняках, доломитах, каменной соли, ангидритах, глинистых породах, песчаниках, алевролитах и некоторых силикатных породах.

В 1964 г. вышел сборник статей по вопросам изучения механических свойств горных пород в условиях высоких давлений и температур, выпущенный Институтом геологии и

разработки горючих ископаемых («Экспериментальные исследования .», 1964). В итоге проведенных в этом институте работ получены весьма интересные данные о деформационных свойствах мрамора, известняка, доломита, ангидрита и песчаника при всесторонних давлениях до $2200 \text{ кг}/\text{см}^2$ и скорости приложения ориентированной нагрузки к образцу от 500 до $0,15 \text{ кг}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Было установлено, что в результате пластической деформации происходит значительное увеличение объема образца, достигающее 20 %. При высокой скорости приложения нагрузки отмечалось увеличение предела текучести по сравнению с медленным приложением нагрузки, но при быстром нагружении коэффициент деформационного упрочнения был меньшим, чем при медленном. Этот факт противоречит тому, что известно в отношении металлов, пластиков и других материалов при медленных нагрузлениях. По мнению Б. В. Баидюка, Л. А. Шрейнера и Л. И. Лагун (1964), проводивших соответствующие опыты, это явление можно объяснить особым механизмом пластической деформации горных пород при низких величинах всестороннего сжатия; особенность деформации заключается в том, что она подчиняется законам сухого трения. Этот вывод очень важен, так как он заставляет с большой осторожностью относиться к механическому перенесению законов деформации металлов и других подобных материалов на деформацию горных пород.

Весьма важные эксперименты по пластической деформации кварца были проведены в последнее время И. С. Делициным, Л. Д. Лившицем, В. К. Марковым, В. П. Петровым и Ю. Н. Рябининым (1964). Давления в этих опытах достигали 135 кбар , а температура $1500 \pm 75^\circ \text{ С}$.

В общем обзоре литературы наибольший интерес в плане настоящей работы вызывают исследования, связанные с экспериментальным изучением слоистых масс горных пород, выполненные Григгсом и Хэндином (Griggs, Handin, 1960), И. В. Лучицким, В. И. Гротиним и другими (1962, 1963, 1964), Патерсоном и Вейссом (Paterson, Weiss, 1962), а также Квапилем (Kvapil, 1963).

Во всех этих опытах испытывались слоистые образцы, состоящие из естественных горных пород, а не из искусственных материалов. Отдельные слои в экспериментах в одних случаях были представлены различными горными породами (Григгс и Хэндин, Лучицкий, Гротин и др.), а в других они имели характер монолитов, разобщенных поверхностями раздела, принадлежащими плоскостям сланцеватости (Патерсон и Вейсс).

Прообразом этих экспериментов явились опыты Ю. А. Ко-
сыгина, И. В. Лучицкого и Ю. А. Розанова (1949), в которых
испытывались цилиндрические образцы гипса диаметром
15 мм. Весьма совершенная спайность гипса позволяла рас-
сматривать изучаемый образец как слоистый, состоящий из
одинаковых по составу слоев, расчлененных системой взаимно
параллельных поверхностей раздела. Испытания проводились
в стальной пресс-форме, в которой достигалось максимальное
ориентированное давление 14275 кг/см². Проведенные экспе-
рименты позволили выяснить прежде всего последователь-
ность образования различных трещин и установить несостоя-
тельность гипотезы Беккера, опирающейся на представления
о чистом сдвиге.

В работе Григга и Хэндина (Griggs, Handin, 1960) про-
цесс образования трещин, сбросов и пластических деформаций
рассмотрен на образцах горных пород. Эти исследователи
пришли к выводу о том, что для всех горных пород и мине-
ралов, деформируемых при высоких давлениях и температу-
рах, могут быть выделены три типа деформаций: трещины
растяжения, сбросы и однородное течение.

Трещины растяжения характеризуются как разрывы, па-
раллельные максимальному сжимающему напряжению, ли-
шенные смещений вдоль их поверхности и сопровождающиеся
высвобождением скрытой упругой энергии. Такие трещины
типовы только для жесткого режима.

Сброс — это локализованное смещение, параллельное бо-
лее или менее плоской поверхности довольно высокого ска-
львающего напряжения. Сбросы характерны для широкой
зоны режима переходного от жесткого к пластичному.

Наконец, однородное течение представляет макроскопи-
чески однородную деформацию. Существуют, по Григгу и
Хэндину, три основные механизма течения:

катализ, вызывающий разрушение зерен и межзерновую
пригонку;

внутризерновое скольжение и двойникование и

перекристаллизация в результате местного плавления или
воздействия растворов. Однородное течение происходит при
пластическом режиме. Предполагается, что все горные породы
и минералы могут по мере повышения давления или темпе-
ратуры переходить от жесткого к пластическому режиму.

В подтверждение высказанных положений Григг и Хен-
дин предприняли эксперимент по воспроизведению будинажа.
Изученные ими образцы имели цилиндрическую форму; внут-
ренний цилиндр из сравнительно жесткого (компетентного)

материала вставлялся в полый цилиндр из сравнительно пластичного (некомпетентного) материала, и весь образец подвергался растяжению параллельно оси цилиндра при всестороннем давлении до 5 кбар при температуре, менявшейся от комнатной до 800° С. Были испытаны образцы кварцита, доломита и стекла. В процессе опытов возникали искусственные будины.

Эксперименты с этими своеобразными слоистыми образцами подтвердили существование всех трех типов деформации горных пород. Было отмечено, что поведение мрамора при 800° С весьма сходно с тем, которое типично для галита при комнатной температуре в тех же условиях. Деформационные свойства кварцита мало менялись в диапазоне от 25 до 800° С. В обоих случаях кварцит оставался жестким.

Опыты Патерсона и Вейсса (Paterson, Weiss, 1962) со слоистыми образцами преследовали другие цели. Они решили воспроизвести в лабораторных условиях складчатые структуры. Для испытаний были взяты сильно рассланцованный филлит и слюдистый сланец. Плоскости сланцеватости служили поверхностями раздела слоев. Филлит состоял, в основном, из хлорита и серицита, слюдистый сланец — из мусковита и биотита. В обеих породах содержались и зерна кварца.

Цилиндрические образцы диаметром 7 мм и высотой от 10 до 20 мм вырезались под углами 0, 10, 25 и 45° к сланцеватости. Образцы обычно упаковывались в латунные или медные, в некоторых случаях в резиновые оболочки. Испытания осуществлялись при всестороннем давлении 5000 кг/см² при комнатной температуре. В образцах, деформированных в латунных или медных оболочках, возникали полосы складок изгиба (kink folding). При этом, если направление ориентированного сжатия было параллельным плоскостям сланцеватости, то наблюдалась две системы таких полос, наклоненных под углом приблизительно 50° к направлению укорочения образца. В образцах, вырезанных под углом 25 и 45° к сланцеватости, возникала лишь одна система таких полос. Складки изгиба были асимметричными, их осевые плоскости наклонены по отношению к оси образца. В образцах с двумя системами полос возникали, кроме того, и симметричные складки, тесно сжатые, с осевыми плоскостями, перпендикулярными оси образца. Эти складки располагались в местах пересечения полос складок изгиба.

Помимо мелких складок, возникали явления скольжения слоев по плоскостям сланцеватости. В образцах, вырезанных под углом 45° к сланцеватости и деформированных в резин-

новых оболочках, складки не возникали и происходило лишь скольжение по плоскостям сланцеватости.

Складки, полученные Патерсоном и Вейссом, очень похожи на те, которые широко распространены в толщах метаморфических сланцев. Поэтому авторы высказывают надежду на то, что их эксперименты помогут раскрыть механизм образования естественных складок, наблюдавшихся в природе.

Существенно с иных позиций к экспериментам со слоистыми массами горных пород подошел Квапиль (Kvapil, 1963). Он считает, что недостаточность наших знаний о механических свойствах горных пород обуславливает необходимость прямого использования горных пород, а не их заменителей в опытах по моделированию геологических структур. Квапиль предполагает, кроме того, что на образцах естественных горных пород в условиях высоких давлений и температур можно экспериментально изучать не только макро-, но и микроскопические проявления тектонических процессов.

В проведенных Квапилем экспериментах отдельные слои в исследованных образцах представлены главным образом каменной солью, реже ангидритом, сильвинитом, глинистыми сланцами, углами и глинами. В образцах создавалось сложное напряженное состояние, под действием которого в них были получены микросбросы и микродиапировые структуры (рис. 1). К сожалению, автор не привел почти никаких данных о примененной аппаратуре, о форме и размере образцов, способе их упаковки, времени эксперимента, величинах на-

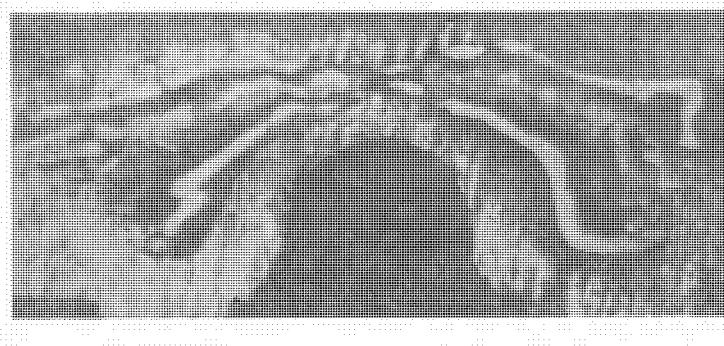


Рис. 1 Один из экспериментов Квапиля (Kvapil, 1963) по моделированию тектонических явлений на естественных горных породах

1 — сланцы, 2 — ангидрит, 3 — сланцы, 4 — сильвинит, 5 — каменная соль
6 — сланцы, 7 — ангидрит.

пряжений, создаваемых в образцах, и т. д. Поэтому очень трудно детально обсуждать результаты опытов Квапиля. В целом же опыты имеют много сходства с теми экспериментами, которые осуществлялись в течение ряда лет в Институте геологии и геофизики СО АН СССР.

Этим, по-видимому, исчерпываются сведения об исследованиях, имеющих непосредственное отношение к рассматриваемой проблеме использования горных пород в качестве модельного материала, позволяющего решать те или иные задачи структурной геологии и геотектоники.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время большинство экспериментов, направленных на изучение деформаций горных пород в обстановке, соответствующей большим глубинам Земли, проводится по однотипной схеме. В условиях высокого всестороннего давления к торцам образца прикладывается ориентированная сжимающая или растягивающая нагрузка. Предпринимаются также попытки испытывать образцы по более сложной схеме, при которой все три компонента напряжений не равны между собой (Протодьяконов и др., 1963), но такого рода опыты не получили пока еще широкого распространения.

Принято считать, что при испытаниях по общепринятой схеме условия нагружения образца достаточно хорошо соответствуют обычному напряженному состоянию в отдельных блоках горных пород внутри земной коры. В целях приближения условий испытания к естественной обстановке деформаций горных пород в глубинных зонах Земли, образец, как правило, нагревается специальными приспособлениями до температур более или менее строго соответствующих тем, которые характерны по современным представлениям для термического режима внутренних частей Земли. На этих общих принципах основаны и первые приборы Адамса, Кармана и современные установки Григга, Патерсона и других исследователей, а также установки, используемые советскими исследователями (Байдюк, 1963).

Опыты, проведенные в Лаборатории экспериментальной тектоники Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР, опирались на использование методики Адамса — Никольсона, которую с некоторыми усо-

вершенствованиями успешно применяют в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (Розанов, 1962) и в Институте геологии и разработки горючих ископаемых (Павлова, Савостьянова, Маркачева, 1964)

Суть метода Адамса — Никольсона заключается в следующем. Прибор высокого давления (матрица, или пресс-форма) изготавливается из стали в виде полого цилиндра с утолщениями стенок на обоих концах. Испытываемый образец, имеющий также цилиндрическую форму, по диаметру строго соответствующую диаметру прибора, помещается внутри матрицы. Высота образца значительно меньше высоты матрицы.

Затем с обоих торцов в прибор вставляют вплоть до соприкосновения с образцом стальные поршни (пуансоны), и матрицу помещают между плитами пресса. Усилие от пресса через пуансоны передается образцу. При значительной величине усилия образец деформируется и давит на стенки матрицы, которые препятствуют деформации и тем самым создают всестороннее сжатие образца

Образцы подготавливались к эксперименту следующим образом. Из куска горной породы на сверлильном станке, снабженном специальным автоматическим устройством, выбуривались цилиндрические образцы, которые затем алмазной пилой разрезались на таблетки высотой 3; 7 и 10,5 мм. Эти таблетки тщательно пришлифовывались, и параллельность ограничивающих снизу и сверху поверхностей, а также размеры таблеток внимательно проверялись. Таблетки склеивали канадским бальзамом в один общий цилиндр в такой последовательности (в мм): 7—3—3—3—7 или 10,5—3—3—3—10,5. Таким образом, получались образцы высотой 23 мм (они использовались в первых опытах) и 30 мм. Полученные слоистые образцы подвергались дополнительной пришлифовке. Диаметр образцов во всех случаях равнялся 15 мм (рис. 2)

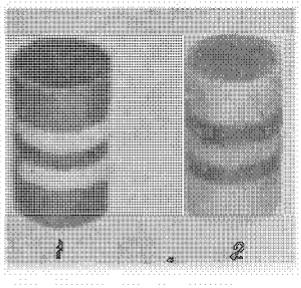


Рис. 2 Образцы горных пород, подготовленные к эксперименту
1 — оливинит (черное) — мрамор (белое) 2 — кварцит (серое) — серпентинит (темное)

Матрицы для испытания образцов вытачивались в виде полых цилиндров с внутренним диаметром 18 мм и с утолщениями на концах. Первые опыты проводились в матрицах из стали У-8, которая в силу своих механических свойств не позволяла нагревать образцы при

высоких давлениях до температуры, превышающей 200—250° С. В последующих опытах использовались матрицы из жаропрочной стали ЭИ-437А, которая сохраняет достаточную для экспериментов прочность при температуре до 500° С. Пуансоны изготавливались из закаленной стали и притирались по диаметру матрицы. Весьма тщательно проверялась параллельность торцов пуансонов и перпендикулярность торцов к образующей цилиндрической поверхности пуансонов.

Как известно, методика Адамса — Никольсона имеет определенные недостатки, главный из них — невозможность количественного определения отношения между напряжениями и деформациями в образце. Этот недостаток возникает из-за сложного неоднородного напряженного состояния образца вследствие практически не поддающихся строгому учету сил трения между образцом, пресс-формой и пуансоном. Для уменьшения сил трения в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (Розанов, 1962) была разработана методика заполнения пространства между образцом, стенками камеры и пуансонами сплавом Вуда, игравшим роль смазки. Эта же методика использовалась в Институте геологии и разработки горючих ископаемых (Павлова, Савостьянов, Маркачева, 1964).

Применение сплава Вуда требует нагревания образца в момент упаковки до 100° С, но такое нагревание недопустимо для образцов, слои которых скреплены тончайшей пленкой канадского бальзама. В связи с этим взамен сплава Вуда пришлось подыскивать иные материалы. В конце концов выбор пал на пирофиллит, позволяющий упаковывать образец при обычной температуре, без нагрева. Для каждого образца в соответствии с его размерами вытачивался полый пирофиллитовый цилиндр, внутренний диаметр которого был несколько большим диаметра образца, а наружный — несколько меньшим диаметра отверстия матрицы. Толщина стенки цилиндра равнялась 1,5 мм. Наружная поверхность каждого пирофиллитового цилиндра тщательно притиралась по диаметру матрицы, а затем цилиндр вставлялся в нее. После этого внутренняя поверхность пирофиллитового цилиндра тщательно притиралась к образцу, обернутому медной фольгой, имеющей толщину 0,02 мм. По окончании притирки образец в оболочке из фольги под слабым нажимом вдавливался внутрь пирофиллитового цилиндра. Так как уже при сравнительно небольших давлениях пирофиллит приобретает высокую пластичность, примененная упаковка обеспечивала отсутствие зазоров между образцом и стенкой матрицы.

Важное значение принятого способа упаковки заключается в том, что она, помимо уменьшения сил трения между образцом и матрицей, позволяет устанавливать относительную компетентность испытываемых горных пород. Благодаря высокой пластичности пирофиллита таблетки горных пород, из которых состоит образец, под действием ориентированного давления выжимаются в пирофиллитовую упаковку. При этом с большей интенсивностью выдавливается порода менее компетентная, что позволяет оценивать сравнительную компетентность изучаемых пород по их взаимоотношениям с пирофиллитом упаковочного цилиндра.

По окончании упаковки матрица вместе с образцом и пуансонами помещалась внутрь нагревательного элемента. Нагрев, таким образом, был внешним. Нагревательный элемент представлял полый шамотовый цилиндр со спиральным желобом по всей внутренней поверхности. В желоб была вложена нагревательная спираль из жаропрочного сплава. Отверстия в шамотовом цилиндре сверху и снизу закрывались асbestosовыми шайбами. Следовательно, снаружи нагреватель-

ного элемента располагались только пуансоны (рис 3). Такая конструкция нагревательного элемента позволяла использовать его многократно.

Печь вместе с матрицей внутри нее помещали между плитами 220-тонного пресса. Усилие от пресса через пуансоны передавалось через образец и создавало ориентированное давление ($P_{\text{ор}}$). Вследствие реакции стенок матрицы возникло всестороннее сжатие ($P_{\text{вс}}$).

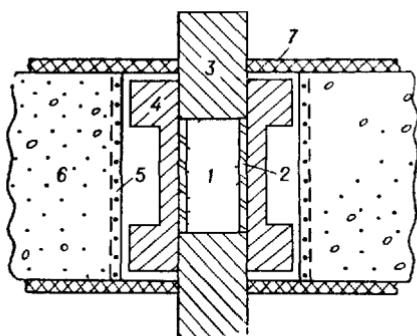


Рис 3 Схема камеры высокого давления

1 — образец, 2 — пирофиллит, 3 — пуансон, 4 — матрица, 5 — нагревательная спираль, 6 — шамот, 7 — asbestosовая шайба.

Продольная деформация образцов и давление в камере пресса с точностью $\pm 1 \text{ atm}$ определялись с помощью тензодатчиков, а температура образца — с помощью термопары. Показатели синхронно записывались на электронном автоматическом потенциометре. Продольная деформация дополнительно измерялась с помощью индикатора часового типа с ценой деления 0,01 мм, а давление в прессе для конт-

роля показаний тензодатчиков измерялось манометром с точностью ± 1 атм. Ориентированное давление рассчитывалось с учетом давления в прессе, площадей поршня пресса и пuhanсонов матрицы, а также с учетом сил трения в прессе. Величины всестороннего давления рассчитывались по формуле А. А. Ильюшина и В. С. Ленского (1959):

$$P = \frac{2 \sigma_T}{\sqrt{3}} \cdot \ln \frac{b}{a},$$

где σ_T — предел прочности материала матрицы при растяжении, b и a — соответственно наружный и внутренний диаметры рабочей части матрицы.

Возможность использования этой формулы в экспериментах, опирающихся на методику Адамса — Никольсона, была показана Ю. А. Розановым (1962), а также Н. Н. Павловой, В. П. Савостьяновым и Г. П. Маркачевой (1964).

Проведенные нами выборочные испытания эталонных матриц с различной толщиной стенок согласуются с выводами этих исследователей. Матрицы-эталоны заполнялись машинным маслом и в них создавалось высокое гидростатическое давление. Оно измерялось манометром, рассчитанным до

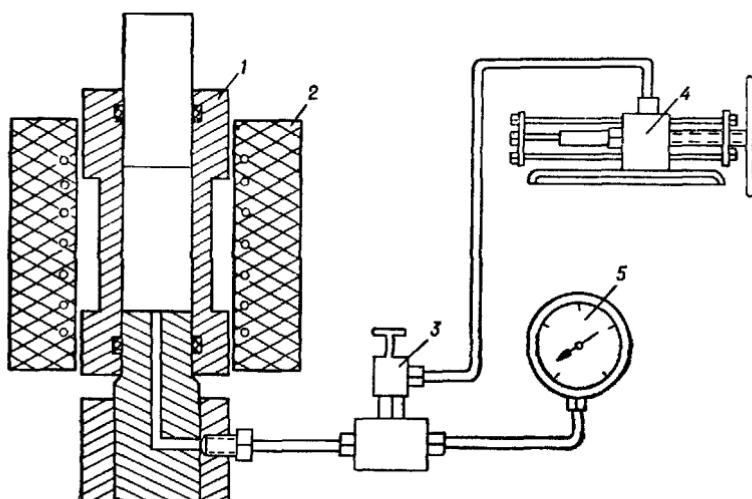


Рис. 4 Схема тарировки матрицы по гидростатическому давлению.

1 — матрица, 2 — нагревательный элемент, 3 — вентиль, 4 — пресс, 5 — манометр.

10 000 кг/см² (рис. 4). Расхождение экспериментальных данных с формулой Ильюшина и Ленского не превышало 10%.

Длительность большинства опытов изменялась от двух до девяти часов при температурах 230 и 500° С. Некоторые эксперименты продолжались двое суток. Величины ориентированного давления для различных образцов менялись от 3500 до 20000 кг/см². Наибольшее всестороннее давление достигало 6000 кг/см².

После испытания матрица стачивалась на токарном станке, причем пирофиллитовая оболочка хорошо предохраняла образец от случайного разрушения резцом. Из образцов изготавливались ориентированные прозрачные шлифы и аншлифы, которые подвергались тщательному изучению.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ СТРУКТУРЫ БУДИНАЖА

Структуры будинажа широко распространены в природных слоистых толщах, и их описанию посвящена разнообразная литература (Ажгирей, 1956; Белоусов, 1949, 1961; Белоусов и Гзовский, 1964; Гуревич, 1954; Делицын, 1958; Заридзе и Казахашвили, 1960; Ремберг, 1957; Ситтер, 1960; Сорский, 1952; Судовиков, 1957; Тохтуев, 1957; Frideric H. Lahee, 1961; Griggs, Handin, 1960 и другие).

Главную особенность такого рода структур представляет разделение какого-либо геологического тела на систему блоков, в сечении имеющих вид будин («колбасок»), валиков или обладающих более сложными очертаниями, соединенных перемычками («шлейками») или удаленных друг от друга на некоторое, сравнительно небольшое расстояние, не лишающее это тело признаков общности строения. Размеры таких блоков весьма разнообразны. Большинство исследователей указывают толщину (мощность) будин от долей сантиметра до десятков метров. Так, Ремберг наблюдал разделение кальциновых жил в Норвегии на будины мощностью 1 см и диабазовых даек в Гренландии на будины мощностью до 20 м. Н. Г. Судовиков (1957) описывал будины гнейсов и амфиболитов на Алдане с размерами в пределах первого десятка метров. А. А. Сорский (1952) указал мощность будин габбро-амфиболитовых даек и других тел в пределах от 15—20 см до 2—3 м. А. Р. Арутюнян (1962) сравнительно недавно опи-

сал в Армении будины кварцевых жил мощностью 0,5 см и мрамора до 25 м.

Форма будин в сечении, наблюдаемом в естественных обнажениях, также изменчива, как и размеры. Встречаются будины почти правильные, прямоугольные или трапецидальные, а также линзовидные или более сложной морфологии. Объемная форма будин изучена недостаточно, и соответствующие литературные сведения весьма немногочисленны. Ремберг, например, для некоторых районов указывает будины, имеющие вид грубо изометричных параллелепипедов и длинных брускатых тел.

Будинаж наблюдается в разнообразных толщах горных пород. В Карелии, по данным А. А. Сорского (1952), широко распространены будины основных пород среди гнейсов и будины кварцевых и пегматитовых жил в гнейсах и сланцах. В Норвегии и Гренландии Г. Ремберг (1957) описывал будины амфиболитов, горнблендитов, диопсидовых скарнов и пироксенитов среди гнейсов и слюдистых сланцев и будины известняков, песчаников и грубых конгломератов в сланцевых толщах. Аналогичные породы отмечаются в будинах и другими исследователями.

Нередко структуры будинажа контролируют пространственное размещение жильных тел, содержащих различные полезные ископаемые, поэтому в целом проблема будинажа привлекает внимание не только с теоретической, но и с практической точки зрения. В связи с этим, естественно, что прохождение будинажа рассматривалось многими.

Э. Клоос (Cloos, 1947) и С. Вегманн (Wegmann, 1932) предполагали, например, что будинаж возникает в слоистой толще, состоящей из пород различной компетентности, подвергающейся растяжению вдоль напластования. В то же время Квирке (Quirke, 1928) придерживался совсем других взглядов и считал, что будины образуются при сжатии вдоль слоистости.

В обстановке столь противоречивых взглядов экспериментальное исследование структур будинажа представляет, по-видимому, важнейший путь решения этой проблемы и открывает перспективу для дальнейшего углубленного изучения процесса образования будин.

Результаты соответствующих опытов по экспериментальному воспроизведению будинажа впервые были опубликованы В. В. Белоусовым совместно с его сотрудниками (1949) по данным Л. И. Чертковой, осуществившей опыты на эквивалентных материалах. В этих экспериментах приготавливались

трехслойные образцы, которые состояли из застывшего петролатума, существенно не отличавшегося в различных слоях. Мощности отдельных слоев равнялись 20,15 и 15 мм, длина образца составляла 110 мм, а ширина 55 мм. В направлении, перпендикулярном слоистости, образец подвергался сжатию двумя досками. В процессе сжатия общая толщина образца уменьшилась до 27 мм, а длина увеличилась до 195 мм. В итоге этого весьма упрощенного эксперимента выяснилось, что в нижнем и верхнем слоях петролатума возникли пережимы и раздувы, напоминающие те, которые типичны для структур будинажа. В среднем же слое пережимы почти полностью отсутствовали. В испытанном таким образом трехслойном образце возникли, кроме того, наклонные к напластованию поверхности срезывания, которые разделили его на призмы. Все это позволило предполагать, что образование будин вызвано концентрацией напряжений близ узких оснований призм, где, по мнению авторов названной выше статьи (Белоусов и др., 1949), собственно и образуются пережимы слоев.

К сожалению, в этих опытах совершенно не учитывались значительные силы трения между досками, передающими давление, и прилегающими к ним слоями петролатума. Между тем именно эти слои сыграли, очевидно, главную роль в появлении наиболее четких структур будинажа в нижнем и верхнем слоях образца. В нем все три слоя практически не отличались по своей компетентности.

Несмотря на свою простоту, этот эксперимент наглядно показал возможность образования будин в слоистой толще при сжатии ее перпендикулярно слоистости. При таком направлении сжатия параллельно слоистости происходит растяжение.

Аналогичный опыт проведен также А. А. Сорским (1952), использовавшим другие материалы. В его опытах слой парафина помещался между слоями пущечного масла. Суммарная мощность слоев пущечного масла в одном из опытов составила 2,5 см, толщина парафиновой прослойки 0,1—0,3 см, длина образца 17 см. Образец помещался в деревянный коробчатый желоб и подвергался сжатию перпендикулярно слоистости в течение 30 минут. Деформация парафина выразилась в разламывании тонкого пласта и растаскивании его вдоль плоскости напластования. Пространство между обломками заполнялось пущечным маслом. Полученная при этих опытах общая картина деформации весьма напоминала структуру будинажа, наблюдавшуюся в природной обстановке. Широко известны

разнообразные работы по экспериментальному воспроизведению будинажа, выполненные в 1955 г. Рембергом (1957). В его опытах некомпетентные породы были представлены замазкой, а компетентные — глиной, пластилином, мастикой и другими материалами. Слой компетентного материала толщиной 5 мм помещался между двумя некомпетентными слоями, имеющими толщину 1—2 см. Полученные таким образом трехслойные образцы сжимались перпендикулярно слоистости двумя жесткими пластинами. В процессе опытов более «хрупкие» компетентные слои мастики образовывали сравнительно остроугольные будины, тогда как более пластичные материалы (пластилин и другие), из которых были изготовлены компетентные слои, давали линзовидные и четковидные будины. В некоторых образцах между будинами возникали полости, подобные тем, которые в природных условиях заполняются жильными телами. По мнению Ремберга, эти полости, возникающие в области низких давлений, могут в естественной обстановке способствовать образованию зон, благоприятных для кристаллизации метасоматических минералов. В целом опыты Ремберга вновь подтвердили возможность образования будинажа в слоистых толщах в результате сжатия перпендикулярно слоистости в условиях, при которых имеется возможность удлинения (растяжения) слоя параллельно напластованию.

В опытах Л. И. Чертковой, А. А. Сорского и Э. Ремберга были использованы только эквивалентные материалы.

Горные породы к экспериментальному воспроизведению будинажа впервые были привлечены сравнительно недавно Григгсом и Хэндином (Griggs, Handin, 1960). В их опытах использовались галит, мрамор, кварцит и доломит. В камере высокого давления образцы сжимались перпендикулярно слоистости и могли удлиняться (растягиваться) параллельно напластованию. В процессе выполнения экспериментов кварцитовый стержень, заключенный в единичный кристалл галита, при обычной температуре и напряжениях $\sigma_1 \approx 5000$ кг/см² и $\sigma_3 \approx 1200$ кг/см² был разбит на блоки, весьма сходные с прямоугольными будинами природных объектов. При замене кварцита доломитом возникали доломитовые будины весьма типичной формы — «колбаски», представляющие классический тип структур будинажа, впервые описанный автором термина «будинаж» Лоэстом (Loest, 1909). Различные формы будин были получены также и в образцах из доломита и мрамора. Во всех этих опытах роль компетентного материала играли кварцит и доломит, некомпетентного — галит и мрамор.

Опыты Григгса и Хэндина были оригинальны не только по применению естественных горных пород к изучению явлений будинажа, но также и по способу изготовления образцов, подвергавшихся изучению. В отличие от предшественников, Григгс и Хэндин подготавливали к опыту не пластины, представлявшие отдельные слои, а цилиндры; один из таких цилиндров был полым, а второй имел вид цилиндрического стержня, вставленного внутрь первого цилиндра. При таком способе изготовления образцов их сходство с природными объектами оказывалось значительно меньшим, чем у образцов, изученных Л. И. Чертковой, А. А. Сорским и Э. Рембергом. К тому же в опытах Григгса и Хэндина в комплентном слое возникала лишь одна «шейка» растяжения. Поэтому появились лишь две будины, тогда как в экспериментах с эквивалентными материалами будин было больше.

В целях приближения экспериментальной обстановки к естественным условиям и сохранения типичного облика будинированного слоистого блока исследование структуры будинажа на образцах, составленных из горных пород, проводилось авторами настоящей работы следующим образом. Прежде всего, в отличие от Григгса и Хэндина, отдельные слои изготавливались не в виде стержней, а в форме круглых плоских таблеток, у которых диаметр значительно превышал толщину (в отношении 5 : 1). Кроме того, образец был не трехслойным, как в работах других исследователей, а состоял из пяти слоев. Способ подготовки образца к эксперименту изложен в разделе «Методика исследований» и не нуждается в дополнительных разъяснениях. Два наружных слоя образца имели толщину 7 и 10,5 мм. Они прилегали непосредственно к пуансонам, передающим давление на образец, поэтому в центральных трех слоях, обладающих толщиной около 3 мч, возникало сравнительно однородное напряженное состояние. В центральной части образца почти не сказывались силы трения между пуансонами и торцами образца.

Для экспериментов использовались горные породы, полученные в Бюро минералов при Геологическом музее Академии наук СССР по заказу Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Эти породы отличались следующими особенностями состава и строения.

Кварцит (Карелия) имел розовую окраску и равномерно-нозернистое строение с размером изометрических зубчато-сцепленных между собой кварцевых зерен около 0,15 мм. Зерна кварца волнисто угасали. Порода была лишена видимых трещин и содержала незначительную примесь чешуек

серицита. В единичных опытах использован также кварцит с Алтая, содержащий до 5 % чешуек гематита.

Обсидиан (Армения) имел обычный вид и был окрашен в черный цвет. Флюидальное строение породы обуславливалось линейным расположением точайших кристаллов. Показатель преломления стекла не превышал 1,48.

Оливинит (Кольский полуостров) также черной окраски. Он отличался крупнозернистым строением с размером зерен около 0,8—0,9 мм. Структура породы панидиоморфная. Примесей в породе практически не было. Местами наблюдались редкие разноориентированные трещины.

Серпентинит (Горно-Бадахшанская область) был окрашен в зеленый цвет и состоял из массы пересекающихся антигоритовых жилок мощностью около 0,2 мм. Между ними

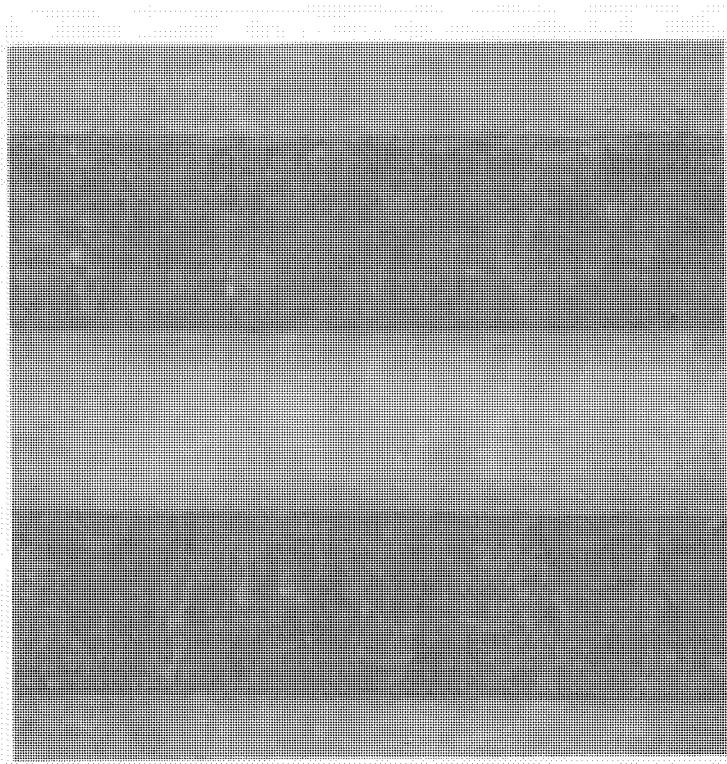


Рис. 5 Почти не деформированные границы между слоями кварцита (темное) и мрамора (светлое) $P_{\text{оп}} = 5600 \text{ кг}/\text{см}^2$, $P_{\text{в.}} = 2100 \text{ кг}/\text{см}^2$

располагались разнообразные по размеру (от 0,2 до 2,0 мм) пластинки того же антигорита. Обычно в породе наблюдается совместное погасание системы параллельно расположенных прожилков.

Мрамор (без адреса) белый, однородный, тонкозернистый с размером кальцитовых зерен, не превышающих сотых долей миллиметра. Местами мрамор рассечен тонкими жилками мощностью 0,2—0,3 мм, состоящими из менее тонкозернистого кальцита. Для эксперимента отбирались участки, лишенные таких прожилков.

Совместному деформированию были подвергнуты следующие пары пород: кварцит — мрамор, кварцит — серпентинит, обсидиан — мрамор, обсидиан — серпентинит, оливин — мрамор. Образцы изготавливались таким образом, что две тонкие таблетки одной породы оказывались отделенными друг от друга такими же тонкими таблетками другой породы, а толстыми таблетками этой же (второй) породы от пuhanсонов.

В условиях всестороннего давления от 1500 до 4000 кг/см²

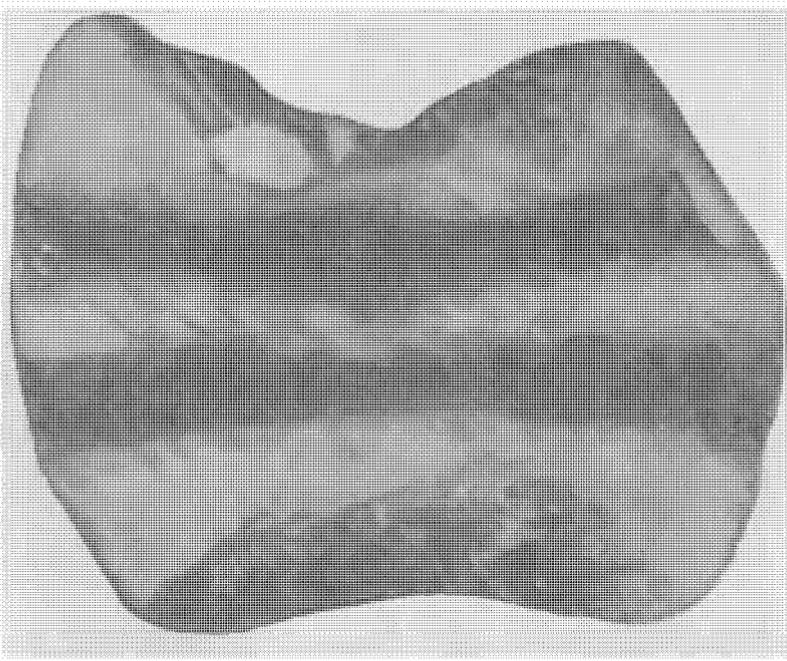


Рис. 6 Резко деформированные (будинированные) слои кварцита (тёмное) в мраморе (светлое). $P_{\text{оп}} = 11\,400 \text{ кг/см}^2$, $P_{\text{вс}} = 3000 \text{ кг/см}^2$

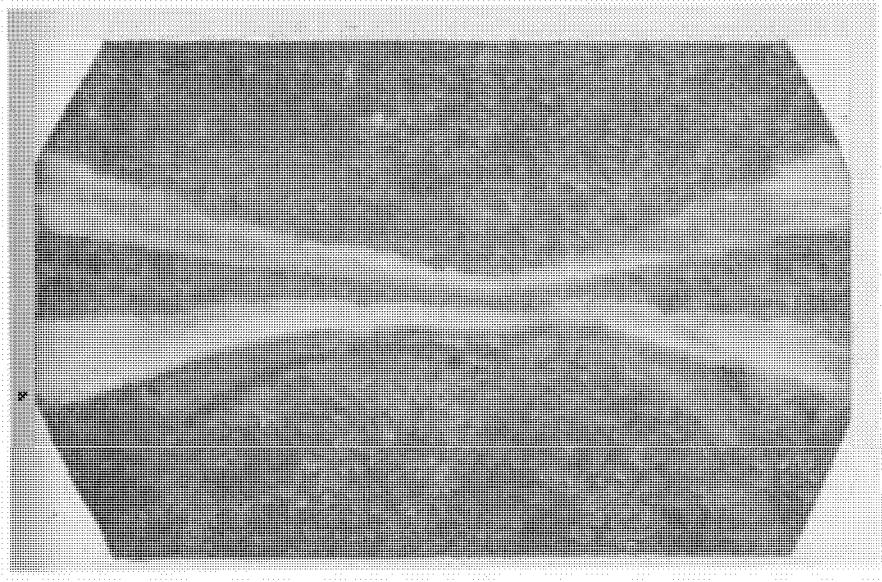


Рис. 7. Деформация мрамора (светлое) и оливицита (темное). $P_{\text{оп}} = 20\,000 \text{ кг/см}^2$, $P_{\text{ис}} = 3500 \text{ кг/см}^2$

и при температуре до 250°C слоистые образцы подвергались сжатию перпендикулярно слоистости. Величина этого сжатия менялась от 3500 до $20\,000 \text{ кг/см}^2$. Опыты продолжались от 2 час. до 5 час. 20 мин. В процессе деформации образцов границы между отдельными слоями волнообразно изгибались и становились более или менее резко изломанными (рис. 5 и 6). Такой характер деформированных границ наблюдался в парах кварцит — мрамор, кварцит — серпентинит, обсидиан — серпентинит и обсидиан — мрамор. Наряду с этим в паре оливицит — мрамор, а также в паре мрамор — алевролит, изученной в связи с исследованием проблемы дисгармоничной складчатости (см. ниже, стр. 51) границы между слоями оставались совершенно ровными или изгибались весьма незначительно (рис. 7). Типичные структуры будинажа возникали в тех образцах, в которых границы, разделяющие соседние слои, оказывались изломанными или сравнительно сильно изогнутыми.

Детальное изучение шлифов выявило особенно резкие различия в деформационных свойствах горных пород, образующих пары, которые обнаруживают в процессе экспериментов наиболее ясные структуры будинажа. Это особенно наглядно видно на примере кварцита и обсидиана, с одной стороны,

и мрамора и серпентинита — с другой. Первые два типа горных пород существенно отличаются по деформационным свойствам от двух других, и в парах из таких пород структуры будинажа устанавливаются наиболее отчетливо.

Все экспериментально изученные горные породы отличаются следующими характерными свойствами, выражающимися в типичных чертах тех деформаций, которым они подвергаются в обстановке прогрессирующего роста давлений и температур.

При невысоком ориентированном давлении, не превышающем $3500 \text{ кг}/\text{см}^2$, в кварците, испытанном совместно с серпентинитом, возникали поперечные трещины, перпендикулярные межслойным поверхностям раздела. Эти трещины, распределенные весьма неравномерно, рассекали отдельные прослои кварцита, но затухали в мраморе и в серпентините. Края трещин оказывались неровными, извилистыми, лишь отчасти секущими зерна кварцита. С ростом давления количество таких трещин увеличивалось. Наряду с ними появлялись короткие трещины, ориентированные параллельно слоистости и соединяющие между собой отдельные поперечные трещины.

При $8500 \text{ кг}/\text{см}^2$ возникали диагональные трещины весьма прямолинейные, пересекающие весь слой и рассекающие отдельные зерна кварца. В серпентинит и мрамор эти трещины не продолжались. Характерно, что взаимно пересекающиеся диагональные трещины развивались одновременно в двух направлениях под углом около $35-40^\circ$ к оси образца. По диагональным трещинам, сгущающимся при дальнейшем увеличении давления, происходило перемещение отдельных блоков кварцита. Вследствие этого кварцитовые прослои

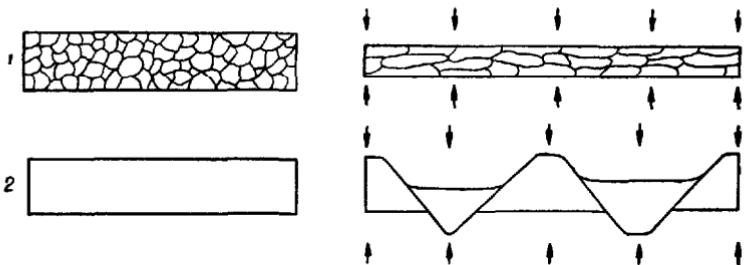


Рис. 8 Схема деформации слоев мрамора (1) и кварцита (2). Слева — неодформированные слои, справа — те же слои после сжатия. В мраморе схематично изображены зерна кальцита. Стрелками показано направление P_{op} .

расчленялись на систему резко смещенных, но соприкасающихся друг с другом трапециевидных блоков. В разрезе в миниатюре они весьма напоминают глыбовые тектонические структуры, представляющие сочетание горстов и грабенов (рис. 8).

В процессе деформации происходило дробление зерен кварца вдоль диагональных трещин, что облегчало скольжение блоков. В результате перемещения этих блоков изменилась мощность кварцитовых прослоев (см. таблицу) и при $P_{op} = 15800 \text{ кг/см}^2$ она сокращалась в среднем на 35 %. Наибольшая амплитуда смещения вдоль трещин скальвания, ограничивающих блоки, при максимальных давлениях достигала 1,0 мм. Ширина блоков варьировала в пределах от 0,5 до 5 мм.

Изменение мощности слоев горных пород при различных давлениях

Горные породы		Обсидиан			Кварцит			Olivинит			Серпентинит ^a			Мрамор		
P_{op}	P_{vc}	M_1	M_2	M_{cp}	M_1	M_2	M_{cp}	M_1	M_2	M_{cp}	M_1	M_2	M_{cp}	M_1	M_2	M_{cp}
12 800— 13 300	2500	100	22	58	100	38	65	85	33	54	100	52	78	78	30	54
15 600— 15 800	2700— 3000	100	0	54	100	38	65	84	21	54	100	19	63	78	18	52
20 000	3500	—	—	—	—	—	—	76	8	36	—	—	—	76	16	39

При мечание. M_1 , M_2 и M_{cp} — соответственно максимальная, минимальная и средняя мощности слоя после эксперимента в процентах к мощности этого же слоя до эксперимента; P_{op} и P_{vc} — ориентированное и всестороннее давление в кг/см^2 .

Обсидиан деформировался весьма сходно с кварцитом. При сравнительно небольших давлениях ($P_{op} = 6500 \text{ кг/см}^2$) в обсидиане, испытанном совместно с мрамором и серпентинитом, появлялись многочисленные тонкие, несколько неровные трещины, пересекающие весь слой, но не выходящие за его пределы. С ростом P_{op} до 12800 кг/см^2 количество поперечных трещин увеличивалось, одновременно возникали горизонтальные и диагональные трещины. Горизонтальных трещин было сравнительно немного, и они оказались развитыми лучше, чем в кварците. Обычно они соединяли расположенные рядом поперечные или диагональные трещины: протяженные,

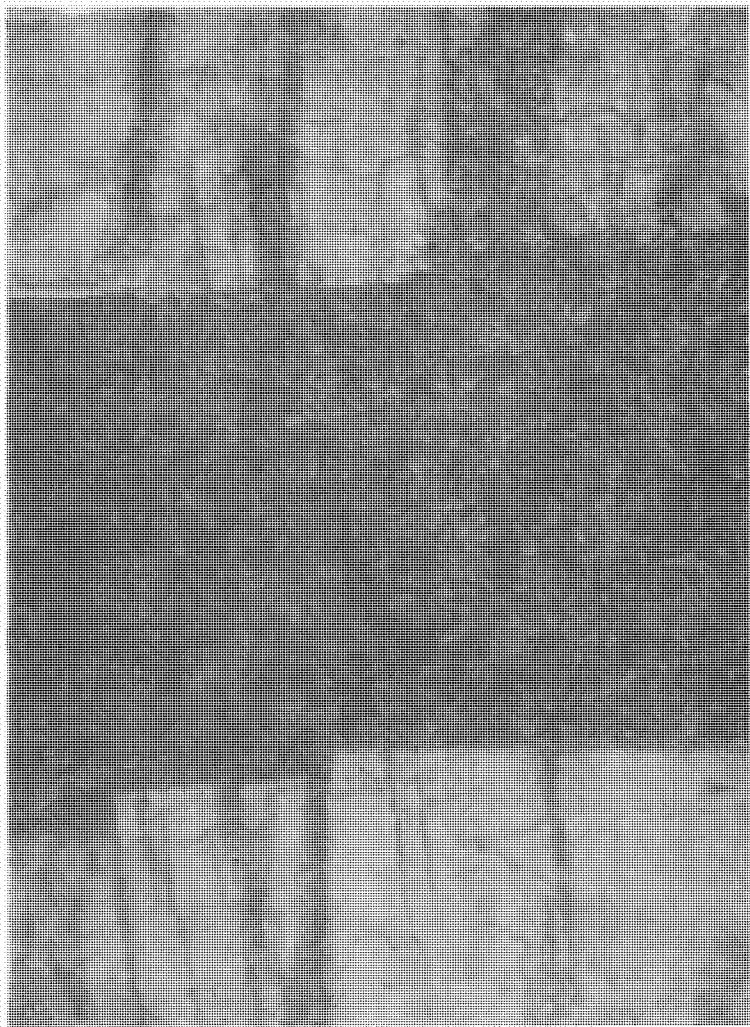


Рис. 9 Деформация обсидиана (светлое) и мрамора (черное)
 $P_{op} = 6500 \text{ кг/см}^2$ $P_{bc} = 1500 \text{ кг/см}^2$

тонкие, всегда несколько изогнутые, как бы следующие раковистому излому обсидиана. Трещины распределялись весьма неравномерно. Они сгущались в краевых зонах отдельных прослоев.

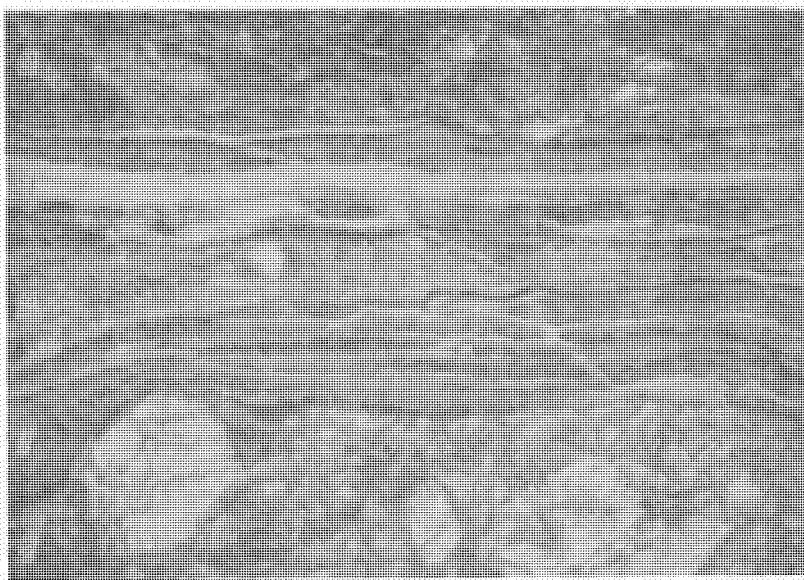


Рис. 10. Деформация мрамора (1) и оливинита (2) при $P_{op} = 20\ 000$ кг/см² и $P_{op} = 3500$ кг/см². Видно обтекание мрамором выступающего зерна оливина. Ник. ||.

Сложенные обсидианом прослои расчленялись на блоки, ограниченные в отличие от кварцитов не только диагональными, но и вертикальными трещинами. Размеры блоков составляли 2,5—3,5 мм в длину, а амплитуда смещения вдоль трещин достигала 3 мм.

С дальнейшим ростом давления ($P_{op} = 15600$ кг/см²) перемещение блоков вызывало сильное дробление стекла вдоль трещин и приводило к резким изменениям формы и мощности прослоев (рис. 9). В отдельных участках прослоев возникали пережимы с пульевыми мощностями. В целом кварцит и обсидиан в условиях проведенных экспериментов вели себя как типичные крупные материалы.

В отличие от них мрамор уже на ранних стадиях ($P_{op} = 6500$ кг/см²) деформировался пластически. В нем наблюдались только диагональные трещины и то весьма редкие. Поперечных трещин совсем не было, а трещины, появлявшиеся в смежных прослоях кварцита и обсидиана, затухали в мраморе.

С увеличением давления до $13000 \text{ кг}/\text{см}^2$ интенсивное перемещение блоков кварцита и обсидиана смежных с мрамором прослоев приводило к образованию ряда пережимов и микросбросов в прослоях мрамора. Одновременно в мраморе возникала сланцеватость, направленная перпендикулярно $P_{\text{ср}}$. Расстояние между поверхностями сланцеватости составляло $0,03$ — $0,05 \text{ мм}$. Сланцеватость была хорошо видна в шлифах и обрисовывалась системой поверхностей, параллельных ограничениям слоя мрамора. В образце мрамора с оливинитом такие поверхности облекали вдавленные в мрамор зерна оливина и сгущались над выступающими участками последних (рис. 10).

Серпентинит в условиях эксперимента по своим пластическим свойствам оказался близким к мрамору, оливинит отличался своеобразными чертами, рассмотренными ниже (стр. 49) в связи с обзором условий формирования «холодных интрузий».

Проведенные эксперименты позволяют сравнивать характерные черты деформаций, возникающих в различных горных породах в сходной термодинамической обстановке. Сравнение показывает, что уже в условиях всестороннего давления $P_{\text{вс}} = 1500 \text{ кг}/\text{см}^2$, даже при малых ориентированных нагрузках, не превышающих $6500 \text{ кг}/\text{см}^2$, появляются существенные различия в особенностях деформации различных горных пород. Затем эти различия сохраняются до давлений, соответствующих глубинам 12 — 15 км и, по-видимому, более значительным. Многие горные породы, сравнительно хрупкие, непластичные в обычной термодинамической обстановке, отвечающей земной поверхности, при увеличении давления и температуры или, иначе говоря, с перемещением в недра Земли, легко приобретают пластические свойства. Вместе с тем имеются различные породы, которые сохраняют относительную хрупкость даже в условиях значительного погружения в глубь земной оболочки. Таким образом, необходимо различать два ряда горных пород, отличающихся по особенностям деформации, связанный с изменением термодинамических условий. Эти два ряда пород соответствуют широко известным в литературе рядам компетентных и некомпетентных пород в том смысле, как их понимают в настоящее время многие исследователи (Ремберг, 1957; Ситтер, 1960; Griggs, Handin, 1960; руководство «Методы изучения тектонических структур», 1961, и другие).

К группе пород с высокой компетентностью относятся, в частности, изученные нами кварцит и обсидиан. Общая кар-

тина деформации этих пород такова. С увеличением давления в них появляется прежде всего система поперечных трещин растяжения (отрыва), позднее возникают диагональные трещины скальвания. Дальнейший рост давления приводит к блоковым перемещениям различных участков прослоя породы, в типичном случае — по системе диагональных трещин. В итоге возникает сложная мозаика трапециевидных блоков породы, перемещенных преимущественно вдоль диагональных трещин и напоминающих систему микрогорстов и грабенов.

Оливинит может быть отнесен к породам средней компетентности. Группу пород, имеющих малую компетентность, представляют мрамор и серпентинит. Поперечные трещины растяжения в них почти не развиваются, и на весьма ранних стадиях деформации образуются открытые диагональные трещины скальвания. Дальнейшее увеличение давления приводит к интенсивному послойному перераспределению материала. В породах возникает сланцеватость, вызываемая переориентировкой зернистых или чешуйчатых агрегатов. Перераспределение материала способствует появлению более или менее ярко выраженных поверхностей (в сечении — линий) течения, облекающих перемещенные блоки относительно более хрупких пород из смежных прослоев.

В целом по результатам проведенных экспериментов выявляются индивидуальные особенности деформационных свойств различных горных пород, выражющиеся в характерных чертах развития в них трещин скальвания, зон течения и т. д.

Взаимоотношения между прослойями, так же как и внутрислоевые деформации, достаточно определенно обрисовывают типичные черты пород разной компетентности. Породы наиболее компетентные образуют систему блоков, более или менее сильно смещенных вдоль диагональных трещин, малокомпетентные или некомпетентные — облекают выступы и впадины, возникающие в процессе расчленения более компетентных пород на блоки. Слои более компетентных пород удлиняются вследствие образования блоков, менее компетентных — в результате пластического течения.

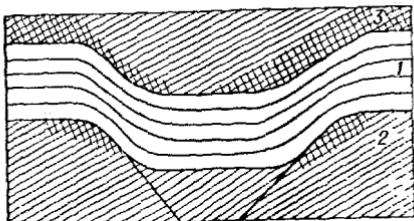


Рис. 11 Схема флексурообразного изгиба некомпетентной горной породы (1) над опущенным блоком компетентной (2). З—зоны дробления в компетентной породе.

Прослои более компетентных пород образуют систему микророгстров и грабенов, малокомпетентные флексураобразно изгибаются над смещеными блоками (рис. 11). Прослои компетентных пород расчленяются на блоки и растаскиваются пластически текущей массой некомпетентных пород смежных прослоев.

В итоге растаскивания в процессе эксперимента возникают типичные структуры будинажа, позволяющие говорить о следующих трех возможных путях образования будин.

1. При сравнительно малых всесторонних давлениях и температурах слой компетентной породы расчленяется попечерными гречинами растяжения (отрыва) на прямоугольные блоки, которые растаскиваются пластической массой некомпетентной породы смежных слоев. Образуется система прямоугольных блоков, ограниченных поверхностями напластования и трещинами растяжения (будинаж отрыва).

2. При высоких всесторонних давлениях и температурах слой компетентной породы в типичном случае (кварцит) подвергается скальванию вдоль диагональных трещин. Растаскивается система клиновидных, трапецидальных и иной формы блоков, ограниченных поверхностями напластования и трещинами скальвания (будинаж скальвания).

3. Наконец, при весьма высоких давлениях и температурах следует ожидать, что компетентная порода приобретает пластические свойства, вероятно, мало отличающиеся от свойств некомпетентной породы. Вследствие этого будут постепенно исчезать различия между будинами и вмещающей массой некомпетентной породы. Появятся линзообразные, очковые и другие удлиненные формы блоков (будинаж пластического течения).

Очевидно, угловатые будины двух первых типов в процессе дальнейшей деформации, происходящей под влиянием нарастающих температур и давлений, могут превращаться в линзообразные и другие будины, не отличимые по форме от будин третьего типа.

В проведенных нами экспериментах будинаж отрыва, сопровождаемый незначительным отделением блоков друг от друга, наиболее отчетливо наблюдался при совместной деформации обсидиана и мрамора. Блоки обсидиана были весьма близки к прямоугольным (в сечении, перпендикулярном напластованию) и их длина достигала 2,5—3,0 мм при мощности слоя 3 мм. В трещины отрыва обычно затекал мрамор.

Будинаж скальвания был хорошо виден в образцах кварцит — мрамор и кварцит — серпентинит (рис. 12 и 13). В них,

так же, как и в опытах с обсидианом, блоки не отделялись друг от друга. Будины кварцита оставались соединенными между собой резко суженными перемычками, представляющими собой зоны интенсивной деформации кварцита по многочисленным трещинам скальвания двух направлений и по зонам дробления. Эти перемычки по своей форме были совершенно сходны с «шлейками», образующимися при растяжении образцов в момент пластического течения.

Длина будин кварцита достигала 5 мм. В обстановке проведенных экспериментов кварцит и обсидиан не переходили в пластическое состояние. Поэтому будинаж пластического течения в этих породах не возникал.



Рис. 12 Будинированные слои кварцита (темное) в мраморе (белое). Левая верхняя часть образца закрыта фольгой. $P_{\text{оп}} = 10\,200 \text{ кг}/\text{см}^2$, $P_{\text{вс}} = 1900 \text{ кг}/\text{см}^2$

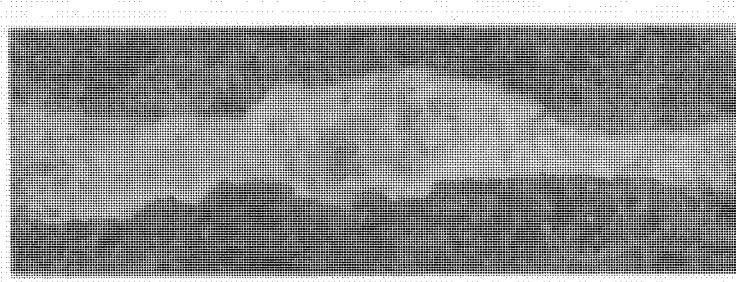


Рис. 13 Будинированный слой кварцита (светлое) в серпентините (темное). $P_{\text{оп}} = 15\,600 \text{ кг}/\text{см}^2$, $P_{\text{вс}} = 2700 \text{ кг}/\text{см}^2$

Однако в слоях оливинита, помещенных в мраморе, возникали пережимы, которые способствовали образованию структур, несколько напоминающих будинаж пластического течения.

Подводя общий итог результатам экспериментального изучения будинажа, можно отметить, что различные исследователи сравнительно произвольно выбирали форму, размеры и материал образцов, а также и длительность процесса их

деформации. Тем не менее, несмотря на различия в экспериментальной обстановке, во всех опытах были получены будины, сходные с природными. Впрочем, различия в форме, размере и материале характерны и для будин, наблюдавшихся в естественной обстановке. Таким образом, очевидно, что для будинажа весьма типична универсальность его проявления.

При всем разнообразии экспериментальных исследований для них характерны следующие общие черты. Во-первых, во всех опытах образцы сжимались перпендикулярно слоистости. Во-вторых, слои в образцах имели различную компетентность. По-видимому, эти два признака необходимы и достаточны для образования структур будинажа в природной обстановке. Но в то же время опыты показывают, что различия в компетентности отдельных слоев в определенной мере зависят от термодинамической обстановки, в которой происходит деформация пород. Поэтому работы по исследованию природного будинажа можно использовать не только для определения направления максимального сжатия и для качественной оценки относительной компетентности различных горных пород, но также и для выяснения общих данных о вероятных термодинамических условиях, в которых возникали структуры будинажа.

Несмотря на большое количество работ, посвященных будинажу, достоверный количественный учет этого явления еще не достигнут. Имеющиеся попытки анализа количественных данных по будинажу (Гуревич, 1954; Ремберг, 1957; Гзовский, 1960а) относятся только к будинажу отрыва. Но даже и в этих попытках авторам приходится прибегать к дальнейшей чрезвычайной схематизации явлений будинажа. Ремберг (1957), например, принимает, что некомпетентные породы деформируются по закону вязкого течения, а компетентные деформируются упруго вплоть до разрушения. Между тем, в результате различных исследований, частично упомянутых и в литературном обзоре к настоящей работе, установлено, что законы деформации горных пород гораздо сложнее и не могут быть описаны в рамках моделей только вязкого или только упругого тела. Для создания строгой теории процесса образования структур будинажа необходимо не только дальнейшее развитие полевых и экспериментальных исследований самих этих структур, но также и значительное расширение фронта работ, направленных на общее изучение деформации горных пород.

ОПЫТЫ ПО ДЕФОРМАЦИИ ОЛИВИНИТА И СЕРПЕНТИНИТА И ПРОБЛЕМА «ХОЛОДНЫХ ИНТРУЗИЙ»

Широко известно, что интрузии ультраосновных пород, таких как оливиниты, перидотиты, серпентиниты и другие, оказывают весьма слабое контактовое воздействие на вмещающие породы. Именно эти факты служат основой для выводов о низкой температуре такого рода интрузий, обычно тяготеющих к зонам интенсивных деформаций земной коры (Лодочников, 1936; Боузен и Туттл, 1950; Вильямс, Тернер и Джильберт, 1957; Тернер и Ферхуэн, 1961; Москалев, 1964 и др.). Первоначально предполагалось, что какие-то особые условия способствуют сохранению ультраосновных магм в жидком состоянии при низких температурах, не превышающих 400—500° С, но еще в 1917 г. Боузен (Боузен и Туттл, 1950) высказал предположение о том, что оливиновые и серпентиновые массы внедряются в твердом состоянии.

Разнообразные полевые исследования не только не противоречат этим предположениям Боузена, но наоборот, их подтверждают. Так, например, Талиаферро (Taliaferro, 1943) после длительных исследований, продолжавшихся более 20 лет, пришел к выводу о том, что в Береговых хребтах Калифорнии и в Юго-Западном Орегоне широко распространены «холодные интрузии» ультраосновных пород. По данным Талиаферро, эти интрузии образуются в результате перемещения в гребни складок и в зоны разломов затвердевших масс, находящихся в пластическом состоянии. Он приводит многие примеры таких «холодных интрузий». В частности, в одном из районов Калифорнии «холодная интрузия» серпентинитов прослеживается на протяжении трех миль. В другом районе аналогичный серпентинитовый пояс, по его данным, имеет длину свыше восьми миль, причем, на протяжении четырех миль он наблюдается не прерываясь. В серпентинитовых интрузиях этих районов обычны выносимые из сравнительно глубоких зон блоки кремнистых известняков, базальтов и песчаников. Еще один пример представляют узкие серпентинитовые пояса, расположенные среди кремнистых миоценовых пород. Один из этих узких поясов имеет в длину около четверти мили, а в ширину не превышает 20 футов. По наблюдениям Талиаферро, в ряде случаев вместе с серпентинитами из нижней толщи были выдвинуты наверх песчаники и кремнистые сланцы.

Пример «холодных интрузий» ультраосновных пород приводят также Вильямс, Тернер, Гильберт (1957). Они считают, в частности, что тела, сложенные оливиновыми породами в Бушвельдском лополите (Южная Африка), внедрились в твердом состоянии. Как следствие такого «холодного внедрения» для этих оливиновых пород, представленных главным образом дунитами, характерна интенсивная раздробленность, настолько сильная, что многие из них весьма напоминают мильты. В дунитах наблюдаются целые «полосы гонкорастертого оливина, которые окружают «глазки» из менее раздробленного материала. Присутствуют также порфирокласти, окруженные порошковатыми оболочками. Многие оливиновые кристаллы характеризуются волнистым погасанием» (Вильямс, Тернер и Гильберт, 1957).

«Холодные интрузии» серпентинитов указывают также Тернер и Ферхуген (1961, стр. 272). Эти исследователи подчеркивают, что «для дунитов и других перидотитов, как правило, характерна структура, которая интерпретируется, как возникшая в результате деформаций и течения по существу кристаллической массы: волнистое погасание оливина, а для многих других пород полосчатая или даже типично милонитовая структура. Эти особенности говорят о том, что оливин представляет собой минерал, чувствительный к «пластическим» деформациям под воздействием глубинных условий, и что перидотиты альпийского типа обычно подвергались пластическим деформациям после отвердевания».

Таким образом, имеются разнообразные полевые наблюдения, подтверждающие возможность внедрения ультраосновных пород в твердом состоянии.

Оценка достоверности представлений о «холодных интрузиях» ультраосновных пород по данным экспериментальных исследований впервые была предпринята Боузном и Туттлом (1950). Они осуществили специальные исследования системы $MgO - SiO_2 - H_2O$. Основная задача эксперимента заключалась в том, чтобы определить термодинамические условия, позволяющие образоваться жидкой фазе в этой системе. Были изучены условия равновесия при температуре 1000° С и давлении 15000 фунт/дюйм², при 900—600° С и давлении до 30000 фунт/дюйм² и при 600—300 фунт/дюйм², но, как пишут названные исследователи, «ни в одном из составов этой системы не было обнаружено жидкой фазы во всей исследованной области температур и давлений. То же имело место и при добавках засыпи железа до 7%». Исходя из полученных данных, Боузн и Туттл пришли к выводу о том, что серпентини-

товая магма при температурах ниже 1000° С существовать не может и, следовательно, ультраосновные интрузии могли образоваться только в твердом состоянии. К сожалению, эти опыты не были подтверждены исследованиями реологических свойств ультрабазитов, что совершенно необходимо для выяснения возможностей внедрения этих пород в твердом состоянии. Деформационные свойства ультраосновных пород вообще изучены очень слабо. Эта группа пород — одна из наименее изученных в реологическом отношении, во всяком случае, изученных значительно менее полно, чем, например, мрамор, доломит, кварцит, песчаник и другие породы.

Эксперименты по изучению деформации дунита в условиях высоких давлений и температур до настоящего времени были выполнены только Григгсом, Тернером и Хердом (Griggs, Handin, 1960). Эти исследователи изучали весьма типичный дунит с горы Дун в Новой Зеландии, по имени которой получила свое название эта порода, а также дунит с Аляски. Опыты проводились при температурах 25, 300, 500 и 800° С и всестороннем давлении до 5 кбар. При температуре 500° С и выше в дуните были отмечены признаки течения. Скорость деформации в этих опытах была довольно высокой (2—4% в минуту), поэтому течение в дуните проявилось слабо. Григгс и его коллеги считают необходимым дальнейшее развитие экспериментальных работ, направленных на изучение деформации дунитов.

Предпринимая серию опытов по деформации ультраосновных пород, мы предполагали, что их выполнение может в определенной мере способствовать разработке проблемы «холодных интрузий» и выяснению механизма их образования. В связи с этим были изучены явления деформации оливинитов Кольского полуострова и серпентинитов Горно-Бадахшанской области (см. рис. 33). Оливинит изучался в слоистых образцах совместно с мрамором, а серпентинит совместно с кварцитом и обсидианом. В пятислойном образце, изготовленном по способу, указанному при описании методики исследования, оливинит располагался по краям и в центре образца, а мрамор — в разделяющих его прослоях. Серпентинит в таком же образце занимал два прослоя, разделявших крайние и центральный кварцитовые прослои. Термодинамические условия опытов были такими же, как и во всех экспериментах по воспроизведению будинажа. Температура соответственно была равна 250° С, всестороннее давление 3500—4000 кг/см², ориентированное давление менялось от 6500 до 20000 кг/см². Опыты продолжались от 2 час. до 5 час. 20 мин.

В процессе эксперимента серпентинит деформировался следующим образом. При невысоких давлениях ($P_{op} = 6500 \text{ кг}/\text{см}^2$) в нем образовывались только диагональные трещины, тогда как в смежных прослоях кварцита и обсидиана развивалась система поперечных трещин. Диагональные трещины в серпентините располагались вполне закономерно и следовали параллельно двум взаимно пересекающимся направлениям, образующим с главной осью цилиндрического образца угол $30-40^\circ$. Трещины были скрыты и обнаруживались лишь по соответствующей ориентировке тончайших чешуек антигорита, которая следовала вдоль зон шириной в тысячные или, самое большое, сотые доли миллиметра.

С увеличением P_{op} до $13300 \text{ кг}/\text{см}^2$ диагональные трещины сгущались. При этом расстояния между соседними трещинами, как правило, были примерно в пять раз меньшими, чем между диагональными трещинами в кварците. В тех участках, где прослой серпентинита сильно деформировалась под влиянием внедряющихся блоков кварцита или обсидиана, в серпентините появилась сланцеватость, параллельная пограничной поверхности слоя. Расстояние между смежными плоскостями сланцеватости не превышало $0,1 \text{ мм}$. Одновременно в участках, расположенных между выдвинутыми блоками кварцита или обсидиана, обнаруживалась закономерная оптиче-

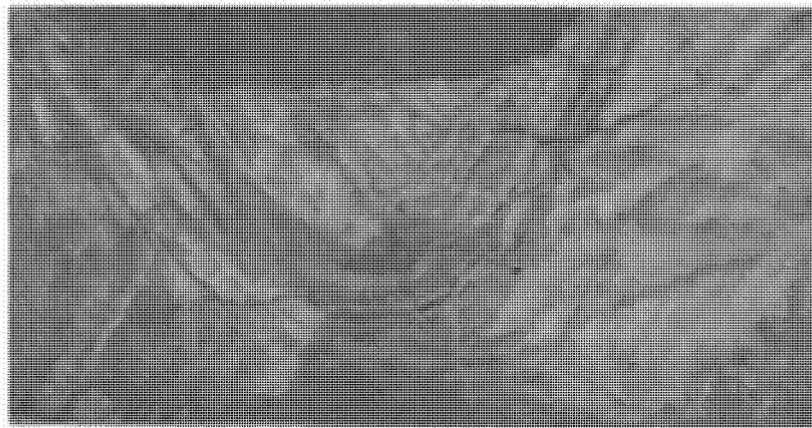


Рис. 14 Микрограбен в слоях серпентинита (светлое) — обсидиана (черное). Видна оптическая ориентировка чешуек серпентина, образующих дугообразные полосы. Ник.+.

ская ориентировка чешуек серпентинита (рис 14), которые плавно изгибались и облекали выступы и впадины, возникавшие на поверхности слоя

Деформация оливинита отличалась своеобразными чертами. При невысоких давлениях ($P_{op} = 6500 \text{ кг}/\text{см}^2$) в оливините возникали единичные поперечные, а при более высоких — такие же весьма редкие горизонтальные и довольно многочисленные диагональные трещины. Все эти трещины обычно короткие и неровные, рассекающие лишь одно или несколько зерен, были замаскированы сопровождающими их тонкозернистыми агрегатами, образующимися в процессе дробления крупных зерен. Наиболее устойчивыми оказались диагональные трещины. Они появились на ранних стадиях деформации и продолжали развиваться при самых больших нагрузках

Наряду с такой в общем обычной системой трещин в оливините возникали весьма многочисленные различно ориентированные трещины, не выходящие за пределы отдельных зерен. Образование этих трещин приводило к дроблению зерен и их взаимному перемещению (рис 15).

При $P_{op} = 15800 \text{ кг}/\text{см}^2$ вследствие межзернового скольжения отдельные зерна перемещались и внедряясь в смежные прослой мрамора. Вдоль контакта между выступающими зернами оливина и мрамора образовалась узкая (0,02—0,03 мм) зона дробления, состоящая из пылеватого оливина

Испытание оливинита и серпентинита в слоистых образцах совместно с кварцитом, мрамором и обсидианом позволило установить относительную пластичность и компетентность этих пород. В частности, выяснилось, что поведение серпентинита в слоистых образцах совершенно аналогично поведению мрамора, обладающего весьма высокой пластичностью. Поэтому, например, в слоях кварцита и обсидиана, помещенных в серпентиновую среду, возникал будинаж отрыва или скальвания, совершенно сходный с тем, который наблюдался в слоях этих пород, заключенных между слоями мрамора. Вследствие высокой

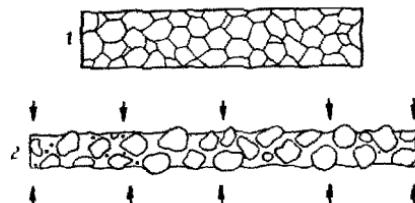


Рис 15 Схема деформации слоя оливинита.

1 — до сжатия, 2 — после сжатия Схематично изображены зерна оливина точки — раздробленные до пылеватого состояния оливина, стрелки — направление P_{op}

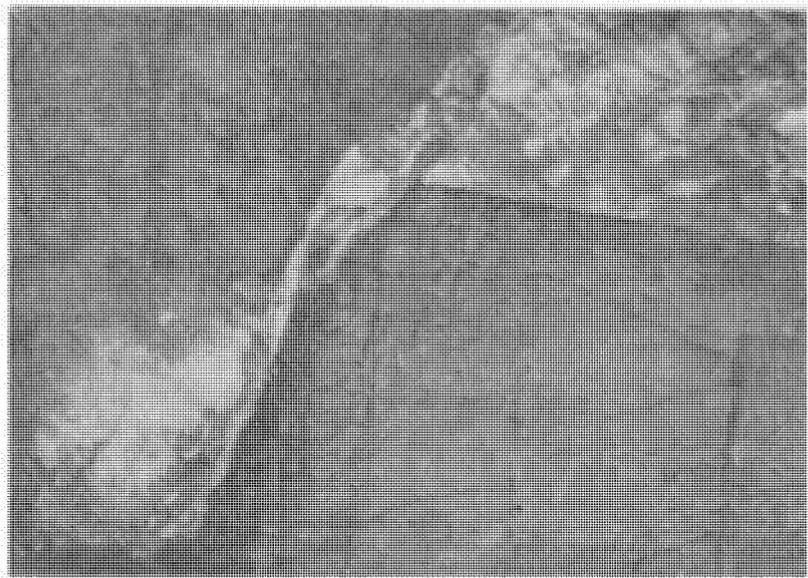


Рис. 16 Флексурообразный изгиб серпентинита (светлое) над микросброном в обсидиане (темное)

пластичности серпентинита в нем развивалась тонкая сланцеватость, и в процессе эксперимента наблюдалось пластичное облекание серпентинитовой массой блоков кварцита и обсидиана (рис. 16, см. рис. 11).

Весьма интересную картину представлял процесс деформации оливинита совместно с мрамором. В этой паре будинаж вообще не возникал, и границы между слоями оставались почти ровными или приобретали легкую волнистость (см. рис. 7). Это явно указывает на то, что слой оливинита в целом ведет себя так же, как и слой сравнительно высоко пластичного материала, близкого по своей компетентности к мрамору. Тем не менее, отдельные зерна внутри слоя оливинита обнаживаются характерные черты хрупких тел, легко дробящихся и превращающихся при дроблении в милонит (см. рис. 15 и 10). Такая мигонитизация зерен оливинита происходит по определенным зонам, облекающим участки нераздробленных зерен, которые обнаживаются волнистое погасание. В целом особенности процесса деформации оливинита в условиях проведенных нами экспериментов почти строго совпадают с тем, что наблюдается в природной обстановке, по описаниям Виль-

ямса, Тернера и Гильберта (1957), а также Тернера и Ферхугена (1961).

Своеобразные особенности процесса деформации оливинита в сочетании с данными, полученными при изучении деформации серпентинита, в известной мере уточняют изложенные выше общие представления, связанные с проблемой внедрения ультраосновных пород. Установливаемое нашими экспериментами пластическое течение серпентинита, происходящее при давлениях и температурах, мало отличающихся от типичных для земной поверхности, позволяет определенно утверждать, что внедрение серпентинитов в массу компетентных пород вполне возможно в твердом состоянии. Более того, особенности поведения оливинита в условиях эксперимента, в частности, явления межзернового дробления и последующего скольжения, а также данные о низкой компетентности оливинитового слоя, мало отличающейся от мрамора, показывают, что даже несерпентинизированные породы данного типа приобретают свойства, очень близкие к свойствам пластических материалов. Весьма обычные в оливинитах серпентиновые агрегаты, несомненно, будут играть роль пластической смазки, обеспечивающей свободное скольжение отдельных зерен и в целом всей породы в твердом состоянии. Таким образом, опираясь на результаты проведенных опытов, можно говорить о том, что не только серпентиниты, но также и серпентинизированные гипербазиты и другие аналогичные породы при сравнительно небольших давлениях, соответствующих глубинам от 4—5 до 12—15 км, могут, вследствие высокой пластичности, перемещаться в твердом состоянии в массе компетентных пород. Следовательно, данные экспериментального изучения явлений деформаций оливинита и серпентинита хорошо согласуются с представлениями, предполагающими возможность внедрения гипербазитов в твердом состоянии в виде «холодных интрузий».

СОВМЕСТНАЯ ДЕФОРМАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ И КАРБОНАТНЫХ ПОРОД В ЭКСПЕРИМЕНТЕ И ПРОБЛЕМА ДИСГАРМОНИЧНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Сочетание карбонатных толщ с переслаивающими их пачками глинистых пород типа аргиллитов или алевролитов весьмаично для складчатых горных сооружений различного

возраста и самого разнообразного географического положения. Соответствующие примеры можно найти на Кавказе и в Забайкалье, в Альпах и на Тянь-Шане, в Аппалачах, в Юрских горах и т. д.

Многие исследователи неоднократно обращали внимание на то, что карбонатные толщи деформируются иначе, чем пачки и толщи глинистых пород, вследствие чего чередование в разрезе разнородных образований приводит к дисгармонической складчатости. Истолкование наблюдаемых дисгармонических структур, возникающих при деформации переслаивающихся карбонатных и глинистых пород, постоянно опирается на представления о различной компетентности (Виллис Б., Виллис Р., 1932; Лизс, 1935; Усов, 1940; Хиллс, 1954; Ситтер, 1960), податливости (Биллингс, 1949), пластичности (Ажгирей, 1956; Белоусов, 1962) или вязкости (Бухер, 1960; Гзовский, 1963). Все эти представления в конечном итоге сходны между собой тем, что устанавливают зависимость явлений дисгармонической складчатости от физико-механических свойств горных пород, определяемых либо весьма широко (компетентность, податливость), либо очень узко (вязкость, пластичность). Предполагается, что карбонатные породы более компетентны или соответственно более вязки и менее пластичны, поэтому пластины их образуют крупные изгибы, осложненные разломами, тогда как прослои менее компетентных (менее вязких и более пластичных) глинистых пород сминаются между карбонатными пачками в сложную систему сжатых мелких складок. Такие складки некомпетентных пород, иногда называемые складками волочения, возникают, как обычно считают, в результате приспособления глинистых пород «к складкам, образуемым более компетентными пластами или к промежуткам внутри этих складок» (Виллис Б., Виллис Р., 1932), при дифференциальных перемещениях и скольжении вдоль поверхности компетентного пласта (Биллингс, 1949), вследствие «течения веществ наиболее пластичных пород, участвующих в складчатости» (Ажгирей, 1956) или, наконец, вследствие «послойного перераспределения материала» различной пластичности (Белоусов, 1962) или различной вязкости (Гзовский, 1963). Все эти принципиально весьма близкие концепции, объясняющие дисгармонию складок в карбонатных и глинистых породах различиями их физико-механических свойств, отвечают совершенно определенным явлениям, наблюдаемым непосредственно в природе и известным по многим описаниям. В качестве примера можно сослаться на изученные А. Геймом (1919—1922) дисгармоничные

складки в доломитах и глинистых сланцах Швейцарских Альп, отмеченные им впервые еще в конце прошлого столетия; на аналогичные складки, в которых сочетаются среднеюрские глинистые сланцы и верхнеюрские грубослоистые известняки Центрального Кавказа (Ажгирей, 1956); на складки, сложенные юрскими известняками, деформированными совместно с глинистыми сланцами и алевролитами в Дагестане (Сорский, Шолпо, 1962) или мезозойскими и третичными известняками и глинистыми сланцами в Юго-Западном Иране (Хиллс, 1954).

Вообще такого типа соотношения между подвергшимися совместной деформации карбонатными и глинистыми породами достаточно хорошо известны, а предложенные для них объяснения, опирающиеся на представления о компетентности, податливости, малой пластичности или большой вязкости карбонатных пород, пользуются большой популярностью.

Между тем многочисленные экспериментальные исследования выявили значительную пластичность мрамора при сравнительно невысоких давлениях и температурах (Розанов, Косыгин, Лучицкий, 1960; Griggs, Handin, 1960; Лучицкий, Белицкий, Громун, 1962; Лучицкий, Громун, Ушаков, 1963). После этих экспериментов стало очевидным, что компетентность карбонатных пород весьма относительна и характерна лишь для ограниченного диапазона сравнительно низких давлений и температур. Соответствующих экспериментальных данных по глинистым породам очень мало, а эксперименты по совместной деформации карбонатных и глинистых пород вообще не проводились.

Таким образом, по имеющимся в настоящее время материалам совершенно невозможно заранее представить, какие породы окажутся более компетентными при совместной их деформации в условиях относительно высоких температур и давлений — карбонатные или глинистые. Для решения этой задачи нами поставлены эксперименты, продолжающие серию описанных выше опытов по деформации слоистых образцов горных пород.

Экспериментальному изучению подвергнуты прежде всего глинистый алевролит и мрамор, а затем в сочетании с тем же мрамором типичные аргиллиты.

Глинистый алевролит (из коллекции О. А. Бетехтиной) происходит из кернов скважин, пробуренных в пермской угленосной толще Кузбасса. Это серая тонкослоистая порода, в которой маломощные (0,1—1,5 мм) черные прослои, обогащенные углистым материалом, чередуются с серыми, несколько более мощными (0,5—5 мм) прослойями, почти ли-

щенными углистых примесей. Мощность прослоев непостоянна и существенно меняется в пределах каждого из них. В составе породы присутствуют тонкодисперсная основная масса (цемент) и кластические зерна. Цементирующая масса представлена главным образом углисто-глинистым материалом, в котором рассеяны редкие мелкие чешуйки серциита, стяжения гидроокиси железа и зернышки карбонатов. Углистые частицы распределены в основной массе неравномерно и подчеркивают тонкослоистую текстуру породы. Кластические зерна принадлежат преимущественно кварцу (размер 0,03—0,08 мм), реже полевым шпатам (0,03—0,05 мм). Присутствуют также листочки мусковита (0,08 мм) и хлорита (0,08 мм). Тип цементации базальный. Обломочные зерна разобщены, а объем цементирующей массы примерно равен объему кластического материала, распределенного в цементе в общем равномерно.

Мрамор использован в этих экспериментах тот же, который упоминался выше уже неоднократно.

Из мрамора и глинистого алевролита изготавливались тонкие (толщина 3 мм) и толстые (10,5 мм) таблетки, каждая диаметром 15 мм. Из таблеток приготавливались два типа слоистых моделей, имеющих вид цилиндров с высотой 30 мм и диаметром 15 мм. В первом типе таблетки располагались в последовательности (цифры в скобках соответствуют толщине таблеток в миллиметрах): мрамор (10,5) — алевролит (3) — мрамор (3) — алевролит (3), мрамор (10,5), а во втором типе в обратной последовательности: алевролит (10,5) — мрамор (3) — алевролит (3) — мрамор (3) — алевролит (10,5). В приготовленных таким образом цилиндрических образцах слоистость глинистого алевролита располагалась перпендикулярно высоте цилиндра.

Образцы испытывались по той же методике, что и в опытах по будинажу и деформации гипербазитов: при $P_{\text{вс}}$ от 2500 до 6000 кг/см² и $P_{\text{оп}}$ от 10000 до 17000 кг/см². Температура во всех экспериментах не превышала 500° С. Испытание каждого образца продолжалось от 2 час. 40 мин. до 4 час. 26 мин.

В ходе экспериментов деформация мрамора протекала одинаково не только тогда, когда прослои его были заключены среди господствующей глинисто-алевролитовой массы, но и когда среди карбонатной массы располагались глинисто-алевролитовые прослои. Деформация существенно не отличалась от уже неоднократно описываемой в литературе, в качестве типичной для мрамора (Розанов, Косыгин, Лучицкий,

1950; Griggs, Handin, 1960; Лучицкий, Белицкий, Гротин, 1962; Лучицкий, Гротин, Ушаков, 1963). Главные черты деформации определялись тем, что уже при самых малых давлениях, равных $P_{bc} = 2500 \text{ кг}/\text{см}^2$ и $P_{op} = 10000 \text{ кг}/\text{см}^2$, карбонатные зерна резко удлинялись перпендикулярно направлению ориентированного давления. Увеличение давления приводило к появлению резко выраженных текстур течения, вызываемых развивающимся в породе кливажом, следующим также перпендикулярно ориентированному давлению.

В глинистом алевролите в условиях $P_{bc} = 2500 \text{ кг}/\text{см}^2$ и $P_{op} = 10000 \text{ кг}/\text{см}^2$ тоже наблюдается пластическое течение породы. Углистый материал группируется в тонкие линзы вдоль узких линейных зон, перпендикулярных направлению ориентированного давления, вследствие чего в породе возникает кливаж течения. Такие линзы облекают кластические зерна, служащие упором для пластически деформируемой углисто-глинистой массы. Мелкие линзовидные углистые скопления часто оказываются между кластическими зернами и в этом случае образуют систему мелких складок. Аналогичную картину взаимоотношений с кластическими зернами обнаруживают и чешуйчатые минералы типа слюд, серицита и хлорита. При увеличении давления общая картина резко выраженной пластической деформации породы не изменяется. Наоборот, следы течения, сопровождаемые кливажом, выявляются еще более отчетливо.

Таким образом, и в мраморе, и в глинистом алевролите при наименьших для проведенной серии экспериментов всесторонних давлениях, равных $2500 \text{ кг}/\text{см}^2$, уже наблюдаются сходные и весьма близкие основные черты деформации пород. Обе эти породы при таких давлениях, которые соответствуют в общем глубинам 7—9 км, приобретают резко выраженные пластические свойства.

Взаимоотношения пород представляют собой особый интерес, так как они позволяют выяснить, какая из исследован-

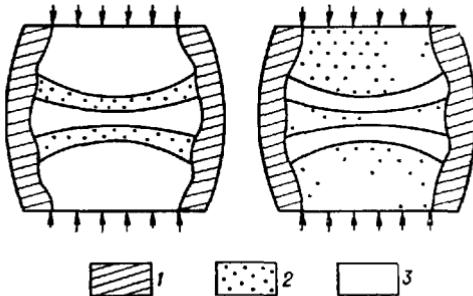


Рис. 17. Выдавливание в пирофиллитовую оболочку (1) пород с большой (2) или малой (3) компетентностью. Стрелками показано направление P_{op} .

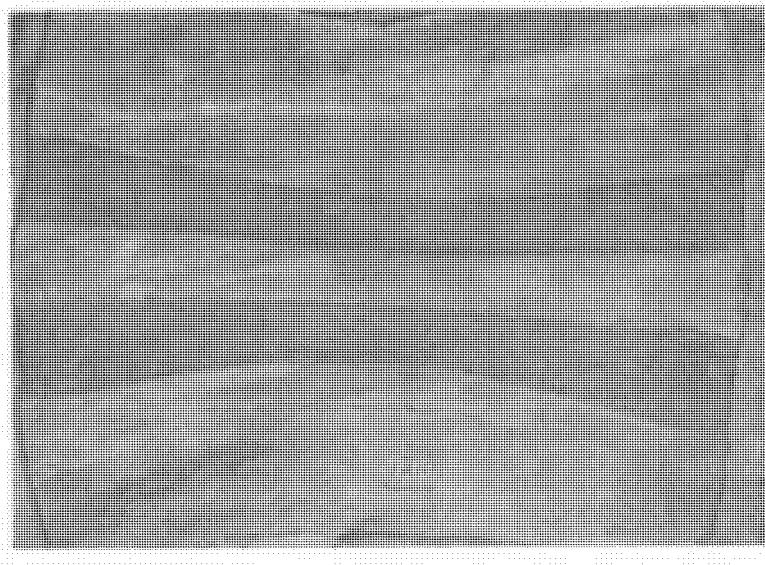


Рис. 18. Более интенсивное выдавливание мрамора (серое) в пирофиллитовую оболочку определяет его меньшую компетентность по сравнению с глинистым алевролитом (темно-серое). Слоистый образец отделен от пирофиллита тонкой пленкой медной фольги (на фотографии узкая черная полоса). $P_{bc}=4000 \text{ кг}/\text{см}^2$, $P_{op}=12\,000 \text{ кг}/\text{см}^2$.

ных пород отличается в экспериментально изученной обстановке большей пластичностью. Изучение образцов показывает, что в интервале всесторонних давлений 2500—6000 $\text{кг}/\text{см}^2$, соответствующих глубинам 8—20 км, мрамор постоянно оказывается менее компетентным (более пластичным), чем алевролит. Об этом свидетельствует более интенсивное выжимание мрамора в пирофиллитовую оболочку (рис. 17, 18). Следы течения в мраморе проявляются соответственно резче и отчетливо проявляются при всесторонних давлениях, более низких, чем в глинистом алевролите.

Общая деформация слоистого образца, состоящего из мрамора и алевролита, при различных давлениях приводит к существенному сокращению мощности прослоев в центральной части цилиндрического образца при относительно малом сокращении в краевой его зоне. Поэтому слои выгибаются от пuhanсонов внутрь, к центру образца. На всем протяжении границы между слоями сохраняются ровными, лишенными выступов и вмятин.

Аргиллиты, использованные для проведения аналогичных опытов совместно с мрамором, были представлены тремя разновидностями, отличающимися следующими особенностями.

Первая разновидность аргиллитов с полуострова Таймыра (коллекция В. Н. Сакса) представляет собой серую слоистую породу. Более 50% этой породы составляет глинистая масса с примесью тончайших серицитовых и хлоритовых чешуек. В породе имеется значительная (до 40%) примесь кластических зерен алевритового (0,03—0,05 мм) размера, по составу, преимущественно кварцевых. Алевритовые частицы местами образуют тонкие (около 0,4 мм) прослои и линзы.

Вторая разновидность аргиллитов происходит из Кузбасса (коллекция О. А. Бетехтиной) и состоит преимущественно из глинистой массы с примесью неравномерно распределенного углистого вещества и единичных чешуек серицита.

Количество алевритовых зерен кварца и полевых шпатов незначительно (1—3 процента). Присутствуют также вторичные карбонаты.

Наконец, третья разновидность аргиллитов также из Кузбасса (та же коллекция) сложена преимущественно углистоглинистой массой с примесью алевритовых зерен кварца и полевого шпата, составляющей до 20%. Имеются немногочисленные скопления гидроокисей железа, не превышающие размера алевритовых зерен.

Все эти аргиллиты испытывались совместно с мрамором в условиях, совершенно идентичных с теми, в которых изучался глинистый алевролит.

В итоге экспериментов установлено, что аргиллиты выдавливаются в пирофиллитовую оболочку с такой же интенсивностью, как и мрамор, и выяснилось, что так же, как и в опытах с глинистым алевролитом, границы между слоями в процессе деформации оставались ровными.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в условиях эксперимента, то есть при давлениях, превышающих 2500 кг на 1 см² и соответствующих глубинам более 7—8 км, компетентность мрамора и аргиллитов практически одинакова.

Сравнительные данные проведенных опытов показывают, что дисгармоничная складчатость, возникающая при совместной деформации карбонатных и глинистых пород вследствие резких различий в их компетентности (податливости, вязкости или пластичности), может считаться типичной лишь для обстановки сравнительно низких температур и давлений, во всяком

случае лишь для таких условий, при которых необезвоженные глинистые породы (различные глины, глинистые алевролиты) не подвергаются преобразованию в аргиллиты или алевролиты. В термодинамической обстановке, соответствующей глубинам более 7—9 км, глинистые породы типа аргиллитов и алевролитов обладают одинаковой или несколько большей компетентностью, чем карбонатные породы, высокая пластичность которых устанавливается уже при сравнительно невысоких давлениях и температурах.

В целом можно установить следующие общие отношения между карбонатными и глинистыми породами в процессе их совместной деформации (рис. 19).

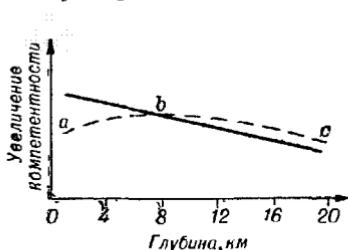


Рис. 19. Отношение между компетентностью карбонатных (сплошная линия) и глинистых (штрихи) пород в зависимости от глубин их залегания в земной коре. Участок *ab* — глинистые необезвоженные породы (глины, глинистые алевролиты), участок *bc* — алевролиты, аргиллиты. Форма линий показана ориентировочно.

При низких давлениях и температурах такие карбонатные породы, как известняки и мраморы, несомненно, более компетентны, чем глины. С увеличением же давлений и температур компетентность карбонатных пород быстро уменьшается, тогда как для глинистых пород, в связи с их превращением в аргиллиты и алевролиты, существенно возрастает. Ввиду этого, на определенных глубинах, превышающих, судя по результатам экспериментов, 7—9 км, совместная деформация глинистых и карбонатных пород не может привести к дисгармонии складчатости, вызванной различиями в компетентности пород. Такая общая картина соотношений устанавливается независимо от того, заключены ли тонкие прослойки глинистых пород в преобладающей массе карбонатных, или наоборот.

В итоге становится совершенно очевидным, что при анализе развития той или иной геологической структуры, а также при моделировании геологических структур на искусственных материалах (петролатуме, пластилине и др.) необходимо учитывать историю тех преобразований, которым подвергаются горные породы в процессе их деформации.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА ПРЕВРАЩЕНИЯ ГЛИНЫ В АРГИЛЛИТ

Результаты проведенных экспериментов по совместной деформации карбонатных и глинистых пород показывают, что в связи с резким изменением компетентности и, в частности, пластичности карбонатных пород возможность образования дистармонических складок в соответствующих слойстых толщах определяется глубинами, на которых протекают процессы деформации. В зависимости от глубин и, соответственно, от давлений и температур меняются также и свойства глинистых пород, преобразующихся на глубине из глин в аргиллиты.

Широко распространены взгляды, предполагающие, что превращение глины в аргиллит может быть вызвано двумя причинами. Во-первых, оно может происходить в результате изменения термодинамической обстановки, во-вторых, осуществляться при низких давлениях и температурах в процессе кристаллизации присутствующих в глинах коллоидов (Рухин, 1953; Викулова, 1958; Теодорович, 1958; Швецов, 1958; Hatch, Rastall, Black, 1938; Pettijohn, 1949 и др.). Соответственно могут быть выделены диагенетические и эпигенетические аргиллиты.

Во всех случаях переход глины в аргиллит сопровождается существенными изменениями свойств глинистой породы. Хотя природа этих изменений недостаточно ясна, они приводят к образованию взамен глины аргиллитов, главная отличительная особенность которых — их каменистость и неспособность размокать в воде. По М. С. Швецову (1958), например, «аргиллитами называют породы, на первый взгляд почти не отличимые от глин, но твердые, с трудом скоблящиеся ножом, не размокающие в воде... Они как бы замещают глины в тектонических областях, а на платформах встречаются лишь в скважинах на очень больших глубинах... они (аргиллиты) представляют продукт сильного сдавливания обычных глин с полной их гидратацией, некоторым нарушением строения их решеток и частью их перекристаллизацией».

Аналогичным образом определяют аргиллиты как каменистые или камнеподобные породы, не размокающие в воде, также Рухин (1953), Викулова (1958), Теодорович (1958) и другие исследователи.

Существующие представления о происхождении аргиллитов основаны преимущественно на полевых наблюдениях и их теоретическом анализе, а соответствующие эксперименты

пока еще весьма немногочисленны, особенно в плане интересующей нас проблемы превращения глины в аргиллит с глубиной. В дальнейшем наше изложение касается лишь этого вопроса.

В 1946 г. был выполнен опыт по уплотнению воздушно-сухого покровного суглинка под влиянием больших нагрузок (Сергеев, 1946). Изученные образцы имели диаметр 15 мм и высоту 33 мм. Они подвергались давлению под прессом 20 000 кг/см² и на копре — 36 660 кг/см². Нагрев образцов не указан. В результате эксперимента «образцы грунта из рыхлого пылеватого тела превратились в монолитную массу с ярко выраженной сланцеватостью, возникшей перпендикулярно к действовавшей силе» (Сергеев, 1946). Было установлено, что дробление гранулометрических частиц суглинка происходило лишь в незначительных размерах и что уплотнение шло путем перемещения частиц. Это доказывалось тем, что величины гигроскопичности и теплоты смачивания образцов после уплотнения остались неизмененными.

Позднее проводились опыты по уплотнению не только суглинков, но и различных глин — моренных, каолиновых и бентонитовых (Сергеев, 1949). Выяснилось, что прочность образцов глинистых пород после уплотнения резко увеличивается и что для каждой породы существует определенная нагрузка, при которой порода приобретает максимальную прочность. Дальнейшее усиление нагрузки (в некоторых пределах) не увеличивает прочности образца. В экспериментах применялись давления в основном от 5 до 500 кг/см². Небольшое количество опытов проводилось при 1000 и 2000 кг/см². Нагрев, как и в предыдущей работе, не указывался.

Выводы Е. М. Сергеева о сохранении гранулометрического состава глин при их уплотнении были подтверждены экспериментами В. Д. Ломтадзе (1958). Он также отметил, что «гранулометрический состав глин сохраняется неизмененным даже после уплотнения их нагрузкой в 7000 кг/см², т. е. частицы при таких давлениях не дробятся. Однако при уплотнении в породе развивается ориентированная микротекстура, она появляется уже при 60 кг/см²». Ломтадзе подчеркивает, что «при уплотнении глин выделяется огромное количество воды, причем это происходит непрерывно при повышении нагрузки до 3000—5000 кг/см² и, несомненно, может протекать дальше, до полного ее удаления». Удаляется даже связанная вода, которая переходит, по мнению Ломтадзе, в свободную.

Существенный интерес представляют также опыты Ц. М. Райтбурд (1960) по изучению процесса седиментации глин

и исследованию явлений их деформации. Деформация образцов производилась при ориентированных давлениях до 30 000 кг/см² (нагрев не указан). Микроструктура образцов изучалась рентгеноструктурным методом. Проведенные эксперименты показали, что заметного изменения дисперсности глин при деформации не происходит. Выяснено, что «микроструктура глин, образованных в процессе седиментации, при пластинчатой форме частиц их микроагрегатов (анхикристаллов), имеет тот же характер, что и микроструктура, возникшая в процессе деформации паст» (Райтбурд, 1960).

Таким образом, все эксперименты по уплотнению глини высокими давлениями однозначно указывают на то, что деформация их при ориентированных давлениях, по крайней мере до 30 000 кг/см², не сопровождается дроблением гранулометрических частиц. Уплотнение происходит только за счет изменения микроструктуры породы.

Тем не менее вызывает сожаление, что ни один из названных выше исследователей не рассмотрел вопрос о том, переходят ли глины в данных опытах в аргиллиты и если переходят, то каковы минимальные величины давлений и температур, обусловливающие возможность такого перехода. К тому же в опытах совершенно не учитывалось влияние температур, представляющих один из типичных параметров термодинамической обстановки земных недр. Таким образом, весьма интересные результаты рассмотренных выше опытов не могут считаться достаточными для выяснения термодинамических условий превращения глины в аргиллит. Все это потребовало постановки специальных экспериментов для дальнейшего развития тех опытов, которые проводились в связи с изучением проблемы дисгармоничной складчатости.

В качестве исходного материала использована каолинитовая глина Каменского месторождения (Иркутская обл.) из коллекций Ю. Н. Занина. Принадлежность взятой породы к каолинитовым глинам установлена по результатам изучения ее с помощью электронного микроскопа, а также по данным рентгеноструктурного анализа. Цвет глины светло-серый, почти белый. В воде куски глины жадно поглощали воду и быстро размокали. Изредка в глине наблюдались мелкие сфероидальные включения гидроокиси железа с диаметром не более 1 мм. Из плотных кусков воздушно-сухой каолинитовой глины вырезались цилиндрические образцы диаметром 7 мм и высотой 21 мм, которые затем испытывались в установке высокого давления, схематически изображенной на рис. 20. Усилие на поршни установки передавалось от 220-тон-

ногого гидравлического пресса. Электрический ток к нагревательному элементу, изготовленному из угля в виде полого цилиндра, подавался через поршни установки, изолированные от корпуса камеры сжатия. Установка позволяла осуществлять всестороннее сжатие образца. Давление в камере рассчитывалось по усилию на поршне установки. Температура изменялась термопарой и записывалась на электронном потенциометре.

Давление на образец увеличивалось постепенно, потом глина выдерживалась при максимальном давлении определенное время, и в конце опыта также постепенно усилие на образце уменьшалось. Длительность экспериментов изменялась от 4 до 48 часов. Всего проведено 7 опытов при различных давлениях и температурах.

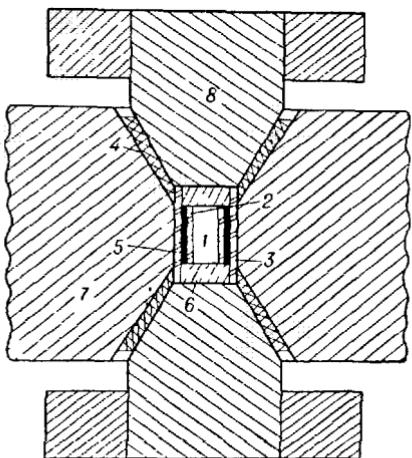
В процессе экспериментов выяснилось, что переход глины в аргиллит происходит уже при давлении, равном $2500 \text{ кг}/\text{см}^2$ и температуре 260°C при длительности опыта 48 часов. Максимальные давления и температуры, при которых наблюдался этот переход, достигали соответственно $20\,000 \text{ кг}/\text{см}^2$ и 500°C .

Рис. 20. Схема установки высокого давления, применявшейся при уплотнении глины

1 — образец, 2 — 3 — пирофиллит, 4 — уплотнение, 5 — нагревательный элемент, 6 — сталь-ная прокладка, 7 — стена камеры, 8 — пулансон.

Изменения образцов глины во всех опытах были однотипными и отличались друг от друга только интенсивностью проявления. В результате воздействия высоких давлений и температур исходный материал приобретал темную окраску и сланцеватое сложение в плоскости, перпендикулярной длиной оси цилиндрического образца. После экспериментов образцы легко расслаивались на тонкие таблетки, торцевые поверхности которых были наиболее плоскими и гладкими в опытах, проведенных при максимальных давлениях и температурах. Имевшиеся в исходном материале редкие сфероидальные включения гидроокисей железа расплющивались и приобретали дискообразную форму.

Диаметр образцов не изменялся, что объясняется конструк-



ратуры, при которых наблюдался этот переход, достигали соответственно $20\,000 \text{ кг}/\text{см}^2$ и 500°C .

Изменения образцов глины во всех опытах были однотипными и отличались друг от друга только интенсивностью проявления. В результате воздействия высоких давлений и температур исходный материал приобретал темную окраску и сланцеватое сложение в плоскости, перпендикулярной длиной оси цилиндрического образца. После экспериментов образцы легко расслаивались на тонкие таблетки, торцевые поверхности которых были наиболее плоскими и гладкими в опытах, проведенных при максимальных давлениях и температурах. Имевшиеся в исходном материале редкие сфероидальные включения гидроокисей железа расплющивались и приобретали дискообразную форму.

цией установки, не позволяющей образцам деформироваться в радиальном направлении. Высота образцов во всех опытах существенно уменьшалась: при давлении $20\,000 \text{ кг}/\text{см}^2$ и температуре 500°C — на 30%, при $2500 \text{ кг}/\text{см}^2$ и 260°C — на 20% по сравнению с исходной.

Те образцы, в которых произошло превращение глины в аргиллит, при длительной выдержке в воде (до пяти суток) не обнаруживали никаких признаков размокания или разбухания даже в острых и тонких краях мелких осколков образцов.

При давлении $1500 \text{ кг}/\text{см}^2$ и температуре 100°C превращение глины в аргиллит не наблюдалось, хотя эксперимент длился двое суток. Образцы после эксперимента размокали в воде, хотя глина существенно уплотнилась и высота образца уменьшилась на 18% при сохранении размера диаметра. В процессе деформации цвет глины не изменился и сланцеватость в образце не возникла. Образец распадался на таблетки разной толщины с неровными шероховатыми торцевыми поверхностями.

В интервале давлений 1500 — $2500 \text{ кг}/\text{см}^2$ и температур 100 — 260°C некоторые образцы уплотненной глины размокали в воде не сразу, а медленно в течение нескольких десятков минут.

Общее преобразование глины в аргиллит осуществлялось совершенно постепенно; никаких скачкообразных изменений в свойствах образцов в процессе деформации не обнаружено.

После проведенных нами соответствующих экспериментов появилась еще одна статья, посвященная изучению зависимости механических свойств глин от степени их уплотнения (Кулиев, Аксеров, Шамсиев, 1964). Выполненная в прикладных целях эта работа представляет общий интерес в связи с задачами изучения процесса превращения глины в аргиллит.

В качестве камеры высокого давления эти исследователи использовали пресс-форму, состоящую из двух толстостенных (отношение внутреннего диаметра к внешнему 1 : 2) стальных цилиндров, примыкающих друг к другу торцевыми частями, и плунжера. Образцы воздушно-сухой глины измельчались в порошок и в этом виде загружались в пресс-форму. Уплотнение глины происходило под действием вертикального давления пресса и бокового давления стального цилиндра. Образец, по-видимому, не нагревался, так как об этом в статье не сказано. Отсутствуют также сведения об исходной глине и указания на продолжительность экспериментов. Вертикальное давление менялось от 176,9 до $3538 \text{ кг}/\text{см}^2$. Пред-

полагается, что в момент уплотнения боковое давление было примерно равно вертикальному.

После снятия уплотняющей нагрузки измерялись различные механические свойства уплотненного образца (твердость, модуль упругости, сопротивление на одноосное сжатие и т. п.). Приведенные авторами статьи табличные и графические данные показывают, что с ростом давления происходит постепенное, а не скачкообразное увеличение плотности образцов, модуля упругости, сопротивления на сжатие и такое же плавное изменение других характеристик. Их данные хорошо совпадают с результатами наших опытов.

Особенно интересно, что в экспериментах Кулиева, Аскерова и Шамсиева (1964) в интервале давлений от 2123,1 до 2830,8 кг/см² происходило общее изменение в поведении образца. Оно связано, по данным этих исследователей, с переходом испытуемого глинистого материала из высокопластичного к упругопластичному состоянию с ярко выраженным пределом текучести.

Опираясь на эти данные и сравнивая их с результатами проведенных нами экспериментов, можно предполагать, что такие изменения в общем отвечают переходу глины в аргиллит, так как именно с этого интервала авторы названной статьи приводят значения твердости уплотненного образца. Во всяком случае именно этот интервал совпадает с установленным в наших опытах моментом соответствующего преобразования глины, происходившем при 2500 кг/см² и температуре 260° С.

Близки друг к другу также и степени уплотнения пород в данном интервале, указываемые этими исследователями и полученные в наших экспериментах. Произведенный расчет показывает, что если принять плотность исходной глины, изученной Кулиевым, Аскеровым и Шамсиевым (1964), равной плотности образца при минимальных давлениях 176,9 кг/см² (плотность исходного образца авторами статьи не указана), то при 2447 кг/см² эта глина уплотнилась на 24,2%. В наших экспериментах при давлении 2500 кг/см² и температуре 260° С уплотнение произошло до 20%. Аналогичный расчет сделан для давления 1500 кг/см². В опытах названных исследователей уплотнение оказалось равным 19%, а в наших опытах — 18%. Некоторое различие в результатах, полученных для давления 2500 кг/см², объясняется, по-видимому, тем, что в опытах Кулиева, Аскерова и Шамсиева глина испытывалась без нагрева, вследствие чего ее упрочнение естественно оказалось меньшим, чем в наших опытах, проведенных с

с нагревом до 260° , поскольку более высокая температура вызывает более быстрый рост прочности породы.

В целом проведенные нами опыты показывают, что в обстановке давлений и температур, превышающих соответственно $2500 \text{ кг}/\text{см}^2$ и 260°C (т. е. в обстановке, отвечающей глубинам 7—9 км и более), существование глин невозможно, так как они в этих условиях переходят в аргиллиты. Это, конечно, крайний предел возможного сохранения глины. Ее превращение в аргиллит может происходить и при более низких давлениях и температурах, если на процесс преобразования глины будут накладываться другие факторы, такие, как явления кристаллизации коллоидов или недостаточно еще учитываемый фактор времени.

Во всяком случае, приведенные выше результаты изучения полностью подтверждают представления, изложенные в предыдущем разделе о том, что дисгармоничная складчатость при совместной деформации глинистых и карбонатных пород типична лишь для сравнительно небольших глубин, не превышающих 7—9 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Экспериментальные исследования в тектонике до недавнего времени опирались преимущественно на использование искусственных материалов. Такие исследования позволяют моделировать процесс образования различных тектонических структур, но требуют при этом строгого соблюдения условий подобия. Между тем недостаточность сведений о физико-механических свойствах горных пород, в соответствии с которыми должны подбираться искусственные материалы, и в особенности об изменении этих свойств в недрах Земли, существенно затрудняют моделирование и ограничивают его возможности. К тому же в опытах с искусственными материалами совершенно невозможно изучать те преобразования внутреннего строения горных пород, которые возникают в обстановке высоких давлений и температур и оказывают огромное влияние на процессы деформации.

Только с развитием техники высоких давлений и температур представилось возможным осуществлять опыты по деформации естественных горных пород в реальной термодинамической обстановке, отвечающей глубинным зонам Земли. Предпринятые впервые в начале текущего столетия такие опыты позволили подойти к изучению действительных процессов деформации горных масс, происходящих в условиях больших глубин и, следовательно, к анализу тех явлений, которые составляют основу наших представлений о путях образования тектонических структур. Такое направление экспериментальных исследований в тектонике определилось в нашей стране уже в середине текущего столетия, а сейчас оно понемногу завоевывает всеобщее признание.

Процессы деформации горных пород в связи с анализом различных геологических и тектонических проблем изучаются

не только в СССР, но также и за рубежом, в частности в США, где они особенно энергично проводятся под руководством Григга, а также во Франции и в Австралии, где они начаты сравнительно недавно

В плане развития таких исследований возможен выбор различных путей. В наших исследованиях, первые итоги которых подведены в настоящей работе, была предпринята попытка изучать некоторые общие геологические проблемы, имеющие непосредственное отношение к тектонике, используя технические средства, позволяющие достигать сравнительно высоких давлений и температур. Нам представлялось существенно важным исследовать не просто деформационные особенности какого-либо определенного типа пород в обстановке высоких давлений и температур, а те процессы, которые осуществляются в сложных образцах, состоящих из разных горных пород при их совместной деформации в этой обстановке

Так как при изучении геологических структур в природных условиях приходится сталкиваться преимущественно со слоистыми толщами пород, в опытах были применены слоистые образцы, состоящие из различных горных пород. Рассмотренные в настоящей работе результаты изучения на таких образцах структур будинажа, возможностей внедрения гипербазитов в твердом состоянии, дисгармоничной складчатости карбонатных и глинистых пород, а в связи с явлениями дисгармонии также процесса превращения глины в аргиллит, опираются на качественные показатели и представляют отдельные звенья начатых исследований в области экспериментальной тектоники, преследующих общую цель изучения явлений деформации горных пород в глубинных зонах Земли. Дальнейшее развитие таких исследований, несомненно, позволит более строго подойти к оценке ряда тектонических гипотез, а с переходом к количественному учету результатов деформации откроет возможности для приложения математических методов к анализу многих геологических проблем.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирий Г Д Структурная геология М, Изд-во Моск ун-та, 1956
- Арутюнян А Р Явления будинажа и пластической деформации в породах Арзаканского и Вединского районов Армянской ССР — Изв АН АрмССР, 1962, т 15, № 3
- Байдюк Б В Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах М, Гостоптехиздат, 1963.
- Байдюк Б В, Шреинер Л А, Лагун Л И Исследование деформационных свойств горных пород Волго-Уральской нефтегазоносной области — В сб «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений» М, изд-во «Наука», 1964
- Белицкий А А К вопросу о механизме образования кливажных трещин — Тр Горно-геол ин-та Зап-Сиб фил АН СССР, 1949, вып 6
- Белоусов В В и др Основные вопросы механизма складкообразования — Бюлл МОИП, отд геол, 1947, т XXII (3)
- Белоусов В В и др Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование — Советская геология, 1949, № 39
- Белоусов В В Структурная геология М, Изд-во Моск ун-та, 1961
- Белоусов В В Основные вопросы геотектоники М, Гостехиздат, 1962
- Белоусов В В Некоторые общие проблемы строения и развития земного шара — В сб «Деформация пород и тектоника» Междунар геол конгр, XXII сессия Докл сов геологов. М, изд-во «Наука», 1964
- Белоусов В В Некоторые вопросы механизма складкообразования — В сб «Строение и развитие земной коры» (материалы II Всесоюзного совещания по проблемам тектоники в Москве) М, изд-во «Наука», 1964
- Белоусов В В, Гзовский М В Экспериментальная тектоника М, изд-во «Недра», 1964
- Биллингс М П Структурная геология М, ИЛ, 1949
- Боуэн Н Л, Туттл О Ф Система $MgO-SiO_2-H_2O$ — В об «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии» М, ИЛ, 1950
- Бриджен П В Физика высоких давлений М — Л ОНТИ, 1935
- Бриджен П В Новейшие работы в области высоких давлений. М, ИЛ, 1948
- Бриджен П В Исследования больших пластических деформаций и разрыва М, ИЛ, 1955

- Бухер В Х Эксперименты и мысли о сущности орогенеза — В сб «Вопросы зарубежной современной тектоники» М, ИЛ, 1960
- Веников В А Вопросы моделирования и теории подобия — Вестн высш школы, 1963, № 2
- Викулова М Ф Глинистые породы — В кн «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т II Л, Гостоптехиздат, 1958
- Виллис Б, Виллис Р Структурная геология Баку, Азербайджансское гос изд во, 1932
- Витлис Б Механика Аппалачских структур М—Л, Госгорнефтеиздат, 1934
- Вильямс Х, Тернер Ф Дж, Гильберт Ч М Петрография М, ИЛ, 1957
- Воларович М П Исследование физико-механических свойств горных пород при различных давлениях — В сб «Проблемы тектонофизики» (Тр Первого всес тектово-физ совещ) М, Госгеолтехиздат, 1960
- Гзовский М В О задачах и содержании тектонофизики — Изв АН СССР, серия геофиз, 1954, № 3
- Гзовский М В Метод моделирования в тектонофизике — Сов геол 1958, № 4
- Гзовский М В Тектоника и проблемы структурной геологии Междунар геол конгресс, XXI сессия, проблема 18 Докл сов геологов М, Госгеолтехиздат, 1960а
- Гзовский М В Моделирование тектонических процессов — В сб «Проблемы тектонофизики» М, Госгеолтехиздат, 1960б
- Гзовский М В Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджан-сайского антиклиниория, ч I, II, 1959, ч III, IV, М, Изд-во АН СССР, 1963
- Гзовский М В Перспективы тектонофизики — В сб «Деформация пород и тектоника» Междунар геол конгр, XXII сессия Докл сов геологов, М, 1964
- Гзовский М В, Ма-Цзинь Зависимость строения складок от речного изгиба от скорости и истории их роста (результаты экспериментов с моделями) — В сб «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования» М, Изд-во АН СССР, 1962
- Гогель Жан Анализ механизма складкообразования — Сов геология, 1963, № 8.
- Горькова И С Природа прочности и деформационные особенности лессовых пород М, изд-во «Наука», 1964
- Грум-Гржимайло О С, Ларцев В С Опыт аналитического изучения одного из видов тектонического эксперимента — Изв вузов геол и разведка, 1964, № 2
- Гуревич Г И К вопросу о механизме разделения пластов горных пород на блоки — Изв АН СССР, серия геофиз, № 5, 1954
- Гукман А А Введение в теорию подобия М, изд-во «Высшая школа», 1963
- Делицин И С Проявление структур будинажа в кварците мраморных толщах юго западного Прибайкалья — Докл АН СССР, т 120, 1958, № 5
- Делицин И С, Розанов Ю А Экспериментальные данные по получению пластической деформации в кварците — Изв АН СССР, серия геол, 1959, № 7
- Делицин И С Оптическая ориентировка искусственного кварцевого тектонита — Докл АН СССР, 1962, т 146, № 4

- Делиции И С, Лившиц Л Д, Марков В К, Петров В П, Рябинин Ю Н Пластическая деформация кварца в условиях сверхвысокого давления — Изв АН СССР, серия геол, 1964, № 10
- Джекобс Дж и др Физика и геология М, изд-во «Мир», 1964
- Жданов В В Резанов Н А О состоянии и задачах изучения физических свойств горных пород при высоком давлении и температуре — Изв АН СССР, серия геол, 1962, № 11
- Заридзе Г М, Казахашвили Т С Об одной генетической разности структуры будниажа на Северном Кавказе — Узбекский геотехнический журнал, 1960, № 3
- Ильюшин А А, Ленский В С Сопротивление материалов М, Физматгиз, 1959
- Казимиров Д А, Каледа Г А, Липская М Э, Лукина Н В Экспериментальное изучение некоторых вопросов механизма складкообразования — В сб «Деформация пород и тектоника» Междунар геол конгресс XXII сессия Докл сов геологов М, 1961
- Кириллова И В Некоторые вопросы механизма складкообразования М—Л, Изд во АН СССР, 1949
- Кирпичев М В Теория подобия М, Изд во АН СССР, 1953
- Косыгин Ю А, Лучицкий И В, Розанов Ю А Эксперименты по деформации гипса и их геологическое значение — Бюлл МОИП, отд геол, 1949, 24 (2)
- Кузнецов Г Н Механические свойства горных пород М, Углехимиздат, 1947
- Кузнецов Ю А Главные типы магматических формаций М, изд во «Недра», 1964
- Кузнецова И М Выяснение условий возникновения складок продольного изгиба и продольного расплощивания методом моделирования — В сб «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования» М, Изд во АН СССР 1962
- Кулиев С М, Аскеров Ф А, Шамсиев А А Зависимость механических свойств глинистых пород от степени их уплотнения — Изв АН Азербайджанской ССР, серия геол геогр наук, 1964, № 6
- Лебедева Н Б Моделирование процесса образования диапировых куполов — Сов геология, 1956, № 54
- Лебедева Н Б О механизме образования глиняных диапиров — Сов геология, 1958, № 11
- Лебедева Н Б Некоторые данные по моделированию процесса формирования складчатости общего смятия Сб «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования» М, Изд во АН СССР, 1962
- Лизс Ч К Структурная геология М—Л, Объединенное науч техн изд-во НКГП СССР, 1935
- Ли Сы гуан Внхревые структуры и другие проблемы, относящиеся к сочетанию геотектонических систем Северо Западного Китая М, Госгеолтехиздат, 1958
- Подочников В Н Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрологические вопросы, с ними связанные Л—М, ОНТИ, 1936
- Ломтадзе В Д Результаты экспериментального изучения уплотнительности глин под действием гравитационной нагрузки — В сб «Материалы по геологии, минералогии и использованию глин» (докл на Междунар совещании по глинам в Брюсселе в 1958 г) М, 1958
- Лучицкий И В, Белицкий И А, Громин В И Деформация слоистых моделей горных пород — Докл АН СССР, 1962, т 144, № 5

- Лучицкий И В, Громин В И, Ушаков Г Д Сравнительные данные по деформации кварцита, обсидиана, оливинита, серпентинита и мрамора — Геол и геофиз, 1963, № 12
- Лучицкий И В, Громин В И, Ушаков Г Д Совместная деформация глинистых и карбонатных пород в экспериментальной обстановке и в природе — Геол и геофиз, 1964, № 7
- Люстик Е Н Условия подобия при моделировании тектонических процессов — Докл АН СССР, 1949, т 64, № 5
- Методы изучения гектонических структур, вып 2 М, Изд-во АН СССР, 1961
- Москалев С В О гипербазитовых поясах и зонах глубинных разломов (на примере Урала) — В сб «Глубинные разломы» (под ред Дзевановского Ю К), М, изд во «Недра», 1964
- Павлова Н Н, Савостянов В П, Маркачева Г П Методы исследования механических свойств горных пород в условиях всестороннего сжатия при различных скоростях деформирования — В сб «Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений» М, изд во «Наука», 1964
- Паладжян С А К геологии ультраосновных и основных пород северо-восточного побережья оз Севан — Изв АН АрмССР, 1965, т XVIII, № 1
- Проблемы тектонофизики Тр Первого всесоюзного тектонофизического совещания М, Госгеолтехиздат, 1960
- Протодьяконов М М, Вобликов В С Гипотеза разрушения углей и пород в объемном напряженном состоянии — Тр Ин-та горнодела АН СССР, т II М, 1955
- Протодьяконов М М, Ильинская Е И, Карпов В И Методы исследования механических свойств горных пород в условиях объемного напряженного состояния — В сб «Механические свойства горных пород» М, Изд во АН СССР, 1963
- Райт бурд Ц М Изучение микроструктуры глин рентгеноструктурным методом (докл к собранию Международной комиссии по изучению глин) М, 1960
- Рамберг Г Экспериментальное и теоретическое изучение птигматитовых складок — В сб «Физ-хим проблемы деформирования горных пород и руд», I М, Изд во АН СССР, 1961
- Рамберг Г Природный и экспериментальный будинаж структуры разлинования — В сб «Вопросы экспериментальной тектоники» М, ИЛ, 1957
- Розанов Ю А Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температурах до 200°С — Тр Ин-та геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии М, Изд-во АН СССР, 1962, вып 66
- Розанов Ю А, Косыгин Ю А, Лучицкий И В Пластическая деформация карбонатных горных пород — Тр ИГН АН СССР, 1950, вып 122
- Руппенейт К В, Либерман Ю М Введение в механику горных пород М, Гостортехиздат, 1960
- Рухин Л Б Основы литологии. М, Гостехиздат, 1953
- Седов Л И Методы подобия и размерности в механике М, Гостехиздат, 1957
- Сергеев Ф М К вопросу уплотнения пылеватого грунта большими нагрузками — Вестн Моск ун-та, 1946, № 1
- Сергеев Е М Понятие об оптимальной нагрузке уплотнения грунтов — Вестн Моск ун-та, 1949, № 10

- Ситтер Л У Структурная геология М, ИЛ, 1960
- Сорский А А Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея — Тр геофиз ин га АН СССР, 1952, № 13 (145)
- Сорский А А, Шолпо В Н История развития и механизм образования карбонатных складок Известнякового Дагестана — В сб «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования» М, Изд во АН СССР, 1962
- Ставрогин А Н Исследование горных пород в сложных напряженных состояниях — Горный журнал, 1961, № 3
- Сычева Михайлова А М Некоторые результаты моделирования глыбовых платформенных складок — Сов геология, 1958, № 9
- Судовиков Н Г Будинаж и его значение в петрологии — Тр ЛАГЕД АН СССР, 1957 вып 7
- Теодорович Г И Учение об осадочных породах М, Гостоптехиздат, 1958
- Тернер Ф, Ферхуген Дж Петрология изверженных и метаморфических пород М, ИЛ, 1961
- Тохтуев Г В Выяснение рудоносности структур будинажа при геологическом картировании в Криворожском бассейне — Бюлл науч техн информации, 1957, вып 2
- Усов М А Структурная геология М, Госгеолтехиздат, 1940
- Физические свойства горных пород при высоких давлениях (под ред Во ларовича М П) — Тр Ин та физики Земли им Шмидта О Ю, М, Изд во АН СССР, 1962, № 23 (190)
- Хиллс Е Очерки структурной геологии М, ИЛ, 1954
- Цинзерлинг Е В, Шубников А В О «пластичности кварца» — Тр Ломоносовского ин та, 1933, вып 3
- Цзян Цзуци Механизм образования тектонических трещин (на примере Дагестана) — Вестн Моск унта, серия IV, геология, 1963, № 5
- Черткова Е И Некоторые результаты моделирования тектонических разрывов — Изв АН СССР, серия геол и геогр, 1950, т 14, вып 5
- Шадун Т Н, Розанов Ю А Влияние одностороннего давления на структуру колчеданной руды — Изв АН СССР, серия геол, 1949, № 3
- Швецов М С Петрофикация осадочных пород М, Госгеолтехиздат, 1958
- Шнеерсон Б Л О применении теории подобия при тектоническом моделировании — Тр ин-та теорет геофиз АН СССР, 1947, № 3
- Шрейнер Л А Физические основы механики горных пород М, Гостоптехиздат, 1950
- Эйгенсон Л С Моделирование М изд во «Советская наука», 1949
- Экспериментальные исследования в области разработки глубоких нефтяных и газовых месторождений Сборник статей М, изд во «Наука» 1964
- Юшко С А Изучение явлений динамометаморфизма в сульфидных рудах — Тр ИГН АН СССР, 1940, вып 19
- Adams Frank D, Nicolson J T An experimental investigation into the flow of marble — Royal Soc London Philos Trans, Ser A, 1901, v 195
- Billings Marland P Structural Geology Second edition, 1962
- Biot M A, Ode H On the folding of a visco elastic medium with adhering layer under compressive stress — Quartz J Math, 1962, 19

- Biot M A, Ode H, Roever W L Experimental verification of the theory of folding of stratified viscoelastic media — Geol Soc of America Bulletin, 1961, v 72, 11
- Boker R Die Mechanik der bleibenden Formanderungen in Kristallinisch aufgebauten Korpern — Mitt Forschungsarb ver deutsch Ing, 1915, 175
- Bowen N L, Tuttle O F The system MgO—SiO₂—H₂O — Bull Geol Soc, America, 1949, v 50, 2
- Borg J, Turner F Deformation of Jule marble part VI — identity and significance of deformation lamellae and partings in calcite grains — Geol Soc of America, Bull 1953, v 64
- Brace W F, Walsh I B Some direct measurements of the surface energy of quartz and orthoclase — Am Mineral, 1962, 47
- Bucher Walter H An experiment on the role of gravity in orogenic folding — Geologische Rundschau, 52, H 2, 1962
- Cadell Henry M Experimental Researches in Mountain Building — Trans action of the Royal Soc of Edinburg, 1888, v 35
- Carter N L, Christie J M, Griggs D T Experimentally produced deformation lamellas and other structures in quartz sand I Geophys Res 1961, 66
- Carter N L, Christie J M Griggs D T Experimental deformation and recrystallization of quartz — The Journal of Geology, 1964, v 72, 6
- Cloos E Boudinage — Trans Am Geophys Union, 1947, 28,
- Cloos E Bedding Slips, Wedges and Folding in Layered Sequences — Bull de la Commission Geologique de Finlande, № 196 Helsinki, 1961
- Cloos H Experimentelle zur inneren Tektonik — Zentralblatt fur Mineralogie 1928, Bd 12
- Cloos H Zur experimentalen Tektonik I Vergleichende Analyse dreher Verschiebungen — Geol Rundschau v 21, H, 1930a, 6
- Cloos H Zur experimentalen Tektonik II Methodik und Beispiele Natur wissenschaften, 16 Ig, № 34, 1930b
- Cloos H Künstliche Gebirge I, II — Senkenbergische Naturforschende Ges, H 5, 1929, H 6, 1930c
- Cloos H Zur experimentalen Tektonik Bruche und Falten, Naturwissenschaften, 19 Ig, H 11, 1931
- Christie J M, Carter N L, Griggs D T Experimental evidence for a basal slip mechanism in quartz — Science, 1961, 134
- Christie J M, Carter N L, Griggs D T Plastic deformation of single crystals of quartz — Geophys Res, 1962, 67
- Christie J M, Griggs D T, Carter N L Experimental evidence of Basal slip in quartz — The Journal of Geology, 1964, v 72, № 6
- Currié J B, Patnode H W, Trump R P Development of folds in sedimentary strata — Geol Soc of America Bull, 1962, v 73, № 6
- Daubree A Etudes synthétiques de géologie expérimentale, Paris, 1879
- Dobrin M B Some quantitative experiments on a fluid salt dome model and their geological implications — Am Geophys Union, Twenty second Annual Meeting, Section of tectonophysics Reports and papers 1941
- Donath F A Experimental study of shear failure in anisotropic rocks — Geol Soc of America Bull, 1961, v 72
- Friedman M Petrofabric analysis of experimentally deformed calcite cemented sandstones — The Journal of Geology, 1963, v 71, № 1
- Geikie Archibald Text-book of Geology, v I, II London, 1903
- Goguel J Traité de Tectonique Paris, 1952

- Griggs D T** Deformation of rock under high confining pressure — The Journal of Geology, 1936, v 44, № 5
Griggs D T Rock deformation Transaction — Am Geophys Union, 1963, v 44, № 2, pp 327—329
Griggs D, Bell J Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks — Geol Soc of America Bull, 1938, v 49
Griggs D, Miller W B Deformation of Jule marble Pt I — Compression and extension experiments on dry Jule marble at 10 000 atmospheres confining pressure, room temperature — Geol Soc of America Bull, 1951, v 62, pp 853—862
Griggs D, Handin J Rock deformation (A Symposium) — Geol Soc of Am Memoir, 1960, 79
Griggs D T, Christie J M, Carter N L Quartz deformation lamellas are dislocation arrays (abstract) — Transaction Am Geophys Union, 1963, 44
Handin J, Hader Rex V, Friedman Melvin, Teather James N. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining deformation pressure, pore pressure tests — Bull Amer Assoc Petr Geol, 1963, 47 № 5
Hansen E S, Borg I Y The dynamic significance of deformation lamallae in quartz of calcite cemented sandstone — Am Journal Sci, 1962, v 260
Hatch F H, Rastall R H, Black Maurice The petrology of the sedimentary rocks London, 1938
Heard Hugh C Effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of Jule marble — The Journal Geology, 1963, v 71, № 2
Heim A Geology der Schweiz Leipzig, 1919—1922
Hills E S Elements of structural geology London, 1963
Hubbert M K Theory of scale models as applied to the geologic structures — Geol Soc of America Bull, 1937, 48, № 10
Jager J C Extension failures in rocks subject to fluid pressure — The Journal of Geophys, 1963, v 68, № 21
Karman T Festigkeitsversuche unter allseitigem Druck — Z ver deutsch Ing, 1911
Kick F Die Prinzipien der mechanischen Technologie und die Festigkeit slehre — Z ver deutsch Ing, 1892, Bd 26, № 10
Knopf E B Fabric changes in Jule marble after deformation in compression — Am Journal Sci, 1949, v 247
Koenigsberger G, Morath O Theoretische Grundlagen der experimentalen Tectonik — Zeitschr der Deutschen Geol Gesellschaft, 1913, 65
Kvapil R Tektonische Experimente an natürlichen Gesteinen — Felsmechanik und Ingenieursgeologie, 1963, Bd 1, № 1
Lahee Frederic H Field geology N Y, Toronto, London, 1961
Link T A The origin and significance of "epianticinal" fault, as revealed by experiments — Bull Amer Assos Petr Geol, 1927, v 11, № 8
Link T A Some applications of strain ellipsoid — Bull Amer Assos Petr Geol, 1929, v 13
Lohest M De l'origine des yeunes et des gèodes des terrains primaires de Belgique — Soc Geol Belgique Ann, 1909, 36 B
Mead J W Notes on the mechanism of geologic structures The Journal of Geology, 1920, v 28, pp 505—523
Morlier P Etude expérimentale de la déformation des roches — Revue de l'Institut Français du pétrole, 1964, v 19, № 10, 11

- Nettleton L L Fluid mechanics of salt domes — Bull Amer Assos Petr Geol, 1934, v 18, № 9
- Nettleton L L Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt dome formation — Bull Amer Assos Petr Geol, 1941, v 27, № 1
- Parker T J, Mc Dowell A N Model studies of salt-dome tectonics — Bull Amer Assos Petr Geol, 1955, v 39, № 12
- Paterson M S Deformation of rocks — Australian Scientist, 1961, v 1, № 4
- Paterson M S, Weiss L E Experimental folding in rocks — Nature, 1962, 195, № 4846
- Dr Paulcke W Das Experiment in der Geologie Berlin, 1912
- Pettijohn F J Sedimentary rocks N Y, 1949
- Quirke T T Boudinage, an unusual structural phenomenon The Geol Soc of Am Bull, 1928 34
- Ramberg H Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures — The Journal of Geology, 1955, 63, № 6
- Ramberg H Experimental study of gravity tectonics by means of centrifuged models — Bull Geol Inst of the Univ of Uppsala, 1963, v 42
- Reyer Ed Geologische und geographische Experimente, H I—IV Leipzig, 1892—1894
- Riecker F E Seifert K E Shear deformation of Upper-Mantle mineral analogs tests to 50 kilobars at 270°C — The Journal of Geophys Res, 1964, v 69, 18
- Talatferro Nicholas L Franciscan-Knoxville problem — Bull Amer Assos Petr Geol, 1943, v 27, № 2
- Torrey P D, Fralich C E An experimental study of the origin of salt domes — The Journal of Geology, 1962, 34
- Turner F J, Griggs D T, Heard H Experimental deformation of calcite crystals — The Geol Soc of America Bull, 1954, 65, № 9
- Wegmann C E Note sur le boudinage — Soc Geol France Compte Rendu, 5, pt 2, 477—489, 1932

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Общий обзор литературы	7
Методика исследования	21
Экспериментальное воспроизведение структуры будинажа	26
Опыты по деформации оливинита и серпентинита и проблема темы «холодных интрузий»	43
Совместная деформация глинистых и карбонатных пород в эксперименте и проблема дисгармоничной складчатости	19
Экспериментальное исследование процесса превращения глины в аргиллит	57
Заключение	64
Литература	66

**Игорь Владимирович Лучицкий
Вадим Иванович Громин
Геннадий Дмитриевич Ушаков**

**ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ДЕФОРМАЦИИ ГОРНЫХ ПОРОД
В ОБСТАНОВКЕ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ И ТЕМПЕРАТУР**

**Редактор М. М. Гребенникова
Художественный редактор В. А. Бурлачук
Технический редактор А. М. Вялых
Корректор Р. С. Митяина**

**Сдано в набор 9 февраля 1966 г Подписано в печать 31 марта 1967 г № 03527
Бумага 60×90/16. 4,75 пер л, 4,2 уч-изд л Тираж 1300 Заказ № 4899**

**Издательство «Наука», Сибирское отделение Новосибирск, Советская, 20.
Республ типография Управления по печати при Совете Министров Мар АССР,
г. Йошкар-Ола, Комсомольская, 112
Цена 29 коп**

**СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

ИМЕЕТ В ПРОДАЖЕ КНИГИ:

Вдовин В. В., Проводников Л. Я. История формирования мезозойско-кайнозойских отложений и современного рельефа в бассейне р. Вах 1965 г., 92 стр., 63 коп.

Западно-Сибирский железорудный бассейн. 1964 г., 445 стр., 3 р. 15 к.
Перспективы калиеносности соляных отложений Сибири. 1965 г., 96 стр., 36 коп.

Халфин С. Л. Петрология Когтакского габбро-монцонит-сиенитового комплекса 1965 г., 90 стр. 58 коп.

Материалы по тектонической терминологии. Часть III 1964 г., 225 стр. 1 р. 41 к

Докембрийская тектоника Сибири. 1964 г., 125 стр., 54 коп.

Карта докембрийской тектоники Сибири. 1964 г., 1 р. 45 к

Заказы на издания направляйте по адресам

1 Новосибирск, 99, Советская, 20, Сибирское отделение издательства
«Наука»

2 Новосибирск, 76, Красный проспект, 51, магазин «Академкнига»

Книги высылаются наложенным платежом

УДК 552.11

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР
Ю. А. КОСЫГИН

2-9-2
13 42-67