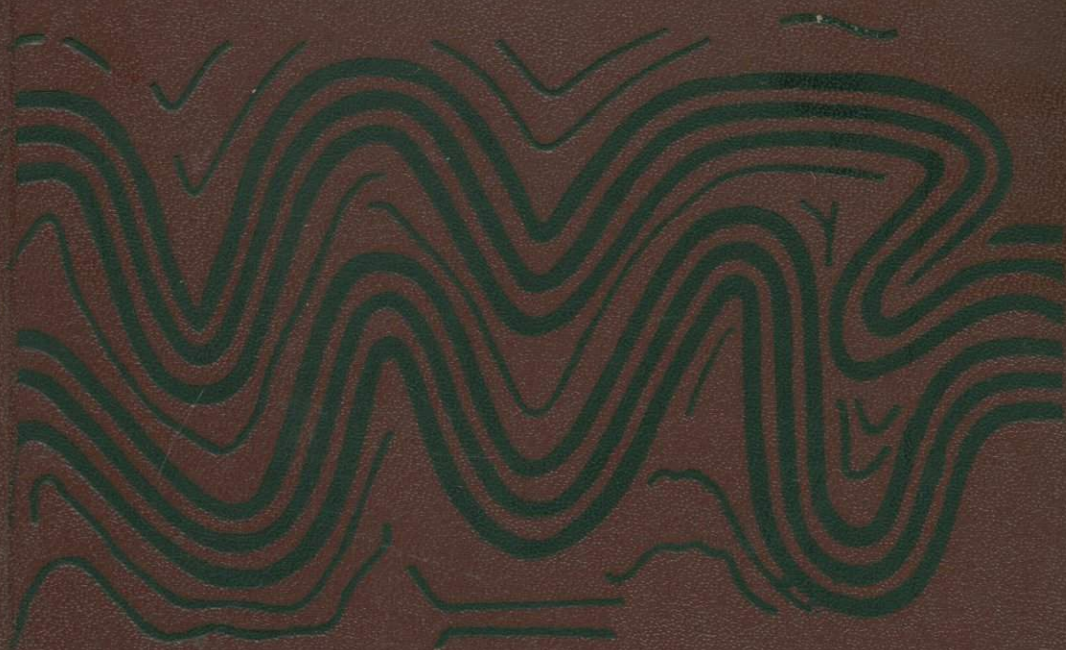


В.В.Эз

СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ
В ЗЕМНОЙ КОРЕ



В.В.Эз

СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ
В ЗЕМНОЙ КОРЕ

4771



МОСКВА „НЕДРА“ 1985



Эз В. В. Складкообразование в земной коре.— М.: Недра, 1985, 240 с., ил. 40.

Рассматриваются вопросы механизма тектонических деформаций, главным образом складкообразования. Излагаются основы анализа деформированного состояния, описываются закономерности деформации слоистой среды, анализируются гипотезы механизма образования складок, возникновение сочетания складок нескольких порядков, условия возникновения наложенных деформаций, специфика деформаций при метаморфизме и образование упорядоченных текстур.

Для геологов различного профиля, занимающихся разведочными работами и геологической съемкой в районах со сложным складчатым строением. Может быть полезна студентам геологических специальностей вузов.

Ил. 40, список лит.— 50 назв.

Рецензент — М. А. Гончаров, канд. геол.-мин. наук (Московский государственный университет им. Ломоносова).

Геологу, изучающему какой-либо объект, независимо от того, ведет ли он геологическую съемку или разведку, палеонтологические, геохимические, минералогические или петрологические исследования, почти всегда приходится учитывать размеры, форму и пространственные соотношения геологических тел, т. е. геологическую структуру объекта. Создаваемая при этом модель структуры не всегда правильно отражает основные черты объективной действительности. Примеров тому искать не нужно, так как, по-видимому, нет региона с достаточно сложным строением, о структуре которого не существовало бы различных, нередко взаимно исключающих представлений. Такие расхождения во взглядах возникают не только в результате недостаточно внимательного отношения к изучению структуры (что вполне объяснимо, если модель структуры возникает попутно, при проведении исследований другого профиля), но и тогда, когда структура изучается специально.

Расхождения во взглядах объясняются особенностями геологических объектов и спецификой условий их изучения. С одной стороны, геологические исследования позволяют получить обширную и разнообразную информацию, а с другой, нужных данных, как правило, всегда оказывается недостаточно. Последнее вполне понятно: изучая огромные территории, невозможно осмотреть все выходы пород; обнаженность и доступность района обычно оставляют желать лучшего, денудация уничтожает элементы структуры, наблюдение которых могло бы помочь понять строение того, что уцелело от размыва, глубина эрозионного вреза недостаточна, чтобы получить данные о строении более глубоких частей разреза и т. д. В то же время даже одно небольшое обнажение может содержать столько информации, что получить ее всю, затратив разумное количество времени, оказывается невозможным. Поэтому в одном и том же обнажении различные исследователи видят разное: каждый видит то, что позволяет ему увидеть предшествующий опыт, выделяя то, что кажется существенным, и не замечая остального или не придавая ему значения. Тем более не приходится удивляться различию представлений о структурах того масштаба, которые нельзя непосредственно наблюдать и которые выявляются путем построений, главным образом с помощью геологической съемки.

Мы, как правило, не знаем точно, какова структура в действительности, а знаем лишь, какой ее себе представляет тот или иной исследователь, т. е. некоторую модель структуры. К тому же, из-за практики не отражать на геологических картах и сопровождающей их графике фактов, положенных в основу предлагаемой интерпретации структуры, мы обычно не знаем, почему данный геолог представляет себе структуру именно так, а не иначе. Даже при тщательнейшем образом проведенной детальной гео-

логической съемке идеально обнаженного района мы в лучшем случае получаем адекватное изображение среза геологической структуры поверхностью современного рельефа (с добавлением той малой информации, которую дают буровые скважины и горные выработки). Представление же о характере структуры в пространстве (необходимое для построения разрезов) вырабатывается нами исходя не только из наблюдаемых факторов, но и из некоторых априорных предпосылок. И не так уж редко оказывается, что это представление можно поставить под сомнение. На геологических разрезах можно увидеть, например, складки такой конфигурации, какую абсолютно невозможно получить, сменяя слоистую толщу любым, даже самым причудливым образом. Еще чаще можно встретить изображения разрывных нарушений, крылья которых не поддаются мысленному обратному совмещению, какими бы мы ни предполагали деформации крыльев разрыва во время или после смещения по разрыву.

Многих несообразностей в изображении геологической структуры, остающихся незамеченными авторами, можно избежать, если, составляя себе представление о структуре, пытаться понять, как она могла образоваться и как развивалась. Если мы понимаем происхождение структуры, значит может создать некоторую кинематическую картину в виде серии схем (структурных карт прошлого времени, разрезов разных направлений, пространственных изображений и т. п.) или материальных моделей (из глины, пластилина, бумаги), из которых было бы видно, как первичная структура, образовавшаяся в процессе формирования исходных пород, постепенно, этап за этапом, преобразовывалась, пока не достигла современного вида. Такая работа похожа на изготовление мультфильма, в котором кадров не много, но достаточно для того, чтобы по ним можно было однозначно построить любой промежуточный между ними кадр. Каждому кадру при этом должно быть дано логичное объяснение: каким образом, почему, в соответствии с какими объективными законами происходили именно такие изменения от предыдущего этапа к последующему, т. е. это чисто геометрическое моделирование должно иметь физические основы. Словом, речь идет о том, что надо рассматривать образование любой структуры в ее развитии, во взаимодействии с окружающей обстановкой и в связи с другими одновременными процессами.

Если такую картину последовательного развития структуры составить не удастся, скорее всего, изучаемая нами структура совсем не такая, какой мы ее предположили. Всякая реально существующая или существовавшая структурная форма поддается изображению, и если не удастся понять и изобразить последовательность промежуточных стадий ее образования, значит, надо искать другую интерпретацию наблюдавшихся фактов. Конечно, получение положительного результата, т. е. выработка четкого представления о том, как данная структура могла образоваться из разумно предположенной исходной структуры, не является гарантией правильности нашего понимания. Но таким путем можно ис-

ключить многие неудовлетворительные модели структуры. Понимание геологической структуры значительно углубляется, если ставится цель не только изобразить ее на карте и разрезах, но и представить путь ее развития.

Для того чтобы при изучении геологической структуры можно было понять пути ее образования, необходимо знать закономерности процессов формирования структуры. Из всех этих процессов наибольший интерес представляет складкообразование, поскольку именно оно создает наиболее сложные, трудные для понимания и в то же время широко распространенные структуры. А из всех видов закономерностей, управляющих складкообразованием, мы рассмотрим те, которые вытекают из более общих, фундаментальных законов природы. Поэтому данная работа совершенно не затрагивает чисто геологических закономерностей складкообразования, требующих самостоятельного исследования.

В работе рассмотрены закономерности процессов, ведущих к образованию складчатой структуры в слоистой среде, а также образование связанных со складками наиболее распространенных текстур пород. Рассматриваются только явления, происходящие непосредственно там, где формируются складки, и не затрагивается вопрос о причинах складкообразования, поскольку это — иная область исследования.

Объяснить явление — значит показать, что оно представляет собой закономерное следствие уже известных более общих законов. В связи с этим задача книги — осветить на базе основных закономерностей остаточных деформаций вопросы механизма складкообразования в той мере, в какой это необходимо для понимания происхождения геологических структур, с которыми имеет дело полевой геолог, проводя разведочные и геологосъемочные работы, т. е. тех структур, которые наблюдаются в обнажениях, образцах и шлифах, при документации горных выработок и кернов скважин и выявляются при проведении крупномасштабных и детальных съемок. Это создает необходимую базу для самостоятельного решения задач о происхождении наблюдаемых складчатых структур, что позволит выбирать наиболее вероятный вариант структурной интерпретации наблюдаемых фактов и изображения структуры на геологической графике.

Тектонические деформации можно рассматривать как серию последовательных геометрических преобразований ранее существовавших геологических поверхностей. Такой подход оправдан, поскольку наблюдаемая нами структура — конечный результат ряда изменений первичной формы и первичных взаимоотношений геологических тел. Эти изменения могут быть описаны геометрически и должны подчиняться геометрическим закономерностям. Однако не все геометрически вполне корректные преобразования осуществимы в природе. Геологические структуры — не просто набор геометрических поверхностей и тел, которые могут подвергаться любым геометрическим преобразованиям, они образованы физическими телами, поведение которых (в том числе и процессы изменения их фор-

мы) регулируется законами механики и физики, и именно эти законы определяют в конечном счете геометрический результат. Физический подход позволяет избавиться от построений, лишенных физических оснований, и этим облегчает решение структурных задач.

Рассмотрению механизма складкообразования предшествует глава, в которой приводятся некоторые общие сведения о деформациях. Хотя названия разделов этой главы и напоминают набор сведений из области механики, обычно приводимых в курсах структурной геологии, но содержание их (не считая некоторых элементарных вопросов, изложенных для читателя, который их забыл или вообще с ними не сталкивался) заметно отличается от стандартного. Дело в том, что обычно в курсах структурной геологии, с одной стороны, содержится много сведений, не применимых к анализу тектонических деформаций, а с другой, многие совершенно очевидные закономерности деформаций упускаются из виду. Поскольку в этой главе есть ряд соображений, ранее не публиковавшихся, но необходимых для понимания последующих глав, автор рекомендует ознакомиться с этой главой даже читателям, вполне компетентным в области механики деформируемых сред. Кроме сведений, необходимых для понимания содержания книги, в этой главе рассмотрены некоторые вопросы, знание которых необходимо при чтении других работ по той же проблеме.

Механизму складкообразования посвящен ряд монографий и многие статьи. Он рассматривается в руководствах по структурной геологии и геотектонике. Разнообразие взглядов на процесс формирования складок заставило критически разобрать эти взгляды в отдельной главе. Последующие главы касаются возникающих при складкообразовании упорядоченных текстур и некоторых особенностей, свойственных в основном складчатым структурам метаморфических комплексов (складки нескольких порядков и наложенные деформации).

ОБОЗНАЧЕНИЯ ФИЗИЧЕСКИХ ВЕЛИЧИН

L, l, h, r — длина (расстояние, толщина, радиус и т. д.)

S — площадь

V — объем

α, β, φ — угол

t — время

F — сила

M — изгибающий момент

J — момент инерции сечения

σ — нормальное напряжение

τ — касательное напряжение

ϵ — относительная деформация

γ — относительный сдвиг

λ — степень удлинения

E — модуль Юнга

G — модуль сдвига

Особенности объектов структурно-геологических исследований

Происходящие в земной коре изменения формы и пространственного положения геологических тел вместе с образованием поверхностей разрывов и смещениями по ним принято называть тектоническими деформациями. К их числу относятся и процессы, ведущие к формированию складчатой структуры. Изучая место и время проявления тектонических деформаций по отношению к другим геологическим процессам, распределение в пространстве и времени деформаций, характеризующихся разными чертами, геология выводит свои, геологические закономерности деформаций в земной коре. В то же время деформации в земной коре подчиняются и более общим законам природы, управляющим всеми процессами деформации, разрушения и взаимного перемещения тел.

Когда исследуют механизм тектонических деформаций и, в частности складкообразование, естественно воспользоваться данными других наук, изучающих деформации и разрушение тел. На результатах этого изучения (хотя, разумеется, не только на них) основана вся современная техника — не только ее надежность и безопасность, но и само ее существование. Поэтому пользоваться такими данными можно с большой уверенностью: они тысячекратно проверены практикой (в отличие от многих геологических представлений), но важно четко знать границы применимости этих данных и на основании этого решать, насколько они могут быть использованы для интересующих нас целей.

Специфика геологии по сравнению с другими естественными науками и особенно по сравнению с разделами техники, изучающими деформации материалов и изделий из них, состоит в очень широком диапазоне размеров изучаемых объектов, скоростей и длительности протекавших в них процессов. Геолог изучает геологические структуры, измеряемые километрами, а нередко десятками и сотнями километров. Он же изучает горные породы под микроскопом, где его может интересовать, например, сформировавшаяся одновременно с километровыми складками упорядоченная текстура, образованная зернами размером в десятки и сотни доли миллиметра. Таким образом, самые крупные объекты могут быть в 10^{10} раз больше самых мелких, причем и те и другие часто требуют одинакового внимания. Геология изучает и результаты катастрофических землетрясений, при которых скорости смещений достигают метров в секунду, и послеледниковые изостатические поднятия земной коры, происходившие со скоростями 5—50 см/год ($5 \cdot 10^{-9} \div 1,5 \cdot 10^{-8}$ м/с), и формирование валов и впадин на платформе, когда величина вертикальных смещений могла не превы-

шать 10—20 м за 1 млн. лет (скорость $3 \cdot 10^{-13} \div 6 \cdot 10^{-13}$ м/с). Хотя пока мало надежных данных о продолжительности интересующих нас процессов складкообразования, в особенности если оно протекало в глубинах земной коры или в очень древние эпохи, можно не сомневаться, что процесс этот мог длиться миллионы лет, тогда как, например, деформации в текущей лаве протекали в течение всего лишь тех часов или дней, пока она двигалась.

Мало наук с таким широким диапазоном размеров объектов, скоростей и длительности процессов, с каким приходится иметь дело геологии. Если такое случается в других науках, они обычно разделяются на более или менее независимые отрасли. Эта широта диапазона количественных характеристик объектов изучения составляет одну из главных методических сложностей в работе геолога и является источником многих ошибок при изучении тектонических деформаций.

Деформированное состояние и кинематику деформации можно описать, не прибегая к рассмотрению действовавших сил и вызванных ими напряжений. Методы этого описания не зависят ни от характера материала, ни от условий, в которых происходила деформация. Любые геологические тела или мысленно выделенные для изучения объемы пород можно рассматривать как геометрические тела и сравнивать их конечную форму и размеры с исходными—если, конечно, известна эта исходная форма,—т. е. можно описать их деформированное состояние. Можно, абстрагируясь и от характера вещества, и от причин деформации, описать процесс изменения формы—кинематику деформации. Хотя выявляемые при этом закономерности деформации чисто геометрические, они вполне объективные и полноценные. Использование этих закономерностей имеет первостепенное значение для решения многих практических задач структурной геологии.

Существуют также стандартные, т. е. не зависящие от свойств вещества и условий деформации, методы определения и описания напряженного состояния в любой момент деформации, если известны действующие в этот момент силы, вызывающие деформацию. В геологии действующие силы, как правило, измерить нельзя, но в ряде случаев бывает можно высказать о них разумные предположения и проанализировать создаваемое ими напряженное состояние изучаемого объема пород. Принципиальные трудности при этом доставляют большая сложность и неправильная форма геологических тел (по сравнению с относительно простыми телами, изучаемыми, например, технической механикой). Но и эти трудности можно в какой-то мере преодолеть, прибегнув к оптическому моделированию, когда модели геологических объектов изготавливаются из оптически активного материала, изменяющего свои поляризационные свойства в зависимости от возникающих напряжений. Этим методом успешно пользуются для решения ряда теоретических задач структурной геологии [7].

Для объектов структурной геологии (как и многочисленных классов других объектов) крайне нелегко находить связь между

деформированным и напряженным состояниями. Трудность применения законов механики деформируемых сред к объектам структурной геологии обусловлена не только сложностью и неправильностью форм геологических тел, но и невозможностью решить априорно, закономерности какой области механики деформируемых сред можно применить к тектоническим деформациям: ведут ли себя геологические тела как пластичные тела или как вязкие жидкости, как тела упруго-пластичные или упруго-вязкие и т. д. В последние годы развиваются представления о том, что закономерности связи между напряжениями, временем их действия и деформациями обладают большим единством, чем это считалось ранее, и что поведение всего разнообразия любых конденсированных (т. е. не газообразных) тел во всем реальном диапазоне условий деформирования можно описать единой системой уравнений (разумеется, достаточно сложных), а различные по деформационным свойствам классы тел и разные диапазоны условий отличаются только значениями параметров этих уравнений [11]. Такой подход к изучению процессов деформации в земной коре представляется многообещающим, но этим не снимаются принципиальные трудности, поскольку невозможно непосредственное определение параметров этих уравнений: поведение большого массива горных пород не аналогично поведению образца породы, который можно подвергнуть исследованию, а скорости даже самых медленных лабораторных испытаний на много порядков выше обычных скоростей тектонических деформаций, что при нелинейной связи между скоростями деформаций и сопротивлением деформируемого материала исключает пока возможность обоснованной экстраполяции результатов лабораторных исследований на природную обстановку.

Круг механических задач структурной геологии весьма широк, поскольку приходится изучать поведение не только макроскопически сплошных сред, но и относительные перемещения тел, разделенных поверхностями нарушения сплошности. Так как скорости и ускорения при тектонических деформациях обычно (за исключением явлений, связанных с землетрясениями и вулканическими процессами) очень невелики, то и силами, вызывающими эти ускорения, можно пренебречь и изучать условия приложения сил к геологическим телам в каждый момент процесса по законам статики, т. е. рассматривать эти тела как находящиеся в равновесии. Но поскольку в земной коре и взаимные перемещения тел, и их деформация протекают одновременно, для получения правильного конечного результата надо совместно учитывать закономерности обоих процессов, что, опять-таки, определяет сложность изучения тектонических деформаций.

Когда исследуются процессы в сложно построенной системе и на них влияют многие факторы (а тектонические деформации относятся как раз к такому случаю), при анализе этих процессов приходится расчленять их на составляющие элементы, изучаемые порознь, а потом выяснять, постепенно усложняя задачу, взаимо-

действие все большего и большего числа факторов. Иначе говоря, на любой стадии исследования необходимо от чего-то абстрагироваться, выбирая только существенное для исследования рассматриваемой стороны процесса и отбрасывая пока детали, не оказывающие большого влияния на результат решения данной частной задачи. В геологии, где объекты изучения — почти всегда сложные системы, выбор на каждой стадии изучения главного, существенного нередко очень труден.

Упругие силы

Во всех конденсированных телах (твердых телах и жидкостях) слагающие их частицы — молекулы, атомы или ионы — силами взаимодействия удерживаются на некоторых средних расстояниях, вполне определенных для каждого вещества и очень мало изменяющихся с изменением условий, что отличает эту категорию веществ от газов, молекулы которых, наоборот, не связаны друг с другом, вследствие чего газ не может иметь свободную поверхность и заполняет сколь угодно большое, предоставленное ему, пространство. Если к конденсированному телу приложены внешние силы, они вызывают деформацию тела, а следовательно, изменение (хотя и очень небольшое) расстояний между частицами (для кристаллического тела оно означает изменение на то время, пока приложена нагрузка, параметров кристаллической решетки) и соответствующие изменения в силах взаимодействия частиц. Выяснение сущности этих изменений выходит за рамки механики, поскольку силы взаимодействия частиц атомного размера имеют в основном электрическую природу. Но для многих целей достаточно ограничиться изучением макроскопического результата этого изменения, и именно его мы будем иметь в виду, говоря о внутренних силах, именуемых упругими силами, которые возникают в деформируемом теле.

Для определения упругих сил удобно пользоваться методом сечений. Поясним его на примере. Возьмем брусок или другое вытянутое тело, к концам которого приложены вдоль его оси две равные противоположно направленные силы F и F_1 (рис. 1, а). Рассечем его мысленно плоскостью AB , поперечной к направлению сил, на две части. Внешние силы стремятся разъединить эти части, а препятствуют этому силы взаимодействия между частицами, которые возникают при приложении внешних сил. Они действуют через сечение AB , не давая частям тела разойтись в стороны. Эти дополнительные силы, возникающие внутри тела при приложении к нему нагрузки, мы и будем называть внутренними силами. Принято, изучая упругие силы, рассматривать их как меру действия на выделенную для изучения часть тела со стороны его соседних частей, т. е. как *силы, внешние для данной части тела*.

Равнодействующая упругих сил, действующих в сечении AB , находится так. Допустим, что мы удалили часть бруска, находя-

щуюся с левой стороны плоскости сечения (рис. 1, б). Чтобы правая часть бруска осталась в равновесии, действие на нее удаленной левой части надо заменить силой, которая уравновесила бы приложенную к правому концу силу F_1 . Такой силой будет приложенная к сечению сила, равная F_1 , направленная вдоль оси бруска влево, т. е. та же сила, что и F . Возникшие упругие силы называют растягивающими, если именно так действует мысленно удаленная часть на оставшуюся, хотя в теле, к которому приложены растягивающие усилия, в направлении действия этих усилий возникают дополнительные силы притяжения частиц, оказывающие сопротивление растягиванию тела.

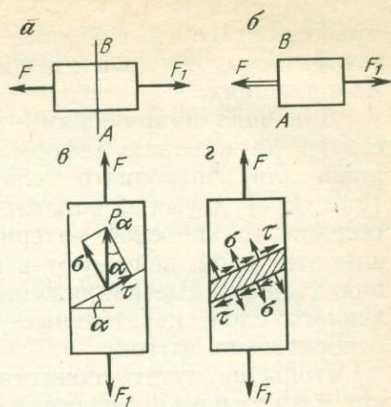


Рис. 1

Равнодействующая упругих сил в рассматриваемом случае одинакова в любом не параллельном линии действия растягивающих сил сечению растягиваемого тела, проведенном в любом месте и под любым углом. Если площадь поперечного сечения тела не везде одинакова, то на единицу площади сечения одной и той же ориентировки будет приходиться разная сила. Возникающая в теле при приложении нагрузки внутренняя сила взаимодействия между частями тела, приходящаяся на единицу площади нагруженного тела около некоторой точки, называется напряжением в этой точке по проведенному сечению. Напряжение зависит не только от величины сил, приложенных к телу, но и от направления плоскости сечения. Напряжения, с которыми левая от сечения часть действует на правую, равны по величине и противоположны по направлению напряжениям, с которыми правая часть действует на левую, т. е. те и другие либо растягивающие, либо сжимающие.

Чтобы не иметь дело с напряжениями, направленными под разными углами к сечениям, напряжение p_α , действующее на выбранной площадке, представляют в виде двух составляющих (рис. 1, в): нормальной (перпендикулярной) к выбранному сечению, которую называют нормальным напряжением σ , и действующей вдоль этого сечения, называемой касательным (тангенциальным) напряжением τ . В отечественной литературе по тектонофизике растягивающие нормальные напряжения обычно принято считать положительными (они вызывают увеличение длины), а нормальные сжимающие — отрицательными. Поскольку в земной коре, особенно в ее глубинах, растягивающие напряжения возникают редко, в зарубежной геологической литературе чаще считают удобным принимать за положительные сжимающие на-

пряжения. Чтобы избежать недоразумений, в дальнейшем будет говориться о сжимающих и растягивающих нормальных напряжениях.

Два вида напряжений — нормальные и касательные — соответствуют двум видам деформаций (строго говоря, это справедливо лишь для изотропного тела*). Выделим в растянутом стержне (рис. 1, 2) двумя параллельными сечениями под углом α к оси стержня тонкий слой материала. На обе плоскости, ограничивающие этот слой, действуют и нормальные, и касательные напряжения. Нормальные напряжения σ соответствуют растяжению выделенного слоя, касательные — τ сдвигают одну поверхность слоя относительно другой.

Чтобы не путать понятия давление и напряжение, напомним, что давлением называют нормальную к поверхности составляющую распределенной нагрузки, приходящуюся на единицу площади поверхности тела. Но существует и понятие о давлении в каждой точке сплошной среды, с которым мы познакомимся ниже.

При анализе геологических объектов можем считать, что деформация тел вызывается только уравновешенными силами. Действительно, если приложить к телу две неравные силы $F_1 > F_2$, действующие по одной линии в противоположных направлениях, то разность сил $F_1 - F_2$ будет приводить это тело в движение с ускорением, а его деформация будет практически такой же, как если бы мы приложили вместо F_1 силу, равную по величине F_2 . Будет ли тело находиться в покое или двигаться с ускорением в пространстве, на характер его деформации это практически не влияет. Искать равнодействующую всех сил, вызывающих деформацию тела, очевидно, бесполезно: поскольку они всегда взаимно уравновешивающиеся, их равнодействующая равна нулю. Отсюда следует, что, изучая деформации (в том числе и тектонические), мы можем рассматривать деформируемое тело как остающееся в покое при действии деформирующих сил. Это означает, что под действием деформирующих сил изменяется лишь относительное положение отдельных частей тела, но не положение в пространстве деформируемого тела в целом (из этого не следует, что деформируемое тело обязательно должно быть неподвижным).

Исследование условий равновесия во многих случаях позволяет выявить все силы, действующие на деформируемое тело. Например, довольно часто встречается утверждение, что некоторая тектоническая деформация была вызвана приложением пары сил. Помня об условиях равновесия, легко видеть, что такое утверждение ошибочно: хотя силы, составляющие пару, равны и противоположно направлены, но друг друга они не уравновешивают, так как действуют не по одной линии и вызывают вращение тела. Поэтому приложенная к телу пара сил может стать причиной деформации только в том случае, если ее уравновешивает действие

* Напомним, что изотропным называется тело, свойства которого по всем направлениям одинаковы, чем оно отличается от анизотропного.

на то же тело другой пары сил, имеющей противоположно направленный момент и потому препятствующей вращению.

Приложение к телу нагрузок в нескольких направлениях создает сложное напряженное состояние тела. Знание напряженного состояния тела дает умение определить характер напряжений в каждой его точке, или, как часто говорят, поле напряжений. Напряженное состояние тела называется однородным, если напряжения во всех взаимно параллельных сечениях одинаковы в любой точке тела.

Через любую точку можно провести бесчисленное множество сечений, и каждое из них характеризуется своей величиной и направлением напряжения. Если в какой-либо точке находящегося под нагрузкой тела построить векторы напряжений в сечениях разных направлений (имеются в виду полные векторы напряжений, а не их касательные или нормальные составляющие), то концы их будут лежать на поверхности, представляющей эллипсоид, который называется эллипсоидом напряжений. Эллипсоид напряжений не является исчерпывающей характеристикой напряженного состояния в точке, поскольку его форма не зависит от знака напряжений — растягивающие они или сжимающие.

В общем случае три взаимно перпендикулярные оси эллипсоида напряжений различны по величине, т. е. эллипсоид трехосный, но при приложении нагрузки, симметричной относительно некоторой оси (в частном случае — только вдоль этой оси) он превращается в эллипсоид вращения — сплюснутый или вытянутый. При равенстве напряжений во всех направлениях эллипсоид напряжений превращается в шар — это состояние равномерного всестороннего сжатия. Если при этом величина напряжений в каждой точке зависит от веса вещества, расположенного выше данной точки, напряженное состояние называют гидростатическим: именно таким является напряженное состояние неподвижной жидкости.

Напряжения, действующие вдоль осей эллипсоида, не имеют касательной составляющей, и всегда являются только нормальными. Они называются главными напряжениями в данной точке, а их направления — осями напряжений. В общем случае одно из главных напряжений по абсолютной величине максимально, а одно — минимально, абсолютная же величина третьего главного напряжения имеет некоторое промежуточное между ними значение. Обозначим максимальное сжимающее напряжение через σ_1 , минимальное сжимающее (или максимальное растягивающее) — σ_3 , а действующее вдоль третьей оси — σ_2 (в отечественной литературе по тектонофизике, где сжимающие напряжения считают отрицательными, более приняты обратные обозначения, что очень неудобно).

Наибольшее для данной точки касательное напряжение возникает на двух площадках, проходящих через ось напряжений σ_2 под углом 45° к осям σ_1 и σ_3 . Оно равно половине разности максимального и минимального нормальных напряжений в точке (их алгебраических значений, а не абсолютных величин!): $\tau_{\max} = (\sigma_1 -$

σ_3)/2. При гидростатическом напряженном состоянии, как видно из этой формулы, наибольшее касательное напряжение равно нулю, т. е. ни на одной площадке касательных напряжений нет. Нормальное напряжение при гидростатическом напряженном состоянии называют давлением в точке сплошной среды.

Когда нормальные напряжения по одной или двум осям координат отсутствуют (или так малы, что ими можно пренебречь), говорят о плоском и линейном напряженном состоянии (в отличие от объемного, трехмерного напряженного состояния). Эллипсоид напряжений превращается в этих случаях соответственно, в эллипс или отрезок прямой. Из того, что напряженное состояние является плоским, еще не следует, что при решении любых задач можно ограничиться анализом его в плоскости, в которой действуют нагрузки: на площадках, проходящих под углом к этой плоскости, напряжения тоже существуют и, в частности, их касательная составляющая на таких площадках может оказаться больше, чем на площадках, нормальных к плоскости действия приложенных сил.

Если напряженное состояние тела плоское, то на площадках, перпендикулярных плоскости действия сил, наибольшим и наименьшим напряжениями в точке являются главные напряжения. Касательные напряжения в точке на любых двух взаимно перпендикулярных площадках, перпендикулярных плоскости действия сил, равны по величине и дают моменты противоположного направления (закон парности касательных напряжений).

При анализе напряженного состояния существенным является вопрос о месте приложения нагрузки: являются ли действующие силы поверхностными, приложенными к границам тела, или объемными (массовыми), т. е. приложенными к каждой частице тела. Поверхностное приложение сил не означает, что их действие испытывают только приповерхностные части тела: оно распространяется на все тело. Так, если сжимать с двух торцов брусок, приложенные к нему силы — поверхностные. Но сжимающие напряжения возникают по всему объему бруска, причем, если можно пренебречь граничными эффектами, они оказываются всюду одинаковыми. Мы можем выделить внутри этого бруска некоторый объем и изучать его деформацию так как если бы действующие силы были приложены непосредственно к его поверхности, а не к торцам бруска, далеко от границ этого объема.

Типичный пример объемных сил — сила тяжести. Одна лишь сила тяжести, как всякая неуравновешенная сила, произвести деформацию не может: для этого находящееся в поле силы тяжести тело должно покоиться на неподвижной опоре, сила реакции которой (являющаяся силой поверхностной), уравновешивает силу тяжести. Таким образом, приложение к телу объемной силы является здесь причиной возникновения на его границе поверхностных сил.

Рассмотрим условия нагружения вертикально стоящего бруска, который находится в поле силы тяжести и покоится на некоторой

опоре. Вследствие объемно распределенного характера силы тяжести вызванные ею сжимающие напряжения в бруске увеличиваются от верхней поверхности, где они равны нулю, к нижней, где обусловлены весом всего бруска. Если бы брусок не имел веса и находился под действием только поверхностных сил, приложенных к его верхней и нижней граням, напряженное состояние было бы одинаковым по всему объему бруска. В то же время в находящемся в поле силы тяжести ненагруженном бруске всегда можно выделить настолько небольшой по размеру объем, что влиянием его собственного веса можно пренебречь. Напряженное состояние этого объема целиком обусловлено весом находящегося выше материала, т. е. силами, поверхностными для данного объема. Иначе говоря, при изучении деформаций в поле силы тяжести — а таковы все тектонические деформации — объемный характер приложения силы тяжести имеет значение для объемов пород с большими вертикальными размерами, в пределах которых он обуславливает неоднородность напряженного состояния.

При изучении тектонических процессов, особенно образования складок в горизонтально наложенных толщах, очень часто рассматривается вопрос о двустороннем или одностороннем приложении сил. Поскольку одна сила, приложенная к телу, деформации не производит, о двустороннем или одностороннем приложении сил можно говорить, если иметь в виду лишь активные силы.

В некоторых задачах деление сил на активные и реактивные не имеет значения. Например, если мы сжимаем куб испытуемого материала двумя сближающимися плитами вертикального пресса, совершенно безразлично, какая из плит неподвижна, а какая движется. Но если сжимать с торцов двумя вертикальными плитами, одна из которых движется, а другая неподвижна, длинный горизонтальный брусок, лежащий с трением на неподвижной горизонтальной поверхности, поведение концов бруска у подвижной и неподвижной плит будет различным: сжимающие напряжения в бруске будут убывать по мере удаления от подвижной плиты, так как здесь среди реактивных сил появляется еще трение бруска об опору, обусловленное его весом. При большой длине бруска и достаточном трении неподвижная плита может вообще оказаться ненужной: сил трения хватит на то, чтобы уравновесить приложенную нагрузку.

Могут быть и другие способы приложения нагрузки, вызывающие продольное сжатие горизонтального бруска. Он может лежать с трением на материале, который обладает способностью равномерно изменять свои горизонтальные размеры (в таких условиях находится брусок влажной глины, положенный на растянутый резиновый лист). При сокращении размеров того, на чем лежит брусок, в направлении вдоль бруска в последнем возникнут сжимающие напряжения, равномерно распределенные по всей его длине.

В настоящее время в геологической литературе распространено представление о «действующих напряжениях» как причине

тектонических деформаций. Из сказанного ясно, что про напряжения точнее говорить, что они не «действуют», а возникают в теле в связи с приложением к нему различного рода нагрузок, обусловленных в конечном счете движением других тел. Поэтому при исследовании причин тектонических деформаций нельзя говорить о «действующих напряжениях» и не касаться того, какими действиями, т. е. какими движениями в земной коре созданы эти напряжения.

Общее понятие о деформации

Любое изменение формы тела или его частей можно назвать деформацией. Чаще всего приходится иметь дело с деформациями под действием внешних по отношению к телу механических нагрузок, что является предметом изучения одной из областей механики. Но форма тел может изменяться и без нагрузок: например, коробится отсыревшая деревянная доска, искривляется при нагреве металлическая пластина, состоящая из двух слоев с разными коэффициентами термического расширения. В данном разделе мы ограничимся геометрией деформаций независимо от причины и механизма их протекания. При этом, учитывая большие величины тектонических деформаций, будем рассматривать деформации без какого-либо ограничения их величины. Большую конечную деформацию будем считать результатом ряда последовательных малых деформаций.

Приложение нагрузки даже только в одном направлении обычно приводит к изменению размеров тела во всех трех измерениях (сплющивание тела между плитами пресса приводит к тому, что оно раздается в стороны, вытягивание в одном направлении приводит к уменьшению его поперечного сечения). Такую деформацию называют трехмерной. В частном случае (обычно в длинных телах постоянного сечения, нагруженных перпендикулярно оси), все изменения формы происходят в одной плоскости — например, плоскости XZ на рис. 2, a — и не зависят от третьей координаты Y (т. е. все перемещения материальных точек тела происходят только в плоскостях, параллельных XZ). Иначе говоря, изменения формы в точности одинаковы во всех сечениях тела, параллельных плоскости XZ . Такая деформация называется плоской, а плоскость XZ называется в этом случае плоскостью деформации. Из определения плоской деформации следует, что все материальные точки тела, лежащие на одном перпендикуляре к плоскости деформации, и после деформации остаются на одном перпендикуляре, причем расстояния между ними вдоль перпендикуляра не изменяются.

Во многих задачах структурной геологии деформации рассматриваются как плоские. В частности, такой подход принят при выборе вертикальных разрезов, поперечных к простиранию складок, в качестве основного способа изображения складчатой структуры. Такие разрезы очень хороши для изображения линейных складок

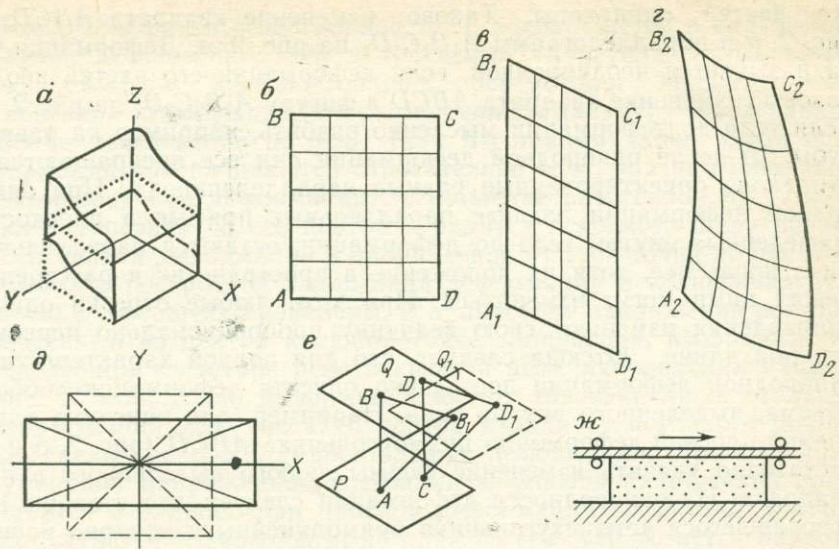


Рис. 2

с шарнирами, близкими к горизонтальным, но плохо отражают структуры, образование которых не сводилось к деформации лишь в одной вертикальной плоскости, — например, складки с крутыми шарнирами.

Строго одномерная, или линейная большая деформация в геологической обстановке нереальна, но может возникнуть ситуация, когда нас интересует лишь изменение размеров в каком-либо одном направлении, и тогда деформацию можно рассматривать как одномерную.

Одномерную, или линейную деформацию, определяют либо величиной Δl абсолютного увеличения первоначальных размеров тела, либо величиной относительной деформации $\epsilon = \Delta l/l$, где l — исходная длина тела, а Δl — приращение длины. Если деформация состоит в укорочении тела, Δl и ϵ обычно считают отрицательными.

Если тело может давать сколь угодно большие деформации, то при удлинении ϵ может принимать сколь угодно большие значения, а при укорочении ϵ может изменяться только от 0 до -1 . Чтобы сделать удлинение и укорочение легко сравнимыми даже при больших деформациях, удобнее характеризовать удлинение степенью удлинения $\lambda = (l + \Delta l)/l = 1 + \epsilon$, а укорочение (когда Δl отрицательно) — обратной величиной $1/\lambda = l/(l + \Delta l) = 1/(1 + \epsilon)$, которую можно назвать степенью укорочения.

Однородные деформации

Деформация тела или некоторого объема сплошной среды называется однородной, если относительные деформации любых

1277



его частей одинаковы. Таково изменение квадрата $ABCD$ на рис. 2, б в параллелограмм $A_1B_1C_1D_1$ на рис. 2, в. Деформация тела называется неоднородной, если деформации его частей неодинаковы (изменение квадрата $ABCD$ в фигуру $A_2B_2C_2D_2$ на рис. 2, г). Если тело до деформации мысленно разбить, например на равные кубы, то после однородной деформации они все превращаются в одинаково ориентированные равные параллелепипеды. При однородной деформации любые параллельные прямые и плоскости, проведенные внутри тела до деформации, остаются параллельными и после нее, хотя их положение в пространстве и расстояния между ними могут измениться. При этом любые отрезки одного направления изменяют свою величину пропорционально первоначальной длине. Отсюда следует, что для полной характеристики однородной деформации достаточно описать деформацию любого объема, выделенного внутри тела. Например, для описания однородной плоской деформации прямоугольника $ABCD$ (рис. 2, б и в) достаточно указать изменение формы любого выделенного в нем квадрата. Из однородности деформации следует, что стороны образовавшегося четырехугольника прямолинейны и попарно равны, т. е. что прямоугольник превратился в параллелограмм.

Для полной характеристики неоднородной деформации надо определить либо положение каждой точки тела после деформации, либо деформацию в каждой точке. При этом под деформацией в точке имеется в виду деформация некоторого объема вокруг этой точки, достаточно малого, чтобы неоднородностью его деформации можно было пренебречь, но и не настолько малого, чтобы надо было учитывать дискретность строения вещества — то, что оно состоит из кристаллов, молекул и т. д. Деформацию в точке бывает удобно иллюстрировать деформацией маленького шара или куба, мысленно выделенного в теле вокруг точки. Большую неоднородную деформацию удобно изображать графически, например, как деформацию сетки с кубической ячейкой, а для плоской деформации — квадратной сетки, мысленно построенной в теле до деформации (разумеется, этот способ пригоден и для изображения однородной деформации). Зная положение любой точки, линии или фигуры внутри тела относительно узлов этой сетки до деформации, легко определить их положение и после деформации.

В каждой точке тела, деформированного без изменения объема (а при однородной деформации это справедливо и для всего тела), есть направления наибольшего удлинения и наибольшего укорочения, которые всегда взаимно перпендикулярны. В теле, деформированном с изменением объема, это могут быть направления наибольшей и наименьшей одинаковой деформации: укорочения для всесторонне сжатого тела и удлинения для всесторонне растянутого. Изменение размеров в третьем направлении, перпендикулярном этим двум, имеет в общем случае некоторое промежуточное значение (или равно одному из них). Эти три взаимно перпендикулярных направления называются осями деформации.

Шар, вписанный в изотропное тело, превращается в случае однородной деформации тела в трехосный эллипсоид, называемый эллипсоидом деформации, оси которого являются осями конечной деформации, а их отношения к диаметру шара равны степеням деформации по осям (как мы увидим далее, когда оси деформации поворачиваются относительно тела, они не совпадают с осями конечной деформации). Отношение расстояния от любой точки эллипсоида до его центра к радиусу исходного шара равно относительной деформации в направлении от этой точки до центра.

Способы построения эллипсоида деформации и эллипсоида напряжений совершенно различны. В эллипсоиде напряжений вектор, проведенный из центра к любой точке эллипсоида, изображает в определенном масштабе действующее в этом направлении напряжение. В эллипсоиде деформаций имеют значение лишь отношения расстояний его точек до центра к радиусу исходного шара, представляющие собой относительные деформации. При плоском (двумерном) напряженном состоянии эллипсоид напряжений превращается в эллипс. При плоской деформации эллипсоид деформации остается эллипсоидом, но одна из его осей остается равной диаметру исходного шара, а вся деформация полностью характеризуется соотношениями, выявляющимися в сечении, проходящем через две другие оси, т. е. соотношениями между эллипсом и исходной окружностью, являющейся сечением исходного шара. С уменьшением напряжений во всех направлениях до нуля эллипсоид напряжений обращается в точку. Если деформации уменьшаются во всех направлениях до нуля, эллипсоид деформации превращается в исходный шар.

Если величины деформации по двум осям деформации равны, это означает, что деформации в плоскости, проходящей через эти оси, равны во всех направлениях, и, следовательно, любые два взаимно перпендикулярных направления в этой плоскости могут быть приняты за оси деформации. Исходный шар превращается при такой деформации в одноосный эллипсоид, т. е. эллипсоид вращения (сплюснутый или вытянутый). Если деформации равны по всем трем осям (исходный шар остается шаром, изменяется только его радиус), тело после деформации остается подобным исходному, т. е. изменяет свой объем, не изменяя формы.

Любую деформацию, происходящую с изменением объема, можно представить как сумму двух процессов: изменение объема без изменения формы и собственно изменение формы. Однородное изменение объема можно рассматривать как изменение масштаба, т. е. размера ячейки мысленно построенной сетки, а собственно деформацию — как деформацию тела, изображенного в новом масштабе этой новой сетки.

Всякую однородную деформацию можно представить как результат сложения двух видов деформации: укорочения-удлинения и простого сдвига. Двойной термин укорочение-удлинение приходится употреблять в связи с тем, что, за исключением некоторых особых условий нагружения, укорочение тела по

одной оси неизбежно связано с удлинением его по одной или двум другим осям. Укорочением и удлинением называются деформации, а сжатием и растяжением — деформирующие воздействия. Различать эти термины необходимо, поскольку тело может удлиняться и в направлении сжатия, (если в этом направлении величина сжатия меньше, чем в других). Когда тело испытывает укорочение по одной оси и удлинение по двум другим осям, говорят, что оно сплющивается, если же по одной оси происходит удлинение, а по двум другим укорочение — что оно вытягивается.

Оси деформации при укорочении-удлинении в течение всей деформации сохраняют одни и те же направления относительно тела (рис. 2, *д*). Для описания такой деформации достаточно указать величину линейной деформации в направлении ее осей (трех для трехмерной и двух — как на рис. 2, *д* — для плоской) одним из трех приведенных ранее способов.

Если в теле, испытывающем укорочение-удлинение, провести оси координат по осям деформации, то для любой точки тела, имевшей до деформации координаты (x, y, z) , координаты после деформации (x_1, y_1, z_1) определяются тремя уравнениями любого из трех видов: $x_1 = x + \Delta x$, $x_1 = x + \epsilon_x x$, $x_1 = \lambda_x x$, где Δx — абсолютное приращение координаты, ϵ_x — относительная деформация и λ_x — степень удлинения по данной оси (таковы же уравнения для y_1 и z_1).

Равные единице ребра куба, параллельные осям деформации, приобретают после деформации размеры, численно равные степеням удлинения по осям $\lambda_x, \lambda_y, \lambda_z$. Если деформация протекает без изменения объема, то ее величина по третьей оси не является независимой, и тогда справедливо уравнение $\lambda_x \lambda_y \lambda_z = 1$, а для плоской деформации $\lambda_x \lambda_y = 1$ или $\lambda_x = 1/\lambda_y$. Таким образом, при плоской деформации без изменения объема тело становится длиннее по одной оси деформации ровно во столько раз, во сколько оно становится короче по другой оси.

Простым сдвигом называется деформация, при которой каждая точка тела смещается параллельно заданному направлению на величину, пропорциональную расстоянию от заданной плоскости, которая также параллельна заданному направлению (рис. 2, *е*). Если в деформируемом теле провести систему плоскостей, параллельных заданной, они при такой деформации будут перемещаться одна относительно другой, оставаясь параллельными и сохраняя неизменными расстояния между собой (например, плоскости P и Q на рис. 2, *е*), а перемещения любых точек одной плоскости относительно другой будут равными параллельными отрезками (BB_1 и DD_1).

Плоскости, параллельные P и Q , называются плоскостями скольжения, хотя, если сдвиг не сопровождается нарушением сплошности, скольжения по ним не происходит (скольжением называется относительное перемещение двух тел вдоль поверхности их соприкосновения). Следовательно, никаких реальных физических особенностей плоскости скольжения в общем случае не име-

ют: это лишь поверхности, с помощью которых описывается характер деформации. Направление конечных перемещений при сдвиге точек одной плоскости относительно другой (BB_1 и DD_1) называется направлением сдвига. Из определения простого сдвига следует, что он происходит без изменения объема, поскольку расстояние между плоскостями скольжения не изменяется, и сами они не деформируются (любая изображенная на них фигура не изменяет ни формы, ни площади).

Осуществить в достаточно чистом виде однородный простой сдвиг в однородном материале можно, приклеив к тонкой длинной пластине из этого материала с обеих сторон по жесткой пластине и затем смещая их одну вдоль другой (рис. 2, ж). Простой сдвиг испытывает, в частности, жидкость при ламинарном течении вдоль плоской поверхности.

Простой сдвиг можно также осуществить приложением разными способами нагрузки к неоднородному анизотропному материалу, состоящему из параллельных слоев, способных перемещаться друг по другу. Для геологической обстановки, где параллельно-слоистое строение весьма обычно и относительное смещение слоев параллельно их поверхностям часто происходит легче, чем какое-либо другое перераспределение материала, простой сдвиг представляет собой в первом приближении неплохую модель многих природных деформаций.

Простой сдвиг является однородной деформацией, если все параллельные прямые линии, проведенные в теле, остаются после деформации параллельными прямыми (в частности, все точки тела, лежавшие на отрезках прямых AB и CD на рис. 2, е, после деформации оказываются лежащими на отрезках прямых AB_1 и CD_1).

Все перемещения точек деформируемого тела при однородном простом сдвиге происходят в плоскости, проходящей через направление перемещения и перпендикулярной плоскости скольжения. На рис. 2, е они происходят в плоскости, проведенной через точки A , B и B_1 или C , D и D_1 , которая является плоскостью деформации. Таким образом, однородный простой сдвиг — это всегда плоская деформация (в отличие от укорочения-удлинения, которое в общем случае трехмерно) и для полного ее изображения вполне достаточно плоского чертежа (рис. 3, а).

Для полного определения величины относительной деформации при простом сдвиге достаточно указать отношение γ величины относительного смещения двух плоскостей скольжения в направлении сдвига к расстоянию между этими плоскостями (BB_1/BA на рис. 2, е и 3, а). Легко видеть, что $\gamma = \operatorname{tg} \alpha$, где α — угол, называемый углом сдвига, на который поворачивается в ходе деформации перпендикуляр A_1B_1 к плоскости скольжения.

Если в теле, испытывающем простой однородный сдвиг, провести ось X прямоугольной системы координат в направлении сдвига, а ось Z — перпендикулярно к плоскости скольжения, то для точки E (рис. 3, а) с координатами (x, y, z) координаты после деформа-

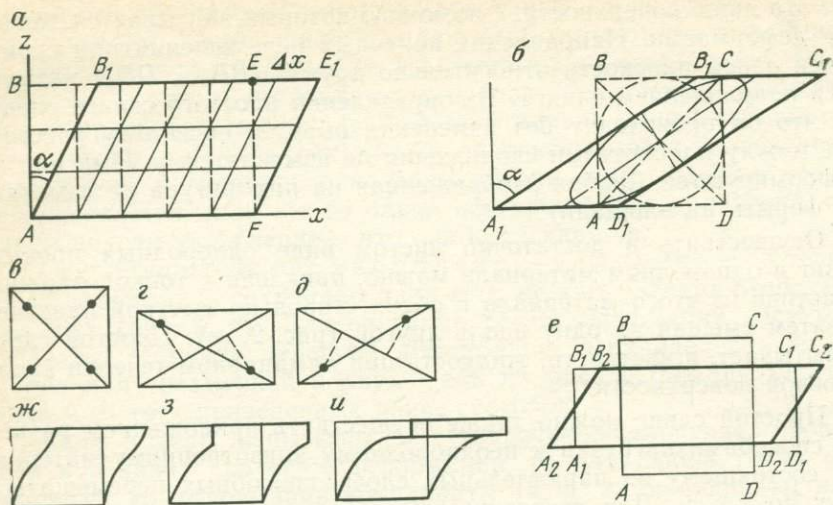


Рис. 3

ции (x_1, y_1, z_1) определяются уравнениями: $x_1 = x + \Delta x = x + \gamma z$, $y_1 = y$, $z_1 = z$.

При простом сдвиге, как и при укорочении-удлинении, в любой момент деформирования есть два взаимно перпендикулярных направления наибольших удлинения и укорочения. Так, в самый начальный момент сдвига исходного квадрата $ABCD$ (см. рис. 3, б) наибольшее укорочение происходит вдоль его диагонали BD , а наибольшее удлинение — вдоль диагонали AC . Направления наибольших удлинения и укорочения, происходящих в любой момент развивающегося сдвига, всегда остаются направленными под углом 45° к направлению сдвига. Но перекашивание тела при простом сдвиге приводит к тому, что эти направления поворачиваются относительно тела, проходя через все новые и новые его точки. В результате изменяется и положение относительно точек тела направлений наибольших укорочения и удлинения, происшедших с начала деформирования, которые совпадают с наименьшей и наибольшей осями эллипса, получающегося из построенного в плоскости деформации исходного круга (см. рис. 3, б). По мере развития деформации, т. е. по мере перекашивания получающегося из квадрата параллелограмма $A_1B_1C_1D_1$, направление наибольшего удлинения приближается к положению, параллельному сторонам A_1B_1 и C_1D_1 , а направление наибольшего укорочения — к перпендикуляру к этим сторонам. Из этого следует, что эллипсоид деформации непригоден для описания большой сдвиговой деформации: показывая направление осей деформации в конечный момент, он не отражает вращения осей в ходе деформации. Таким образом, эллипсоид деформации полностью характеризует лишь укорочение-удлинение.

Многие структурные результаты простого сдвига в геологической обстановке связаны не со сдвигом как таковым, а с тем, что и при нем происходит укорочение-удлинение. Так, из рис. 3, б видно, что сдвиг большой величины приводит к значительному вытягиванию исходно изометричных объемов, выделенных внутри тела. Приняв размер стороны исходного квадрата $AB=1$, имеем длинную сторону параллелограмма $l=A_1B_1=1/\cos \alpha$ и толщину параллелограмма $h=\cos \alpha$. Отсюда отношение длинной стороны получившегося вытянутого параллелограмма к его толщине $l/h=1/\cos^2 \alpha$. Чтобы оценить результат, не прибегая к таблицам, можем, поскольку при α близком к 90° $\sin \alpha \approx 1$, умножить l/h на $\sin^2 \alpha$. Тогда $l/h \approx \sin^2 \alpha / \cos^2 \alpha \approx \operatorname{tg}^2 \alpha \approx \gamma^2$. Таким образом, отношение длинной стороны параллелограмма, получающегося при очень большом сдвиге из квадрата, к его поперечному размеру близко ко второй степени относительного сдвига. Следовательно, сдвиг, например, на пятикратную величину расстояния между сдвигаемыми линиями превращает квадрат в вытянутую фигуру с отношением длинной стороны к ее поперечному размеру, равным 25 (отношение длинной диагонали к толщине еще больше).

При укорочении-удлинении, как и при сдвиге, одни части тела сдвигаются относительно других. Более того, если нет такого сдвига, то нет и деформации, поскольку отсутствие сдвига означает сохранение углов между любыми линиями, проведенными в теле до деформации, и, следовательно, отсутствие деформации (сохранение всех углов возможно лишь при изменении объема без изменения формы). Действительно, когда квадрат однородно деформируется в прямоугольник (рис. 3, в—д), точки, лежавшие до деформации на одной диагонали квадрата, оказываются сдвинутыми относительно другой диагонали: как видно на рис. 3, г и д, они теперь оказываются на разных перпендикулярах к ней. При этом данную деформацию можно рассматривать как сдвигание против часовой стрелки вдоль одной диагонали (рис. 3, г) или по часовой — вдоль другой (рис. 3, д).

Любую однородную деформацию тела можно рассматривать как сумму удлинения-укорочения и сдвига. Покажем это на примере плоской деформации (рис. 3, е). При однородной деформации квадрат превращается только в параллелограмм: неравенство противлежащих сторон получившегося четырехугольника означало бы неодинаковую величину деформации вдоль этих сторон и, следовательно, неоднородность деформации. Деформацию квадрата $ABCD$ в косоугольный параллелограмм $A_2B_2C_2D_2$ можно представить как результат двух стадий деформации: сначала укорочения-удлинения, когда квадрат $ABCD$ превращается в прямоугольник $A_1B_1C_1D_1$, а затем простого сдвига этого прямоугольника, даже если на самом деле то и другое идет одновременно.

Неоднородные деформации

Деформация изучаемого объема называется неоднородной, если неодинаковы деформации его частей. Однако характер этой

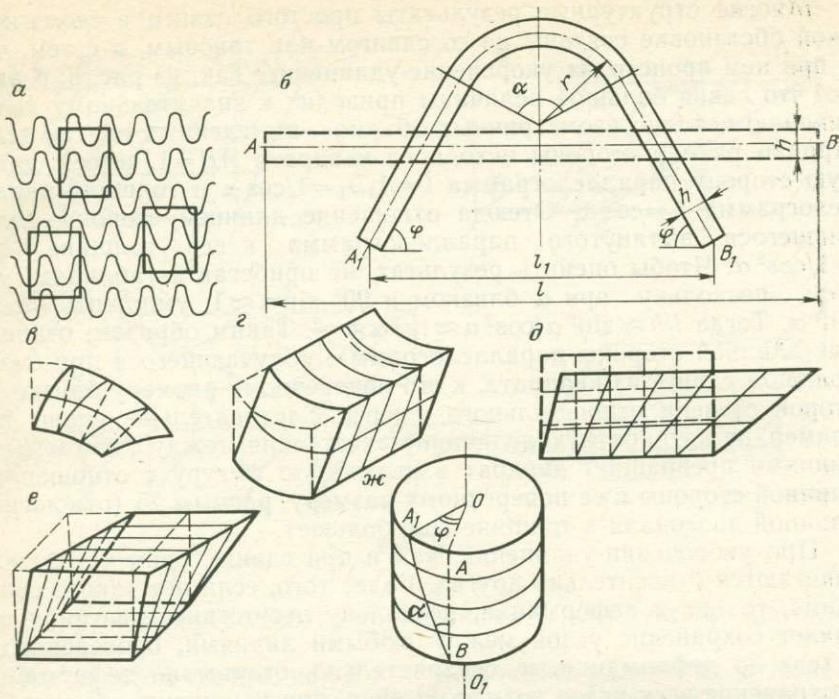


Рис. 4

неоднородности и соответственно подход к ней могут быть различными. В одних случаях неодинаковость деформации разных частей рассматриваемого объема имеет случайный характер, в связи с чем результаты этих случайных различий деформаций малых объемов, суммируясь, взаимно уничтожаются в больших объемах. Такая деформация статистически однородна. Деформацию любого крупного объема мы можем рассматривать как однородную, если его можно разделить на более мелкие объемы, деформация которых протекала одинаково (с устраивающей нас степенью точности), даже если внутри этих меньших объемов она была заведомо неоднородной. Например, изгиб — типичный пример неоднородной деформации и, следовательно, любая складчатая структура — результат неоднородной деформации. В то же время, изучая складчатую структуру района, мы можем обнаружить, что она состоит из многочисленных складок приблизительно одинаковой формы и размеров, в связи с чем один участок, в пределах которого находится несколько складок (рис. 4, а), не отличается принципиально от любого другого участка сходных размеров. В таком случае мы вправе рассматривать деформацию всей толщи как однородную и, следовательно, можем судить о величине и направлении деформации, которую испытал большой объем пород, содержащий

очень много складок, по величине деформации меньшего объема, в который попало лишь несколько складок.

В других случаях отличие деформации разных частей рассматриваемого тела или объема имеет принципиальный характер. Например, при изгибе балки, лежащей концами на опорах и нагруженной в середине поперечной силой, нельзя не учитывать, что вогнутая сторона балки испытывает сжатие, а выпуклая — растяжение. Если считать, что ее деформация приблизительно однородная, то мы вообще не установим, что же происходит с нагруженной балкой. Именно такие деформации, которые нельзя свести усреднением к однородной, не исказив их существа, будем называть неоднородными деформациями. При этом внутри неоднородно деформированного объема могут оказаться довольно большие участки, деформированные однородно. При любой неоднородной деформации деформируемое тело можно разбить на столь малые объемы, что их деформацию можно считать с достаточной степенью точности однородной, т. е. рассматривать ее как сочетание укорочения-удлинения и простого сдвига. Чтобы охарактеризовать деформацию тела в целом, для каждого такого малого объема надо указать еще величину и направление его поворота при деформации тела.

Основной признак, отличающий однородную деформацию от неоднородной, состоит в том, что при однородной деформации параллельные прямые любого направления, проведенные в теле до деформации, остаются параллельными прямыми и после деформации, тогда как после неоднородной деформации они перестают быть параллельными*. Более того, в теле, испытывающем неоднородную деформацию, всегда можно провести до деформации прямые такого направления, которые после деформации станут кривыми. Если при однородной деформации для определения деформации всего тела достаточно знать деформацию какой-либо его части, то для неоднородно деформируемого тела этот способ не годится: по деформации одной части тела нельзя определить деформацию всего тела. В неоднородно деформируемом теле отдельные его части могут не деформироваться, а только изменять свое положение относительно других частей. Поэтому связи между деформациями в отдельных точках и изменением расстояний между ними значительно сложнее, чем при однородной деформации. При небольших относительных деформациях во всех точках тела относительные изменения его размеров в целом могут оказаться очень большими. Разберем это на примере изгиба пласта, образующего складки.

Пусть участок AB длиной l пласта мощностью h изогнулся в складку (рис. 4, б). Для простоты расчета предположим, что замок складки изображается дугой в α радиан окружности радиуса

* На рис. 4, а параллельными остаются как осевые плоскости, так и зеркала складок, но не сами слои. Следовательно, называть деформацию однородной мы можем только в том случае, если изгибы слоев предоставляются мелкими деталями, которые нас не интересуют.

r (по средней линии пласта), а крылья складки прямолинейны и образуют с начальным положением пласта одинаковые углы φ ($\varphi = \alpha/2$ как углы со взаимно перпендикулярными сторонами). Примем, что длина средней линии при изгибе не изменяется и в крыльях никакой деформации не происходит.

Деформация малых объемов имеет максимальное значение у поверхности слоя в замке складки, и поскольку она одинакова вдоль всей дуги, определяется относительным изменением длины дуги. Длина дуги средней линии равна $r\alpha$, длина дуги внутренней поверхности слоя — $(r-h/2)\alpha$. Относительное укорочение на внутренней поверхности слоя в замке складки $\varepsilon = [r\alpha - (r-h/2)\alpha] / r\alpha = h/2r$. Положим $h=10$ см, $l=6$ м, $r=1$ м, $\varphi=60^\circ = \pi/3$ (соотношения, характеризующие открытые складки), тогда максимальная относительная деформация в замке складки $\varepsilon = h/2r = 10/200 = 0,05$.

Деформацию толщи, которая однородно смята в такие складки, можно охарактеризовать относительным изменением ее горизонтальной протяженности. В данном примере это будет относительное сближение точек A и B при перемещении их в положение A_1 и B_1 , т. е. $(l-l_1)/l$. При принятых нами значениях углов и исходной длины участка слоя длина дуги в замке складки равна $2\pi/3 \approx 2$ м, т. е. на крылья остается почти по 2 м. Тогда проекция каждого крыла на исходное направление слоя равна $2 \times \cos 60^\circ = 1$ м, проекция замка — приблизительно $1 \cdot 2 \sin 60^\circ = 1,6$ м, а полная проекция складки — 3,6 м. Отсюда относительное сближение точек A и B равно $(6-3,6) : 6 = 0,4$. Таким образом, величина деформации толщи в данном примере почти на порядок превышает максимальную деформацию внутри изогнутого пласта. При этом деформация пласта сосредоточена в замке складки, а части пласта, приходящиеся на крылья, испытали лишь поворот и перемещение относительно первоначального положения. Различие между величиной деформации в отдельных точках и деформацией всей толщи еще больше усиливается, если часть деформации толщи реализуется через смещение по разрывам.

Относительная деформация при складкообразовании характеризуется не только укорочением толщи вдоль первичного положения слоистости, но и, учитывая сохранение объема при остаточной деформации, ее соответствующим общим утолщением (даже при неизменной мощности пластов оно неизбежно вследствие увеличения их вертикальной мощности при повороте). В данном примере, когда толщина после деформации стала иметь лишь 0,6 своей первоначальной длины, ее размеры по нормали к зеркалу складок после деформации равны (при постоянстве объема и отсутствии деформации в третьем измерении) $1 : 0,6 = 1,67$ первоначальной мощности.

Из большого различия величин деформаций всей испытывающей складкообразование толщи в целом и отдельных участков слагающих толщу слоев (в нашем примере это 0,4 и 0,05 соответственно) ясно, почему даже в сильно дислоцированных толщах не всегда есть следы значительной деформации пород и тем более

слагающих их зерен. В условиях же метаморфизма, когда деформация зерен часто целиком происходит за счет их растворения и кристаллизации, бывает, что и в местах самого резкого изгиба слоев в сильно сжатых складках под микроскопом не видно следов деформации зерен. То, что они росли в условиях деформации, определяется по статистически проявляющейся упорядоченности ориентировки их кристаллографических элементов.

Рассматривая объемы, во много раз отличающиеся по размеру, мы видим, как в зависимости от размеров изменяется характер деформации. Однородная деформация малого объема пород, выделенного в слое, совершается через неодинаковую деформацию зерен минералов. Из различных по величине и направлению однородных деформаций малых объемов складывается неоднородная деформация слоя, изогнутого в складки. Большие объемы смятой в складки слоистой толщи могут оказаться смятыми в складки статистически однородно и испытывать в целом укорочение-удлинение.

Неоднородные деформации очень разнообразны, так как сочетания направлений и величин деформации отдельных частей неоднородно деформируемого тела, зависящие от условий нагружения и неоднородности его строения, могут быть очень различными.

Одним из видов неоднородной деформации является неоднородный простой сдвиг, отличие которого от однородного простого сдвига, как это видно на рис. 3, *ж*, состоит в том, что величина угла сдвига изменяется в направлении, перпендикулярном к плоскости скольжения. Такая деформация с плавным нарастанием угла сдвига от краев к середине зоны сдвига довольно обычна в геологической обстановке, когда зона сдвига сечет слоистую текстуру или массивную породу.

Встречается и другой вариант неоднородного сдвига (см. рис. 3, *з*), когда величина угла сдвига нарастает до некоторой величины, а потом скачком уменьшается до нуля. Часто такой скачок происходит на поверхности раздела пород с разными деформационными свойствами и нередко вдоль нее наблюдается также нарушение сплошности и смещение (см. рис. 3, *и*). Такой неоднородный сдвиг очень часто происходит вдоль слоистости, и изменение угла сдвига объясняется изменчивостью свойств слоя поперек слоистости.

Неоднородный сдвиг может происходить вдоль не плоских, а криволинейных поверхностей, что в геологической обстановке наиболее обычно (рис. 4, *в*, *г*), причем поверхности скольжения могут иметь кривизну как в направлении сдвига (рис. 4, *в*), так и в перпендикулярном ему (рис. 4, *г*).

При неоднородном простом сдвиге направление и величина смещений всех точек, принадлежащих одной поверхности скольжения, как и при однородном сдвиге, одинаковы, и угол сдвига во всех точках одной поверхности скольжения постоянен. Изменение угла сдвига вдоль направления сдвига требует, как видно на рис. 4, *д*, искажения исходных расстояний в этом направлении, а отсюда следует, в связи с постоянством объема, обязательность измене-

ния и расстояний между плоскостями скольжения. Такая деформация уже будет не простым сдвигом, а сочетанием неоднородного простого сдвига с неоднородным укорочением-удлинением.

Если величина угла сдвига монотонно изменяется вдоль плоскости скольжения в направлении, нормальном к направлению сдвига (рис. 4, *е*), такая деформация называется кручением. В технике обычно рассматривается его частный случай — простое кручение, когда все сечения тела, перпендикулярные некоторой прямой, именуемой осью кручения OO_1 , поворачиваются в своей плоскости вокруг оси кручения на угол φ , пропорциональный расстоянию вдоль оси (рис. 4, *ж*). Эти сечения аналогичны плоскостям скольжения при простом сдвиге. При простом кручении частицы тела перемещаются в плоскостях скольжения по дугам концентрических окружностей с центрами, лежащими на оси кручения.

Если плоскости скольжения остаются при деформации плоскостями, т. е. кручение никакой другой деформацией не осложняется, то все точки одной плоскости скольжения, находящиеся на одинаковом расстоянии от оси кручения, смещаются при кручении по дуге одной и той же длины (см. рис. 4, *ж*), а все радиусы, лежащие в одной плоскости скольжения, поворачиваются вокруг оси на один и тот же угол φ . Величина угла поворота при простом кручении изменяется по нормали к направлению скольжения линейно, т. е. прямо пропорционально расстоянию вдоль оси кручения. Угол α , на который поворачивается отрезок, соединяющий точки, лежащие до деформации на одном перпендикуляре к плоскости скольжения, называется при кручении уже не углом сдвига, а углом закручивания, и для всех точек, находящихся на равном расстоянии от оси кручения, он одинаков. Угол закручивания при простом кручении не изменяется вдоль оси кручения. В геологической обстановке угол закручивания может изменяться вдоль оси кручения (аналогично неоднородному сдвигу) — например, в связи с возможным изменением вдоль нее деформационных свойств.

В геологической обстановке возможные структурные результаты кручения практически еще не изучены и способы выделения кручения из других видов деформации не разработаны, хотя кручение как составная часть более сложных трехмерных деформаций должно быть распространено очень широко. Оно происходит всюду, где изменяет свою величину или угасает сдвиговое смещение. Реальная картина осложняется тем, что в разных местах возникают свои оси кручения, которые к тому же могут смещаться в ходе деформации. Но когда мы изучаем эту деформацию в плоском сечении (обычно — вдоль направления сдвига), мы воспринимаем ее как простой сдвиг. Трудность трехмерного изучения геологической структуры приводит к тому, что о роли кручения практически никто не задумывается.

Распространенным видом неоднородной деформации является изгиб, но поскольку он представляет для нас особый интерес, ему будет посвящена ниже специальная глава.

Деформации сплошной среды

До сих пор мы рассматривали деформации тел, имеющих свободные границы, т. е. предполагали, что среда, в которой находятся тела, не оказывает на них воздействия на их границах и соответственно не влияет на поведение тел при деформации. Изучая деформации геологических тел, находящихся внутри земной коры, мы не можем не учитывать, что к любому телу вплотную прилегают другие тела, т. е. мы не можем рассматривать деформацию геологических тел как тел изолированных, поскольку имеем дело с деформируемой средой. Внутри этой среды можно мысленно выделить для изучения интересующий нас объем и рассматривать его как деформируемое тело, но нельзя забывать, что он окружен веществом, которое обладает своими деформационными свойствами, и его поведение в процессе деформации влияет на поведение изучаемого объема.

Если исключить из рассмотрения геологические тела, выходящие на поверхность, то все остальные тела окружены горными породами со всех сторон. Более того, мы часто не знаем, где по отношению к изучаемому телу или объему горных пород находилась во время деформации та единственная свободная граница геологической среды, которую представляла существовавшая тогда поверхность рельефа. Во всяком случае, когда мы изучаем тектонические деформации, происходившие на большой глубине, и исследуем не очень большие объемы пород, мы имеем право допустить, что эта свободная граница находилась настолько далеко, что выбранный объем можно считать частью бесконечной среды.

Сплошной средой в механике называется пространство, в котором макроскопически непрерывно распределено вещество, в связи с чем также непрерывно распределены масса и характеристики состояния и движения вещества. Изучением сплошной изменяемой среды занимается, например, гидромеханика, и некоторые ее закономерности могут быть использованы при анализе тектонических деформаций. Но гидромеханикой изучается среда однородная или же среда, свойства которой изменяются от точки к точке плавно. Геологическая среда в принципе неоднородна, и изменения свойств на границах геологических тел часто происходят скачкообразно. Равным образом и скорости движения могут в ней изменяться скачком — как на границах проскальзывающих один по другому слоев, так и у поверхностей разрывных нарушений. Только если рассматривать очень большие объемы, по сравнению с размерами которых все эти дискретные смещения незначительны, можно считать геологическую среду непрерывной, сплошной.

Выделив для изучения какой-либо объем внутри сплошной среды, можно рассматривать и его деформацию, и перемещение в целом относительно других частей среды. В сплошной среде относительное перемещение всякого малого объема есть результат деформации включающего его большего объема.

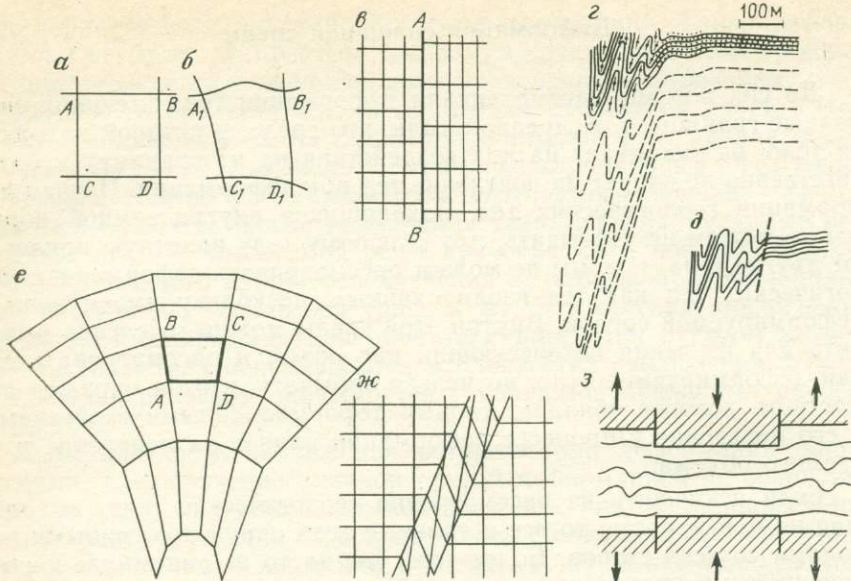


Рис. 5

Из непрерывности среды следует, что деформация любого выделенного в ней для изучения объема обязательно связана с деформацией прилежащих объемов. Например, изучая плоскую деформацию выделенного в сплошной среде квадрата $ABCD$ (рис. 5, а), мы должны иметь в виду, что любая его сторона является одновременно стороной другого, прилежащего квадрата, а каждая его вершина принадлежит одновременно четырем соседним квадратам. Отсюда следует, что в сплошной среде нельзя деформировать какой-то выделенный внутри нее объем, не деформируя при этом окружающие его объемы. Исключения из этого правила возможны в двух случаях. Не составляет труда, как мы увидим далее, деформировать определенным образом часть сплошной среды, ограниченную двумя параллельными плоскостями. Кроме того, деформация окружающей среды необязательна, если причина деформации рассматриваемого объема находится внутри него (применительно к геологической обстановке это возможно для более крупных объемов, чем те, которые мы рассматриваем). Отсюда следует также, что если по обе стороны некоторой линии AB (рис. 5, в) величина деформации вдоль AB была различна, например, исходно равные квадраты превратились в разные по форме прямоугольники, но равные по площади, поскольку изменением объема можно пренебречь, то линия AB оказывается линией нарушения сплошности, т. е. разрыва. Очевидно, то же самое справедливо и для трехмерной деформации.

Приведенные соображения заставляют, например, заключить, что зарисовка геологической структуры на рис. 5, г [12, рис. 23]

скорее всего искажает существующие соотношения. На ней изображен предполагаемый переход почти горизонтально лежащих метапесчаников (правая часть рисунка) в метаморфические сланцы, смятые в сжатые складки (левая часть рисунка). Мощность сланцев в замках складок минимум втрое больше нормальной мощности песчаников. Надо полагать, изображенная структура приблизительно в таком же виде продолжается вверх и вниз (угасание структуры по вертикали возможно в случае резкой смены пород гораздо более податливыми, что в данных условиях мало вероятно). Поэтому, продолжая разрез вниз (или вверх), мы должны, пристраивая каждые 500 м мощности пологолежащих слоев, наращивать смятый в складки участок на 1500 м, как это начато пунктирными линиями. Таким образом, нижние слои сланцев оказываются смещенными относительно соответствующих нижних слоев песчаника на 1 км. В слоях, изображенных на рисунке, ширина зоны перехода песчаников в сланцы составляет около 50 м. Мало вероятно, чтобы такой короткий участок слоев мог растянуться на 1 км, образовав крутую флексуру. А если экстраполировать структуру дальше, амплитуда смещения будет возрастать. В такой ситуации естественнее предположить, что между пологозалегающими слоями и складчатой структурой проходит разрывное нарушение. Однако оно оказывается при этом весьма своеобразным: амплитуда смещения по нему растет по мере удаления вверх и вниз от места, изображенного на рис. 5, г, а направления смещения в частях, надстроенных вверх и вниз, противоположны. Получается, что зарисованное место для этого разреза уникально, поскольку с приближением к нему угасают подходящие сверху и снизу разрывы. Такая картина возможна, но мало вероятна (особенно если учесть, что это уникальное место совпало к тому же с современным эрозионным срезом). Поэтому, скорее всего, и в части разреза, изображенной на рис. 5, г, между пологолежащими и смятыми слоями проходит разрывное нарушение, как на рис. 5, д. Таким образом, непосредственный переход метапесчаников в метаморфические сланцы здесь, по-видимому, наблюдать нельзя (и, следовательно, вопрос об их возрастных соотношениях и о степени сближения разнородных образований в результате смещения по разрыву должен решаться на основе дополнительных данных).

Однородные деформации могут охватывать сколь угодно большой объем среды — его размеры величину деформации не ограничивают. Действительно, если мы можем представить себе бесконечное во всех трех измерениях множество прилегающих один к другому кубов, то в той же мере возможно и равномерное заполнение бесконечного пространства образовавшимися из них при деформации равными параллелепипедами, основания которых, лежащие в плоскости сдвига, остаются равными граням куба.

Неоднородные деформации, наоборот, редко могут ритмически повторяться в сколь угодно большом числе окружающих объемов. Представим себе, что исходная квадратная сетка деформировалась при плоской неоднородной деформации таким образом, что ис-

ходный квадрат превратился в равнобочную трапецию $ABCD$ (рис. 5, *е*). Соседние квадраты справа и слева могут деформироваться в такие же трапеции, но, как видно из рисунка, далеко в обе стороны такие соотношения сохраняться не могут. Квадраты, прилежавшие со стороны более широких оснований трапеций ряда, с которого мы начали, могут деформироваться в равные по площади равнобочные трапеции лишь другой формы, более сплюснутые. В сторону же меньших оснований трапеций равнобочные трапеции вскоре обязательно сменяются фигурами другой формы.

Есть только один способ протекания неоднородной деформации среды, при котором деформация любой величины может охватить сколь угодно большой объем. Это возникновение простого сдвига — однородного или неоднородного — или простого кручения в пространстве между двумя параллельными плоскостями, если и сдвиг, и кручение происходят вдоль этих плоскостей (рис. 5, *ж*). Данные плоскости отделяют деформированную область от двух областей, где среда остается недеформированной, но сами области смещаются одна относительно другой. Деформация среды в целом в таком случае является неоднородной: в ней есть деформированная и недеформированная области. Сдвиговая деформация может охватить, не изменяя величины и направления, плоскую зону сколь угодно большой протяженности — никаких геометрических пределов этому нет. Такая особенность простого сдвига обусловлена тем, что при простом сдвиге существуют плоскости, в которых не происходит никаких изменений — они лишь смещаются вдоль самих себя одна относительно другой (мы назвали их плоскостями скольжения).

Равным образом нет препятствий геометрического характера и тому, чтобы параллельно одной бесконечно протяженной плоской сдвиговой зоне располагались другие сдвиговые зоны с любым направлением и величиной сдвига в каждой из них.

Невозможность однообразного распространения более сложной, чем простой сдвиг, неоднородной деформации на сколь угодно большой объем ограничивает построения, касающиеся тектонических деформаций. Например, очень часто в литературе рассматривается такая модель деформаций в земной коре, когда раздавливается или слоистая пачка податливых пород со значительным уменьшением мощности между пачками жестких недеформируемых пород (что значительно уменьшает ее мощность), или материал в плоской зоне, прилежащей к поверхности разрыва. Предполагается, что все это может происходить без значительных деформаций толщи в целом. Однако упускается из виду, что такой процесс возможен лишь в случае, если раздавливаемый материал скапливается где-то по соседству (рис. 5, *з*), для чего необходимо, чтобы жесткие пласты там не сближались, а удалялись. Подобная обстановка, как мы увидим далее, вполне обычна в складках, где слои на крыльях сближаются, а в замках удаляются друг от друга, или около будин, раздвигающихся в стороны при раздавливании. Но она мало вероятна в горизонтально залегающих практически не-

дислоцированных толщах. Самое же странное состоит в том, что когда предлагают такую модель, как правило, совсем не интересуются, куда же выдавливается раздавливаемый материал, какие структуры он образует в местах скопления и где в природе эти места.

С вопросом о распространении в стороны неоднородных деформаций связан вопрос о протекании деформаций внутри объема, контуры которого не изменяются, причем сплошность среды не нарушается, а ее плотность остается постоянной. Такие деформации возможны лишь в том случае, если в отдельных частях этого объема они протекают в разных направлениях, что может происходить тогда, когда источник деформации находится внутри этого объема. Поскольку форма последнего не изменяется, значит никаких внешних механических воздействий он не испытывает, и они не могут быть причиной неоднородных деформаций внутри данного объема.

Упругие деформации и напряжения

Чтобы понять происхождение различий деформаций в разных телах и условиях нагружения, необходимо рассмотреть зависимости, связывающие поведение тел при деформации с нагрузками, вызывающими эти деформации. Под нагружением мы условились иметь в виду действие взаимно уравновешивающихся сил, притом, учитывая интересующий нас круг вопросов, будем считать нагрузки прилагаемыми достаточно медленно, чтобы можно было пренебречь возникающими ускорениями, т. е. не будем рассматривать динамические и ударные нагрузки. Поскольку сопротивление тела деформации зависит не только от вещества, из которого оно состоит, но и от его формы и размеров, чтобы исключить влияние последних, выясняют зависимость деформаций не от нагрузки, а от вызываемых ею напряжений.

Опыт показывает, что для тел, которые мы обычно называем твердыми, а, по мнению многих исследователей, в какой-то мере и для всех реальных конденсированных, т. е. не газообразных тел (хотя в жидкостях это труднее обнаружить) справедливо утверждение, что если не превосходить некоторой, определенной для каждого тела величины напряжений, исходные, существовавшие до приложения нагрузки размеры и форма тела, полностью восстанавливаются после снятия нагрузки. Эта предельная величина напряжений называется пределом упругости, а деформации, исчезающие при снятии нагрузки,— упругими. Предел упругости зависит от ряда условий, особенно от температуры, снижаясь с ее повышением.

Для самых разнообразных тел на опыте установлено, что с той или иной степенью точности упругие деформации и вызывающие их напряжения, пока они не слишком велики, прямо пропорциональны (обычно предел пропорциональности ниже предела упру-

гости, что особенно заметно для горных пород, но для нас это сейчас несущественно). При испытании тела на растяжение возникающее в нем растягивающее напряжение $\sigma = \varepsilon E$ (закон Гука), где ε — относительная деформация в направлении растяжения, а E — коэффициент пропорциональности, именуемый модулем упругости при растяжении, или модулем Юнга. Формально модуль Юнга равен напряжению, которое потребовалось бы чтобы упруго растянуть стержень из данного материала вдвое (тогда $\Delta l = l$ и $\varepsilon = \Delta l/l = 1$), если бы столь большая упругая деформация была возможна. При испытаниях на сжатие модуль упругости для малых величин деформаций практически тот же, что и при растяжении.

Закон Гука может быть написан и иначе. Так, при испытаниях на сдвиг сдвигающее касательное напряжение $\tau = \gamma G$, где γ — относительный сдвиг (тангенс угла сдвига). Коэффициент пропорциональности G называется модулем сдвига. Если подвергнуть тело всестороннему сжатию под давлением p , упругое относительное уменьшение его объема $\Delta V/V = p/K$, где K — модуль объемного сжатия.

Если мы упруго растягиваем однородное изотропное тело вдоль оси X с возникновением на перпендикулярных ей площадках нормальных напряжений σ_x , то тело не только удлиняется по оси X , но также становится короче в поперечных направлениях (и увеличивает поперечные размеры при сжатии). Относительная деформация по осям Y и Z $\varepsilon_y = \varepsilon_z = \mu \varepsilon_x = \mu \sigma_x/E$, где μ — коэффициент пропорциональности, именуемый коэффициентом Пуассона. Легко подсчитать, что μ не может быть больше 0,5, поскольку тогда из-за большого укорочения по осям Y и Z происходило бы уменьшение объема растягиваемого тела и увеличение — сжимаемого, что явно невозможно. Из четырех величин E , G , K и μ , характеризующих упругие свойства веществ, в изотропном теле только две независимые, и, зная их, можно вычислить остальные две.

В изотропном теле с объемным напряженным состоянием связь между напряжениями и деформациями в точке описывается уравнением $\varepsilon_x = [\sigma_x - \mu(\sigma_y + \sigma_z)]/E$, где ε_x и σ_x — относительная упругая деформация и нормальное напряжение по оси X , а σ_y и σ_z — нормальные напряжения по осям Y и Z .

При приложении к телу равномерного всестороннего сжатия или растяжения, когда напряжения по всем осям одинаковы ($\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z$), относительные упругие деформации в изотропном теле тоже одинаковы по всем осям, т. е. при таком напряженном состоянии однородное изотропное тело не изменяет формы, а лишь несколько изменяет объем. Это позволяет описывать напряженное состояние в точке, указывая среднее из главных напряжений $\sigma_0 = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$, характеризующее равномерное всестороннее сжатие (и определяющее упругое изменение объема), и разности $\sigma_1 - \sigma_0$, $\sigma_2 - \sigma_0$, $\sigma_3 - \sigma_0$, которыми определяется собственно упругая деформация.

При описании деформаций и напряжений отдельно у нас не возникало трудностей, поскольку при усложнении трехмерной задачи ее сущность обычно удается показать на примере плоской задачи. Практическое осуществление плоской деформации или плоского нагружения для проверки заключений на опыте тоже не представляет трудностей. Сложность описания соотношений между деформациями и напряжениями связана с тем, что нагружение силами, действующими в одной плоскости, которое можно рассматривать как создание плоского напряженного состояния, не обязательно вызывает плоскую деформацию. Идеальный вариант плоской деформации — это деформирование бесконечно длинного тела постоянно-го сечения с прямолинейной осью силами, действующими перпендикулярно оси тела и равномерно распределенными вдоль оси. Мы можем полагать, что благодаря бесконечной протяженности тела никаких изменений размеров вдоль оси не происходит. Как приближение к идеальному варианту можно рассматривать тело хотя и конечной, но большой длины. В частности, мы рассматриваем как плоскую деформацию образование линейной складки, если не интересуемся местами ее угасания по простиранию и изучаем только тот участок складки, на котором ее можно считать цилиндрической. Сложнее осуществить все это экспериментально.

Для получения плоской деформации придется помещать исследуемое тело между двумя жесткими неподвижными плитами, которые не дают ему раздаваться в стороны под действием нагрузок, параллельных плитам. Так удастся обеспечить плоскую деформацию, т. е. отсутствие деформации по нормали к плитам. Но нагрузки, нормальные к плитам, тело при этом испытывает — это действующие на него со стороны плит реактивные силы, не дающие нагруженному телу раздаваться в стороны и тем обеспечивающие плоский характер деформации. Чтобы создать плоское напряженное состояние, т. е. чтобы и активные и реактивные силы действовали только в одной плоскости, надо оставить две параллельные грани тела свободными и прилагать все нагрузки только в плоскости этих граней. Но приложение такой нагрузки (за исключением идеального случая чистого сдвига) неизбежно вызывает либо сближение, либо удаление свободных граней, т. е. деформацию по нормали к плоскости приложения сил, что делает деформацию трехмерной.

В однородном теле связь между напряжением и деформациями во всех точках одинакова, и однородному напряженному состоянию соответствует однородная деформация. Но из этого не следует, что однородная деформация достижима только в однородном теле; она может быть задана и внешними условиями. Если тело, образованное разнородными слоями (или волокнами), растягивать за концы вдоль этих слоев, все слои растянутся в одинаковой степени, т. е. величина их относительной деформации ϵ будет одна и та же. Но напряжения в разных слоях будут различны, распределяясь прямо пропорционально их модулям упругости, независимо от тол-

щины слоев (от последней зависит доля общей нагрузки, воспринимаемой слоем).

Если повышать нагрузку на тело выше предела упругости, оно рано или поздно разрушится. Напряжение, при котором происходит разрушение, называется пределом прочности. Некоторые тела, называемые хрупкими, разрушаются еще в ходе упругой деформации, т. е. у них формально предел упругости совпадает с пределом прочности. Величина его в значительной мере зависит от характера напряженного состояния. Для горных пород в условиях обычных лабораторных испытаний (при комнатной температуре и атмосферном давлении) прочность на сжатие на один—два порядка выше прочности на растяжение; породы со сквозными трещинами прочности на растяжение вообще не имеют, тогда как прочность на сжатие перпендикулярные ему трещины практически не изменяют.

При испытании в обычных лабораторных условиях прочность горных пород на сжатие редко превышает $2,5 \cdot 10^8$ Па. Поскольку модуль Юнга для этих же пород около $5 \cdot 10^{10}$ Па, максимально достижимые величины упругих деформаций горных пород в лабораторных условиях составляют $2,5 \cdot 10^8 / 5 \cdot 10^{10} = 0,005$ исходных размеров тела, т. е. 0,5 %.

Когда мы прикладываем к телу нагрузку (внешние уравновешенные силы), мы не можем приложить полную нагрузку сразу: величина ее по третьему закону Ньютона равна величине сопротивления тела, а оно возрастает от нуля в момент начала приложения нагрузки до конечного значения пропорционально величине упругой деформации. Поскольку сила, с которой мы действуем на тело, вызывает смещение его границ, эта сила совершает работу, а само тело накапливает потенциальную упругую энергию, которой оно тем или иным способом потом лишается при снятии нагрузки. Работу упругого деформирования нетрудно подсчитать. Разберем пример упругого растяжения стержня длиной l постоянного поперечного сечения площадью S . Деформирующие силы совершают работу на пути, равном удлинению стержня Δl . Сила при приложении нагрузки растет от нуля до максимального значения F прямо пропорционально относительной деформации ϵ , работа упругого деформирования W (и соответственно, сообщаемая телу упругая энергия) выражается формулой $W = \Delta l F / 2 = \epsilon l \sigma S / 2 = \epsilon^2 EV / 2$, где V — объем стержня. Отсюда, упругая энергия, накопленная в единице объема, $U/V = W/V = \epsilon^2 E / 2 = \sigma^2 / 2E$. Из этого следует, что чем больше E , тем большая упругая энергия аккумулируется в теле при одной и той же величине деформации. И, наоборот, чем меньше E , тем большая упругая энергия накапливается при достижении определенной величины напряжений.

Возьмем две одинаковые по размерам витые цилиндрические пружины, сделанные из стали разного качества. Коэффициенты пропорциональности между силами, действующими на пружины, и их деформациями, называются коэффициентами жестко-

сти (они пропорциональны модулям упругости материалов, но зависят еще и от размеров пружин).

Соединим эти пружины последовательно так, чтобы их оси совпадали и сожмем получившуюся систему на некоторую величину. Поскольку размеры пружин одинаковы, их относительные деформации ε_1 и ε_2 зависят только от соотношения их упругих свойств. Так как обе пружины сжимает одинаковая сила, то упругая энергия, запасаемая при сжатии, больше у той, которая больше сжимается, т. е. у пружины с меньшим коэффициентом жесткости Q .

Из равенства напряжений и закона Гука следует, что $\varepsilon_1 Q_1 = \varepsilon_2 Q_2$. Работа, затраченная на деформирование системы двух пружин, и соответственно потенциальная упругая энергия, накопленная пружинами, пропорциональны сумме $\varepsilon_1^2 Q_1 + \varepsilon_2^2 Q_2$. Дифференцируя, нетрудно убедиться, что в условиях опыта, когда $\varepsilon_1 + \varepsilon_2$ — величина постоянная, заданная сближением концов системы пружин, эта сумма принимает минимальное значение именно при $\varepsilon_1 Q_1 = \varepsilon_2 Q_2$. Действительно, приняв длину одной пружины за единицу и сближение концов системы s , будем иметь $\varepsilon_2 = s - \varepsilon_1$. Тогда первая производная от суммы $\varepsilon_1^2 Q_1 + (s - \varepsilon_1)^2 Q_2$ равна $2\varepsilon_1 Q_1 - 2(s - \varepsilon_1) Q_2$. Она обращается в нуль при $\varepsilon_1 Q_1 = (s - \varepsilon_1) Q_2$, т. е. при $\varepsilon_1 Q_1 = \varepsilon_2 Q_2$. Таким образом, еще раз убеждаемся, что при механическом воздействии на систему она принимает новое равновесное состояние при минимально возможном при данном воздействии уровне потенциальной (в данном случае — упругой) энергии.

Остаточные деформации

Закрепим верхний конец вертикального стержня и будем постепенно увеличивать груз, подвешенный к его нижнему концу. Зависимость между возникающими в стержне растягивающими напряжениями σ и его относительной деформацией ε изображается кривой нагружения, имеющей в общем вид, как на рис. 6, а. Если в процессе нагружения время от времени снимать нагрузку, то пока не достигнута некоторая предельная величина напряжения, прежние размеры нагружаемого тела каждый раз восстанавливаются. Это напряжение называется пределом упругости $\sigma_{уп}$ (точка B на рис. 6, а). При этом до достижения некоторой величины напряжения $\sigma_{пп}$, именуемой пределом пропорциональности (точка A), зависимость между напряжением и деформацией подчиняется закону Гука, т. е. участок OA представляет собой отрезок прямой. Когда напряжение превысило предел упругости, зависимость между напряжением и деформацией при снятии нагрузки выражается кривой разгрузки MN , которая в своей прямолинейной части обычно параллельна отрезку OA кривой нагружения. Таким образом, полная относительная деформация тела ε в момент M , измеряемая отрезком OM_1 , состоит из двух частей: упругой $\varepsilon_{уп}$, исчезающей после снятия нагрузки (отрезок NM_1 , равный OB_1 , и необратимой, остаточной $\varepsilon_{ос}$ (отрезок ON), сохраняющейся после снятия нагрузки.

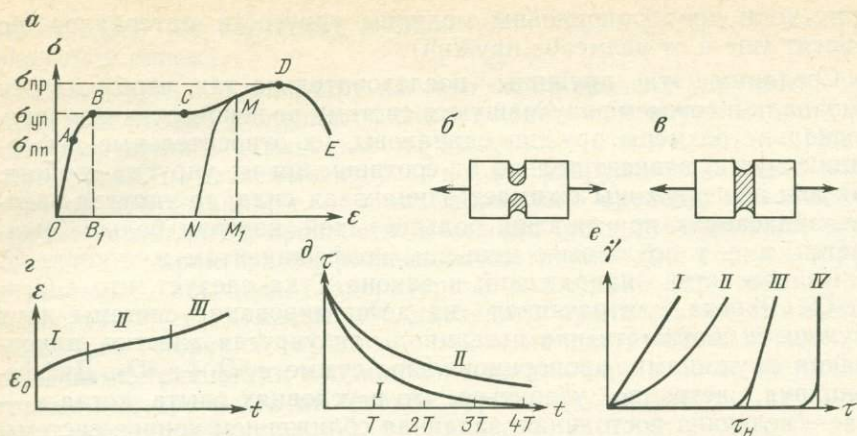


Рис. 6

Для многих материалов кривая нагружения имеет участок BC , практически параллельный оси ϵ . Это означает, что по достижении некоторого напряжения (обычно близкого к пределу упругости) тело начинает необратимо изменять в определенных пределах свои размеры без увеличения нагрузки, или, как говорят, «течет». Однако такое течение имеет предел, и для дальнейшего увеличения остаточной деформации снова требуется повышение напряжений (участок CD кривой) в связи с тем, что в процессе остаточной деформации обычно происходит структурная перестройка деформируемого материала, приводящая к его упрочнению. Упрочнение не идет беспредельно, и дальнейшее увеличение напряжения ведет к разрушению (точка D на рис. 6, a). Напряжение, соответствующее точке D , называют пределом прочности. Изменение структуры при деформации может приводить к появлению дефектов строения, из-за которых способность материала выдерживать нагрузки начинает падать, и он тогда продолжает деформироваться (и в конце концов разрушается), даже если при этом уменьшать напряжение (отрезок DE кривой). Способность материалов к остаточной деформации, когда достигнут (или превзойден) предел упругости, называется пластичностью, а деформация — пластической.

Характер кривой нагружения зависит от свойств материала и условий проведения опыта. Особенно заметно сказывается влияние температуры, но существенно может влиять также изменение всестороннего давления. Материалы, разрушающиеся сразу после упругой деформации или способные давать лишь очень малую остаточную деформацию, называют хрупкими. Другие материалы, наоборот, могут выдерживать столь большие остаточные деформации, что исходные размеры тела изменяются при этом в десятки и сотни раз.

При исследовании пластических деформаций тел сложной формы различают: а) малую упруго-пластическую деформацию, когда величина остаточной деформации, возникающей в некоторых частях тела (заштрихованы на рис. 6, б), ограничена в связи с тем, что в соседних частях тела еще не достигнут предел упругости, б) пластическое течение, когда геометрия частей, испытывающих только упругую деформацию, такова, что она не предотвращает больших деформаций в зоне, где наступила пластическая деформация (рис. 6, в). Для перехода из первого состояния во второе нужно лишь достаточно увеличение нагрузки, а не какое-либо особое состояние вещества, как это часто предполагается в геологических работах (например, в рассуждениях об эволюции состояния вещества от пластичного к жесткому в течение деформационного цикла). Изменение условий (температуры, давления и др.) может значительно уменьшить величину нагрузки, потребной для возникновения пластического течения, но не заменяет эту нагрузку.

При исследовании пластических свойств материалов время увеличения нагрузки от нуля до предельной величины обычно занимает от долей минуты до часов, причем большой разницы в результатах в этом диапазоне времен обычно не наблюдается. Поэтому теория пластичности рассматривает процесс пластической деформации независимо от времени. Но реальные изделия и сооружения могут находиться под нагрузкой многие годы. Как себя поведет материал, если изделие оставить надолго под нагрузкой ниже его предела упругости, есть ли уверенность, что в нем не возникнут недопустимо большие деформации? Сейчас хорошо известно, что под воздействием длительной нагрузки в теле происходят явления, не предусмотренные теориями упругости и пластичности.

Прежде всего в этих условиях возникает дополнительная упругая деформация, которая со временем возникает нарастает до некоторого предела. При снятии нагрузки эта часть деформации исчезает, но не сразу, а также по прошествии некоторого времени. Это явление называется упругим последствием. Для большинства материалов, в том числе и горных пород, величина упругого последствия незначительна, и в дальнейшем для простоты не будем его учитывать. Кроме того, в теле, долгое время находящемся под нагрузкой, наблюдается остаточная деформация, увеличивающаяся со временем. Это проявляется так называемая ползучесть (крип) — свойство материалов увеличивать остаточные деформации с течением времени.

Ползучесть невозможно характеризовать зависимостью между деформациями и напряжениями, поскольку величина деформации в каждый данный момент зависит от времени, прошедшего с начала деформации. Обобщенная кривая ползучести, показывающая зависимость величины деформации от времени, представлена на рис. 6, г [24]. Мгновенная, возникающая сразу при приложении нагрузки, деформация ϵ_0 может в зависимости от величины нагрузки быть чисто упругой, а может включать и пластическую деформацию, но практически интересна ползучесть при нагрузках ниже

предела упругости. Скорость деформации при ползучести в каждый момент определяется тангенсом угла наклона касательной к кривой в данной точке.

На участке I кривой скорость ползучести постепенно убывает (видимо, за счет упрочнения). Потом скорость ползучести на некоторое время стабилизируется (участок II), видимо, за счет исчерпания возможностей упрочнения. На последнем этапе (участок III) скорость ползучести начинает возрастать с появлением в процессе ползучести микротрещин и микрополостей на границах зерен, что заканчивается разрушением образца.

Скорость ползучести очень сильно возрастает при повышении деформирующего напряжения и температуры, однако результаты испытаний материалов на ползучесть дают довольно сильный разброс данных [24]. Раньше предполагалось, что есть нижний предел ползучести, т. е. что для каждого материала существует некоторое минимальное напряжение, ниже которого ползучесть при данной температуре не проявляется. Оказалось, однако, что результат зависит от продолжительности опыта и точности измерений, и сейчас попытки найти нижний предел ползучести оставлены [24].

Опыты по изучению ползучести горных пород при напряжениях ниже предела упругости длились максимум около десяти лет, и величины деформации при этом не превышали 1—2 %. В геологических условиях деформации нередко приводили к изменению размеров в несколько раз. Есть основания полагать, что в земной коре силы действовали, не изменяясь очень сильно, если не по величине, то хотя бы по направлению в течение десятков и сотен тысяч, а может быть, и миллионов лет, т. е. в тысячи, если не в сотни тысяч раз дольше самых длительных экспериментов. Логично предположить, что геологические структуры являются результатом длительных деформаций, сходных по своей природе с изученной в лабораторных условиях ползучестью. Это значит, что для возникновения тектонических деформаций вовсе необязательно достижение предела упругости: они могут протекать и при гораздо меньших напряжениях.

В механике известен еще один процесс, при котором возможны большие деформации,— это течение вязких жидкостей. В той части ламинарного потока, где имеется градиент скоростей, непрерывно происходит деформация текущей жидкости, которая может достигать сколь угодно большой величины, поэтому многие рассматривают тектонические деформации как аналогичные поведению вязких жидкостей. Использование этих жидкостей для моделирования тектонических деформаций позволило получить складчатые структуры, весьма похожие на природные.

Предложены разные гипотезы зависимости протекающих во времени остаточных деформаций от нагрузки и длительности ее приложения, но их применимость к тектоническим процессам невозможно проверить в основном из-за большой длительности этих процессов, которая делает экстраполяцию данных кратковремен-

ных экспериментов в геологическое прошлое весьма ненадежной. В связи с этим, по-видимому, наиболее перспективно для наших целей использование идей, возникших еще в прошлом веке, о наличии у различных видов остаточной деформации весьма существенных общих черт. Дж. Максвеллом было высказано предположение, что суть остаточной деформации состоит в том, что вызываемое нагрузкой упругое изменение формы тела с течением времени преобразуется в необратимое изменение. Происходит это, по Дж. Максвеллу [11], следующим образом.

В твердых телах молекулы* испытывают тепловые колебания около некоторых средних положений, так что в любой момент для всякой группы молекул их взаимное расположение близко к равновесному, определяемому силами взаимодействия между молекулами. Приложение нагрузки вызывает упругую деформацию, т. е. отклонение взаимного расположения центров колебаний от того, которое является равновесным в недеформированном состоянии, что приводит к возникновению в нагруженном теле внутренних сил: притяжения в направлении, в котором расстояние между молекулами увеличилось, и отталкивания в направлении, в котором молекулы сблизилась. Если амплитуда колебаний где-либо превзойдет некоторый предел, то соответствующая группа молекул не возвращается к прежнему расположению, а занимает новое, при котором ее упругая деформация становится меньшей, чем была, или даже равной нулю. При этом старая система связей между молекулами разрушается и возникает новая, обладающая меньшей упругой энергией, и, следовательно, более устойчивая. Возможность разрушения старых и возникновения новых связей зависит от амплитуды колебаний и от величины упругой деформации. Даже в однородном теле не все группы молекул находятся в строго одинаковых условиях, и всегда в какой-то из групп условия оказываются более благоприятными для изменения старого взаимного расположения на новое. Следовательно, в каждый отрезок времени какая-то доля групп молекул приобретает новую конфигурацию, соответствующую минимуму упругой энергии. В изотропном теле последнее достигается в том случае, если упругая деформация одинакова во всех направлениях. Когда такая перестройка произошла во всех группах молекул, тело приобретает гидростатическое напряженное состояние.

Из механизма остаточной деформации следует, что для ее протекания требуется время. Для перехода упругой деформации в остаточную не требуется возникновения в теле, испытывающем остаточную деформацию, каких-либо минимально необходимых напряжений: неоднородность строения и неравномерность тепловых колебаний частиц тела обеспечивают возможность перехода упругой деформации в остаточную не одновременно по всему телу, а пос-

* Как сейчас хорошо известно, в структуре кристаллических тел молекулы обычно не обособляются, и в узлах кристаллической решетки располагаются атомы или ионы, но это не изменяет сути приведенных рассуждений.

ледовательно то в одних, то в других местах нагруженного тела, что может происходить при любых напряжениях. Но чем больше упругая деформация тела, тем вероятнее, что в некоторый короткий отрезок времени возникает благоприятная ситуация для перехода упругой деформации в остаточную в какой-либо из групп молекул. Возрастает эта вероятность и с увеличением амплитуды колебаний конфигурации молекул около своего среднего положения, т. е. с повышением температуры тела. Отсюда следует, что скорость нарастания остаточной деформации у большинства тел увеличивается при нагревании.

Из-за хаотичности распределения тепловых колебаний, а также вследствие неизбежной для каждого реального тела неоднородности строения переход частиц в новые, более устойчивые положения не может произойти одновременно по всему объему нагруженного тела. Однако при благоприятных условиях процесс этот может оказаться очень быстрым, и тогда его называют пластической деформацией.

Если тело и до приложения нагрузки, и после остаточной деформации имеет одинаковое гидростатическое напряженное состояние, это значит, что расстояния между молекулами после деформации остались прежними. Отсюда следует, что происшедшее при остаточной деформации изменение линейных размеров тела связано с увеличением числа молекул в направлении удлинения и уменьшением в направлении укорочения. В этом принципиальное отличие остаточной деформации от упругой, при которой изменение линейных размеров тела прямо связано с изменением расстояний между молекулами при неизменности числа молекул по любому направлению.

Характер связи между молекулами не позволяет расстояниям между ними изменяться в большом диапазоне. Поэтому при увеличении нагрузки выше некоторого предела межмолекулярные связи либо полностью разрушаются, что приводит к разрушению тела, либо разрушение старых связей сопровождается одновременным возникновением новых связей, что составляет сущность остаточной деформации. Отсюда ясно, почему величине упругих деформаций всегда есть предел, как правило, довольно низкий.

Если суть упругой деформации состоит в том, что под нагрузкой изменяются расстояния между частицами тела, но каждую частицу окружают по-прежнему те же частицы, что были до деформации, то при остаточной деформации частицы перераспределяются, т. е. какие-то из них меняют своих соседей, оказываются окруженными не теми же самыми частицами, которые окружали их до деформации. Таким образом, остаточная деформация твердого тела сходна с деформацией жидкостей, которая тоже идет путем перераспределения частиц. Правда, в жидкостях такое «перемешивание» частиц идет постоянно, даже если жидкость находится в покое, т. е. если ее макрообъемы не изменяют ни формы, ни положения. Однако различие здесь не такое уж резкое: например, при метаморфических процессах в земной коре тоже происходит пере-

распределение частиц независимо от того, испытывают ли при этом метаморфизующиеся породы деформацию или нет.

Из сущности остаточной деформации следует, что, поскольку число молекул, располагающихся вдоль какого-либо направления при сохранении одного и того же среднего расстояния между ними, может быть каким угодно, то в этом смысле величина остаточных деформаций не имеет предела. Именно поэтому могут возникать геологические структуры, являющиеся результатом деформаций, на много порядков превышающих возможные упругие деформации. Ограничивает величину остаточных деформаций перестройка структуры тела, происходящая в ходе такой деформации и изменяющая свойства тела. Последнее, однако, не обязательно: хорошо известно, например, что жидкости могут испытывать сколь угодно большие деформации, не изменяя своего строения. Поэтому любое состояние жидкости можно рассматривать как недеформированное: ее дальнейшее поведение совершенно не зависит от предшествующей истории испытанных ею деформаций. В какой мере можно так же рассматривать и геологические тела, испытывающие очень большие остаточные деформации, сказать априори, разумеется, невозможно: все зависит от конкретной структуры слагающих их пород и от того, насколько и как именно она изменяется в ходе деформации.

Деформация ϵ любого тела, находящегося под нагрузкой, в общем случае в любой момент времени имеет две составляющие: упругую $\epsilon_{упр}$ и остаточную $\epsilon_{ост}$: $\epsilon = \epsilon_{упр} + \epsilon_{ост}$ (или, для сдвига, $\gamma = \gamma_{упр} + \gamma_{ост}$). Если напряжения остаются неизменными, то не изменяется и упругая составляющая деформации, но полная деформация ϵ с течением времени растет, так как увеличивается $\epsilon_{ост}$. Если телу задать некоторую не очень большую деформацию ϵ , то в момент приложения нагрузки практически вся деформация будет упругой. Однако, если обеспечить постоянство величины деформации, упругая деформация с течением времени постепенно переходит в остаточную, т. е. упругая составляющая полной деформации уменьшается, а остаточная соответственно растет. Если оставить испытываемое тело в этих условиях на неопределенно долгий срок, вся упругая деформация перейдет в остаточную. Скорость перехода упругой деформации в остаточную удобно характеризовать временем релаксации напряжений θ — временем, за которое напряжение в условиях постоянства деформации уменьшается в e раз (здесь e — основание натуральных логарифмов, т. е. 2,72). Если бы θ не зависело от напряжения, напряжение в условиях постоянной величины деформации изменялось бы со временем по экспоненциальному закону (рис. 6, d , кривая I).

Время релаксации уменьшается с повышением температуры и увеличивается с ростом всестороннего давления. В одном и том же материале могут одновременно действовать несколько механизмов перехода упругой деформации в остаточную, каждый из которых характеризуется своим временем релаксации.

С релаксацией напряжений связан характер напряженного состояния в земной коре. Чтобы уяснить, каким оно является в том объеме земной коры, в котором тектонические деформации не происходят, представим такой эксперимент. Цилиндрический образец однородного изотропного вещества помещен в вертикально стоящий недеформируемый полый цилиндр, идеально плотно прилегающий к образцу. Сверху над образцом в цилиндр введен поршень, на котором положен груз, и этот груз оставлен на длительное время. В этих условиях, что бы ни происходило в самом образце, он все время находится под одинаковой нагрузкой.

Образец, расширяемый нагрузкой сверху, давит на стенки цилиндра. Давление это сначала меньше, чем давление на образец сверху: оно определяется коэффициентом Пуассона, который не может быть больше 0,5. Поскольку цилиндр мы взяли недеформируемый, то, пока деформация образца остается упругой, расстояния между частицами в горизонтальном направлении остаются такими же, какими были до приложения нагрузки, тогда как расстояния между частицами по вертикали от действия нагрузки уменьшились. Для изотропного тела такое состояние неустойчиво, так как оно не соответствует минимуму потенциальной энергии (в данном случае — упругой). Минимум ее достигается в том случае, когда напряжения и, следовательно, расстояния между частицами становятся одинаковыми во всех направлениях. Поэтому в нагруженном образце идет процесс перераспределения частиц, который продолжается до тех пор, пока расстояния между частицами не станут одинаковыми во всех направлениях, т. е. пока напряженное состояние не станет гидростатическим, и давление на боковые стенки не сравняется с давлением, оказываемым нагрузкой.

Внутри земной коры релаксация напряжений приводит к тому, что в ней, пока существует негидростатическое напряженное состояние, все время идет процесс перехода его в гидростатическое состояние. Земля представляет собой сферическое тело, все части которого прилегают друг к другу и находятся под действием сил тяготения, направленных в каждой точке к центру Земли. Поэтому каждый объем внутри Земли находится под вертикальной нагрузкой, созданной весом материала, находящегося выше этого объема. Расширению любого объема пород на стороны под действием этой нагрузки препятствует присутствие на той же глубине соседних объемов, которые находятся в такой же ситуации. И так происходит по всему земному шару, т. е. каждый объем пород на глубине находится в условиях, аналогичных образцу в описанном эксперименте. Следовательно, если некоторый объем пород расположен в глубине коры и на него нет никакого иного воздействия, он рано или поздно обязательно окажется в условиях гидростатического сжатия, равного давлению вышележащих пород, или, как принято говорить, литостатическому давлению.

Чем дальше в глубь земной коры, тем выше температуры, тем интенсивнее тепловые колебания частиц и тем быстрее идут химические и физико-химические процессы. Таким образом, чем глуб-

же, тем быстрее идет релаксация напряжений, тем вероятнее установление гидростатического напряженного состояния, тем меньше и кратковременнее отклонения от этого состояния. Поскольку с глубиной возрастает вес вышележащих пород, возрастает и величина всестороннего сжатия. Поэтому с глубиной убывает вероятность того, что вызываемое теми или иными тектоническими процессами увеличение расстояний между частями деформируемой коры может создать растягивающие напряжения. Но это не мешает возникновению удлинений, так же как и разрывов, связанных с удлинением, поскольку деформация обусловлена не равномерным всесторонним давлением, а отклонениями от него: упругое, а следовательно, и остаточное удлинение происходит в направлении наименьшего сжимающего напряжения.

Если мы имеем дело только с упругими деформациями, нам, в сущности, безразлично, как их характеризовать — собственно ли величиной деформаций или величиной напряжений, поскольку они прямо пропорциональны, причем коэффициент пропорциональности мало изменяется в довольно широком диапазоне условий. Совершенно иной подход, как мы видим, к характеристике остаточной деформации, связи которой с напряжениями далеко не однозначны. Кроме того, поскольку остаточная деформация развивается во времени, приходится вводить понятие о скорости деформации, которое не имеет смысла по отношению к упругим деформациям, так как для большинства задач упругую деформацию можно считать распространяющейся по телу мгновенно.

Уравнение, предложенное Дж. Максвеллом для описания деформации, протекающей во времени, рассмотрим на простейшем примере сдвиговой деформации пластины, у которой верхняя и нижняя поверхности сдвигаются внешними силами одна относительно другой, оставаясь на одном и том же расстоянии. В любой момент полный относительный сдвиг пластины $\gamma = \gamma_{\text{упр}} + \gamma_{\text{ост}}$. Первый член легко вычисляется по закону Гука: $\gamma_{\text{упр}} = \tau/G$. Несколько сложнее определяется второй член. Предположим, что материал пластины характеризуется при постоянной деформации временем релаксации θ . Это значит, что если пластине задать некоторую величину относительного сдвига $\gamma_0 = \tau_0/G$ и закрепить ее поверхности в таком положении, то за отрезок времени θ напряжение, релаксируясь, уменьшится в $e = 2,72$ раза, за следующий такой же отрезок — еще в e раз и т. д. Таким образом, спустя время t после закрепления пластины в таком положении, напряжение уменьшится в e раз столько раз, во сколько t больше θ , т. е. $\tau_t = \tau_0/e^{t/\theta}$. Соответственно, сохранившаяся упругая составляющая деформации в этот момент $\gamma_{\text{упр}} = \tau_t/G = \tau_0/G e^{t/\theta}$, а остаточная составляющая $\gamma_{\text{ост}} = \gamma_0 - \gamma_{\text{упр}} = \tau_0/G - \tau_0/G e^{t/\theta} = \tau_0(1 - 1/e^{t/\theta})/G$. Скорость $\dot{\gamma}$ нарастания остаточной составляющей деформации в момент t находится дифференцированием этого выражения по t : $\dot{\gamma} = d\gamma/dt = \tau_0/G \theta e^{t/\theta}$. Отсюда в начальный момент, т. е. при $t=0$, скорость нарастания остаточной деформации $\dot{\gamma}_0 = \tau_0/G\theta$.

Исследуем теперь другой вариант деформирования: будем осуществлять во взятой нами пластине такой же сдвиг в условиях постоянного напряжения $\tau = \tau_0$. Очевидно, в этом процессе скорость нарастания остаточной деформации все время будет такой, какой она была в первом примере в начальный момент и, следовательно, величина остаточной деформации спустя время t : $\gamma_{\text{ост}} = t\tau/G\theta$. Тогда полная деформация γ происшедшая за время t от начала сдвига при постоянном напряжении τ : $\gamma = \gamma_{\text{упр}} + \gamma_{\text{ост}} = \tau/G + t\tau/G\theta$, что и является уравнением Максвелла для рассмотренных условий.

Скорость нарастания остаточной деформации сдвига $\dot{\gamma} = \tau/G\theta$ при постоянном напряжении постоянна, она прямо пропорциональна величине напряжения τ . Это сближает остаточную деформацию в нашем примере с ламинарным течением жидкости, где скорость относительного сдвига $\dot{\gamma} = \tau/\eta$ тоже пропорциональна касательному напряжению. В связи с этим множитель $G\theta$ по аналогии называют вязкостью η . Уравнение Максвелла тогда принимает вид $\gamma = \tau/G + t\tau/\eta$, где $\eta = G\theta$. Прямая зависимость вязкости от времени релаксации вполне понятна: чем медленнее в теле происходит релаксация напряжений, тем большую силу надо приложить, чтобы деформировать его с заданной скоростью. При большой остаточной деформации величина упругой деформации по сравнению с ней ничтожна мала, и тогда можно считать, что полная деформация $\gamma = \tau t/\eta$.

Из соотношений, использованных в уравнении Максвелла, следует, что $\tau = \gamma_{\text{упр}}G$ и в то же время $\tau = \gamma_{\text{ост}}\eta/t$. Таким образом, напряжение, возникающее в теле под нагрузкой, с одной стороны, пропорционально величине упругой деформации, а с другой, — скорости остаточной деформации. Так как напряжение в обоих выражениях одно и то же, то $\gamma_{\text{упр}}G = \gamma_{\text{ост}}\eta/t$, или $\gamma_{\text{упр}}G = \gamma\eta$, т. е. чем с меньшей скоростью деформируется данное тело, тем меньше в нем упругая составляющая деформации и соответственно напряжение.

При неизменной η соотношение между напряжением и скоростью деформации изображается прямой, проходящей через начало координат (I на рис. 6, e), тангенс угла наклона которой к оси τ обратно пропорционален вязкости. Это — кривая деформации линейно вязкого тела. Скорость деформации вязкого тела при данном напряжении обратно пропорциональна вязкости. Однако для многих реальных тел сама вязкость зависит от напряжения, уменьшаясь с его ростом. Влияние напряжения на η может быть очень велико: по формулам, теоретически выведенным разными исследователями и неплохо согласующимся с экспериментальными данными, для вычисления η необходимо значение эффективной вязкости при бесконечно малом напряжении разделить на коэффициент, представляющий собой e с показателем степени, выражаемой двучленом, в который τ входит со знаком минус. Поэтому для таких тел зависимость $\dot{\gamma}$ от τ принимает вид кривой II на

рис. 6, е. Уменьшение η с ростом τ выражается здесь увеличением угла наклона кривой к оси τ .

Если при этом кривая имеет резкий изгиб недалеко от оси τ (кривая III), несовершенство техники измерения деформаций, не позволяющее улавливать их очень малые величины, может привести нас к заключению, что кривая III представляет собой совокупность двух прямых, одна из которых на участке от нуля до некоторого значения напряжения τ_n совпадает с осью τ , что отражает отсутствие деформаций при $\tau < \tau_n$, а другая идет наклонно, пересекая ось τ в точке τ_n , что отражает линейное нарастание скорости деформации с ростом τ , когда τ превысит τ_n . Отсюда появилось представление о существовании в телах с такими свойствами некоторого начального сопротивления сдвигу τ_n (сами эти тела были названы вязко-пластичными). Изложенные выше идеи о закономерностях развития остаточных деформаций, подкрепляемые более поздними экспериментами, заставляют считать τ_n величиной чисто условной, определяемой точностью измерений. Отсутствие начального сопротивления сдвигу очень важно, поскольку оно позволяет, учитывая большую длительность тектонических процессов, сделать вывод о возможности протекания больших остаточных деформаций в земной коре и при очень малых напряжениях, т. е. с весьма малой скоростью.

Если график $\dot{\gamma}(\tau)$ по достижении некоторого значения τ делает резкий изгиб вблизи оси τ , после чего становится близким к прямой, параллельной оси $\dot{\gamma}$ (кривая IV), это означает, что по достижении таких напряжений скорость деформации быстро возрастает до очень больших величин. Тела с такими свойствами называют пластичными. Следовательно, можно полагать, что наблюдаемый при кратковременных испытаниях материалов переход твердых тел по мере роста нагрузки от состояния, в котором осуществляется только крайне медленная остаточная деформация, именуемая ползучестью, к состоянию, в котором быстро достигаются остаточные деформации, называемые пластическими, отражает быстрое изменение параметра η при достижении напряжением некоторой величины, характерной для данного вещества в заданных условиях.

Два члена правой части уравнения Максвелла $\dot{\gamma} = \tau/G + \tau t/\eta$ отражают два вида сопротивления тел изменению их формы: сопротивление величине деформации, возрастающее пропорционально этой величине (упругость), и сопротивление скорости деформирования, возрастающее пропорционально этой скорости (вязкость). Из закона Гука $\dot{\gamma} = \tau/G$ следует, что упругим деформациям всегда есть предел, поскольку несомненно, что ни одно тело не может выдержать сколь угодно больших напряжений. Из уравнения скорости вязкого течения $\dot{\gamma}/t = \tau/\eta$ следует, что у всякого тела имеется предел скорости, с которой оно в данных условиях может быть деформировано, ибо попытка еще больше увеличить скорость деформирования $\dot{\gamma}/t$ означала бы приложение к нему напряжения, кото-

рое оно уже не способно выдержать. Из этого уравнения следует также, что для того, чтобы приложить большое напряжение к телу малой вязкости, надо деформировать его с очень большой скоростью.

Уравнение вязкого течения и соответственно уравнение Максвелла позволяя заключить о существовании предела скорости остаточной деформации, не содержат никаких указаний на существование предела величины остаточной деформации: при постоянном напряжении она согласно этим уравнениям неограниченно растет пропорционально времени. Именно так должны вести себя идеально вязкие тела. Сколь велика может быть остаточная деформация реальных тел, зависит от того, происходит ли в них в процессе деформации такая перестройка структуры, которая влияла бы на их деформационные свойства.

При исследовании развития деформации во времени есть два пути: либо принять какую-либо закономерность изменения прикладываемой нагрузки и наблюдать, как изменяются с течением времени скорость и величина деформации, либо выбрать некоторую закономерность изменения скорости деформации и определять возникающие при этом напряжения. В простейшем варианте в первом случае к телу прикладывают постоянную нагрузку и периодически измеряют деформацию, во втором случае обычно задается некоторая постоянная скорость деформирования и измеряется создаваемая при этом нагрузка (из которой вычисляются напряжения). Прикладывая постоянную нагрузку, мы получаем в результате измерений уже знакомую нам кривую ползучести. В этих условиях перераспределение частиц в теле не уменьшает действия нагрузки. Пока тело находится под нагрузкой, она все время поддерживает в нем напряженное состояние. Поэтому и те частицы, которые находят себе новое устойчивое положение, действием нагрузки снова отклоняются от этого положения. Чем дольше действует нагрузка, тем все большее число частиц занимает новое положение. Таким образом в теле, находящемся под нагрузкой, все время идет процесс перераспределения частиц, идет остаточная деформация. Так продолжается до тех пор, пока не прекратится действие нагрузки или пока тело не разрушится. Снятие нагрузки в любой момент этого процесса приводит к ликвидации напряженного состояния, к снятию упругой деформации — т. е. к восстановлению расстояний между частицами, свойственных ненапряженному телу. Но все частицы, нашедшие себе новое равновесное положение, остаются на новых местах.

Что происходит с телом при постоянной скорости деформации, можно проиллюстрировать следующим опытом. Возьмем куб из однородного изотропного материала и поместим его между параллельными плитами пресса, которые, независимо от того, какое им оказывается сопротивление, сближаются с переменной скоростью так, что в любой момент скорость относительной деформации укорачивающегося ребра куба $\epsilon = \Delta l / l \Delta t$ одинакова. Если скорость деформации окажется для данного материала слишком большой, в

нем будет быстро нарастать упругая деформация, что означает рост упругих сил и соответственно увеличение нагрузки. Частицы материала будут все больше и больше смещаться от прежнего равновесного положения, а их перераспределение в новое устойчивое положение не будет успевать компенсировать это смещение. В результате связи между частицами, слишком удаленными упругой деформацией, окажутся разорванными, и материал разрушится. Если деформацию вести достаточно медленно, то частички тела успевают перестроиться, не давая упругим деформациям возрасти до опасной величины, и в теле (при отсутствии изменений структуры, влияющих на его свойства) происходит остаточная деформация без разрушения.

В одних материалах остаточная деформация может идти с постоянной скоростью практически до сколь угодно большой величины. Но если временно увеличить скорость деформирования, напряжения могут достигнуть такой величины, что материал разрушится. Однако при дальнейшем деформировании с малой скоростью отдельные части разрушенного тела могут продолжать испытывать остаточную деформацию без разрушения. В других материалах разрушение наступает и без увеличения скорости деформирования — после того, как достигнута некоторая величина остаточной деформации, что является следствием перестройки его структуры в ходе деформации. Какой именно вариант осуществляется в каждой конкретной геологической обстановке, сказать заранее нельзя. Видимо, возможны оба варианта. В первом разрывы образуются в результате временного увеличения скорости деформации и их возникновение не препятствует продолжению деформации разделенных ими объемов пород, во втором — разрывы возникают в местах, где величина остаточной деформации оказалась больше, чем в других. Надо также иметь в виду, что изменение поведения материала в ходе деформации может быть вызвано и другими факторами; изменением температуры, величины гидростатического давления, характера растворов, фильтрующихся через горные породы и т. д.

Сведения о том, каким конкретно путем идет перераспределение частиц при остаточной деформации, мы получаем, изучая изменения внутренней структуры остаточной деформированных тел, главным образом, пластически деформированных материалов и подвергшихся деформации горных пород. Полученные таким образом данные показывают, что перераспределение частиц при остаточных деформациях осуществляется различными способами.

Иногда остаточная деформация реализуется через серию микроскопических сколов по плоскостям, приблизительно параллельным главным касательным напряжениям и проходящим насквозь через зерна деформируемого поликристаллического агрегата, причем смещения по этим поверхностям не приводят к полному нарушению сцепления между разделенными ими частями тела. Гораздо чаще сдвиговые смещения происходят в разных зернах в различных направлениях, которые определяются положением в кристал-

лической решетке поверхностей с наименьшими силами связи — это так называемое трансляционное скольжение. Очень часто деформация приводит к грануляции зерен — к распаду их на более мелкие субзерна с неправильными контурами, отличающиеся друг от друга некоторым поворотом кристаллической решетки. Когда в частях зерна, разделенных определенными плоскостями решетки, происходит поворот решетки с образованием двойников, говорят о механическом двойниковании зерен. Иногда деформация в зернах концентрируется в узких зонах, где происходит существенное искажение ранее существовавшей кристаллической решетки (так называемые полосы сброса). Нередко возникает и искривление решетки, выражающееся в волнистом угасании зерен под микроскопом или в изгибе двойниковых полос.

Рентгеноструктурный анализ показывает, что даже недеформированные решетки кристаллов, макро- и микроскопически представляющихся совершенно правильными, на молекулярном уровне содержат множество дефектов в виде незанятых узлов и добавочных слоев решетки, а также искривлений решетки, в результате которых слой решетки переходит по спирали в соседний с ним. Это позволило высказать предположение (а расчеты подтвердили его хорошую сходимости с экспериментальными данными), что остаточная деформация кристалла начинается с мест, где уже имеются дефекты строения, и деформация сводится к перемещению этих дефектов по кристаллу. Следовательно, такое важное свойство, как способность давать остаточные деформации (а также и прочность), хотя и зависит от типа кристаллической ячейки, в значительной мере определяется несовершенством структуры, т. е. дефектами кристаллической решетки.

Перечисленные механизмы остаточной деформации не могут обеспечить очень больших деформаций, когда исходные соотношения размеров деформируемых тел изменяются в несколько раз — хотя бы потому, что в каждом из зерен поликристаллического агрегата деформация из-за их различной ориентировки протекает в разных направлениях. Изучение структуры материалов, испытавших очень большие деформации, показывает, что в них деформация часто концентрируется на границах зерен. Зерна не столько деформируются сами, сколько испытывают поворот и смещение одно относительно другого, что при исходном плотном их прилегании не может происходить без разрушения хотя бы некоторых зерен, особенно их краевых частей. Именно так возникают катакластические структуры, переходящие при очень мелком дроблении зерен в милонитовые.

Сущность другого способа перераспределения частиц деформируемых тел в земной коре поясняет следующий опыт. Если в насыщенный раствор некоторого вещества поместить монокристалл этого вещества и на верхнюю его грань положить груз, то частицы вещества с граней, находящихся под давлением, переходят в раствор, а на ненагруженных гранях, наоборот, происходит компенсирующее осаждение частиц. В результате размер монокристалла

постепенно уменьшается в направлении действия сжатия и увеличивается в перпендикулярных направлениях. Поскольку в земной коре сквозь породы всегда в том или ином количестве движутся растворы, используя микроскопические и субмикроскопические трещины (особенно многочисленные на границах зерен), такой процесс направленного изменения формы зерен, определяемого негидростатическим напряженным состоянием, может иметь большое значение.

Сходные процессы могут особенно энергично протекать в условиях метаморфизма, когда между зернами минералов и циркулирующими растворами происходят химические реакции, сопровождающиеся растворением зерен одних минералов и ростом других. Естественно, что в условиях негидростатического напряженного состояния рост новых зерен будет происходить в большей степени в том направлении, в котором сжимающее напряжение наименьшее. Роль такого механизма перераспределения частиц, происходящего на атомно-молекулярном уровне, особенно велика в глубоких частях земной коры.

Когда мы изучаем деформации очень больших объемов горных пород, перераспределением материала можно с известным основанием назвать также и смещение недеформируемых блоков пород по поверхностям нарушения сплошности (поверхностям напластования, кливажа, трещин и т. д.). Хотя в масштабе образца или обнажения такие поверхности воспринимаются как явные поверхности разрывов, но для большой толщи в целом смещение по этим поверхностям («кусковая деформация» [2]) может быть существенной стороной протекания ее деформации.

Все перечисленные способы перераспределения материала могут протекать в одном и том же объеме пород одновременно, но они подчиняются разным физическим законам; каждому из них свойственны свои времена релаксации напряжений и каждый влияет на результирующую вязкость горной породы. Очевидно, что *наибольшее значение всегда имеют те процессы, которые в данных условиях обеспечивают наиболее быстрое перераспределение материала.*

Изучая структуры складчатых комплексов, мы всегда имеем дело с результатами больших, часто очень больших, остаточных деформаций, которые легко обнаруживаются при визуальном наблюдении без специальных измерений. Наблюдаемые нами большие остаточные деформации — это результат суммирования во времени большого количества малых остаточных деформаций, скорость и направление которых в каждый момент определялись величиной и направлением упругих деформаций, т. е. напряженным состоянием тел. Однако восстановление последовательного ряда напряженных состояний, которые в сложной геологической структуре непрерывно изменялись по мере ее развития, — это задача, которая смогла бы решаться только очень трудоемкими методами и притом едва ли однозначно. Гораздо меньше неоднозначность восстановления промежуточных стадий формирования структуры.

Именно эту задачу следует стремиться решить при геологических исследованиях.

Поскольку упругое изменение объема (как и упругие деформации) для горных пород ничтожно мало по сравнению с величинами больших остаточных деформаций, *можно с высокой степенью точности считать*, что их объем в ходе остаточной деформации не изменяется (изменение объема реальных горных пород вследствие изменения пористости, минерального состава, привноса и выноса компонентов и подобных явлений, которые могут сопровождать деформацию, мы здесь пока не учитываем). В связи с этим такие деформации удобно характеризовать степенью удлинения (т. е. отношением конечных размеров тела к исходным) по осям деформации: произведение удлинений по всем трем осям конечной деформации равно при этом единице.

Для того чтобы деформировать тело, к нему необходимо приложить нагрузку, которая сместила бы границы тела, т. е. совершила бы некоторую работу, идущую на преодоление его сопротивления деформации. Энергия, затрачиваемая на работу деформирования упругого тела, накапливается в теле в виде упругой энергии, которая может быть получена обратно при снятии нагрузки. Работа деформирования вязкого тела в связи с необратимостью деформации не может быть получена обратно: она вся уходит на увеличение кинетической энергии молекул, что выражается в повышении температуры тела.

Деформационные свойства горных пород

При оценке деформационных свойств пород в природной обстановке следует учитывать, что мы очень мало знаем о продолжительности и скорости тектонических деформаций, о величинах возникающих напряжений. Опыт показывает, что нельзя не только автоматически использовать значения параметров, полученные в лабораторных условиях, для характеристики природных процессов, но и прямо переносить результаты наблюдений над процессами, происходившими в одних геологических условиях на другие.

Используя данные о поведении горных пород в той или иной обстановке, необходимо помнить, что никакие свойства вещества не могут считаться его абсолютными характеристиками: они проявляются (и соответственно могут быть измерены) только в ходе тех или иных процессов, а условия протекания этих процессов, равно как и сами механизмы процессов, могут быть весьма различными.

Насколько изменчивы бывают свойства веществ, можно убедиться на самых простых примерах. Шарик из сырого каучука, брошенный на пол, подскакивает как мяч, т. е. ведет себя как упругое тело. Тот же шарик, оставленный на полу, через несколько минут растекается тонким слоем под действием собственного веса. Кусок канифоли при комнатной температуре при ударе молотком раскалывается на части, т. е. ведет себя как хрупкое тело, а если

температура немного выше, канифоль тянется, как сахарный сироп. Даже такое, казалось бы, легко текучее вещество, как вода, способна к хрупкому разрушению: если выстрелить из винтовки в водяную струю, струя в месте попадания пули, как показывает скоростная киносъемка, распадается на остроугольные обломки, которые лишь потом приобретают под действием поверхностного натяжения форму капель. Словом, для любых тел можно подобрать и очень большие скорости деформаций, при которых они будут вести себя почти как идеально упругие тела, и, наоборот, — столь малые скорости, что их состояние будет мало отличаться от состояния неподвижной жидкости.

В земной коре мы имеем широкий диапазон температур и величин всестороннего давления. Но широк и диапазон скоростей тектонических деформаций. Отсюда ясно, что нельзя говорить о различных — упругом или пластичном состояниях вещества, — можно говорить лишь о его поведении в данных условиях деформации, к которым относится и такой фактор, как скорость деформации. *Один и тот же материал, очень мало поддающийся остаточным деформациям и быстро разрушающийся при одних скоростях деформирования, оказывается весьма податливым, способным давать большие остаточные деформации, при много меньших скоростях деформирования.* Наоборот, материал, который мы обычно склонны рассматривать как весьма податливый, при очень больших скоростях деформации может оказаться хрупко разрушающимся.

Многие сложные геологические структуры, свидетельствующие о большой величине деформации, называют структурами течения. Однако, наблюдая сейчас эти структуры, мы обычно не имеем возможности однозначно решить, образовались ли они в результате пластического течения или же очень длительного проявления ползучести. В дальнейшем, говоря о способности тел давать большие остаточные деформации, мы будем называть ее податливостью тела деформирующим воздействиям, а сопротивляемость этим воздействиям — жесткостью, употребляя эти термины в самом общем смысле и не вкладывая в них конкретных представлений о физической сущности остаточной деформации. Будем считать более податливым тело, в котором при равных условиях скорость остаточной деформации больше, а более жестким то, в котором она меньше*.

Говоря об относительных деформационных свойствах пород, следует иметь в виду, что их соотношения могут изменяться с изменением условий даже для одной и той же пары пород. Так, например, может оказаться, что у одного, более вязкого при данной температуре, вещества вязкость быстрее уменьшается с повышением температуры, чем у другого, имеющего при данной температу-

* Поскольку речь идет об относительных скоростях деформации, которые зависят от коэффициента вязкости, можно было бы говорить о телах более вязких и менее вязких. Однако выражение «менее вязкое» употребляется и в смысле «более хрупкое». Поэтому, чтобы избежать путаницы, лучше пользоваться другим термином.

ре меньшую вязкость. Тогда при достаточно высокой температуре вязкость второго станет больше вязкости первого. Еще более заметно может сказаться на соотношениях свойств пород перемена физико-химической обстановки, определяющей метаморфические реакции.

Деформационные свойства пород неаналогичны свойствам толщ тех же пород, поскольку свойства толщ зависят также от мощности слоев, от величины трения между слоями, от трещиноватости и т. д. Например, может оказаться, что толща, сложенная более жесткими породами, но тонкослойная, деформируется легче, чем состоящая из более податливых, но толстослойных пород.

Объемный результат остаточной деформации может быть различен. Если строение вещества в ходе деформации не претерпевает принципиальных изменений (не происходят полиморфные превращения или изменения состава вследствие химических реакций), то объем сплошного тела после остаточной деформации остается прежним. Если тело не сплошное, а пористое, то объем его в ходе деформации может существенно уменьшиться, особенно, когда есть возможность удаления жидких и газообразных веществ, заполняющих поры. И, наоборот, если остаточная деформация идет путем перераспределения относительно крупных частей тела, в ранее сплошном теле могут появиться поры и трещины, что приводит к увеличению его объема. Однако масштабы этих изменений не так уж велики, особенно если деформация происходит на достаточно большой глубине, где из-за большого давления пористость пород очень незначительна.

Если остаточная деформация идет одновременно с метаморфическими процессами, не исключена возможность, что привнос и вынос компонентов породы могут быть причиной изменения объема. Вопрос этот, однако, не исследован. Может быть, наоборот, существование механических воздействий на рассматриваемый объем пород, благоприятствующих его увеличению (или уменьшению), способствует привносу (или выносу) компонентов*. *Метаморфические реакции, представляющие собой замещение одних минералов другими, с иной плотностью, ведут к изменению объема. Но при самых благоприятных сочетаниях участвующих минералов они могут изменять объем геологических тел максимум на его десятые доли, тогда как остаточные деформации в метаморфических толщах приводят к изменению линейных размеров в несколько раз. Изучая результаты таких больших деформаций, изменениями объема тела в ходе деформации можно пренебречь и, считая, что он не изменялся, с вполне достаточной точностью оценивать (при наличии соответствующих данных) не только в каком направлении, но и насколько переместилась та или иная граница изучаемого объема пород при его деформации, т. е. восста-*

* То обстоятельство, что метасоматоз обычно рассматривается как происходящий с сохранением объема, ничего не говорит о том, как он идет на самом деле.

навливать его форму и размеры, существовавшие до деформации. Из постоянства объема следует также, что при анализе образования тех или иных геологических структур нельзя ограничиваться выяснением направления, в котором изучаемый объем пород испытал наибольшее укорочение; не менее важно обращать внимание на то, в каком направлении шло удлинение, т. е. увеличение размеров. Например, образование и прямых складок с горизонтальными шарнирами, и складок с вертикальными шарнирами требует укорочения по горизонтали и увеличения размеров толщи в направлении, перпендикулярном укорочению, но в первом случае увеличение размеров идет по вертикали, а во втором — по горизонтали (подробнее это будет разобрано ниже).

В дальнейшем изложении геометрические закономерности тектонических деформаций будут рассматриваться исходя из предположения о сохранении объема. В случае, если в конкретной геологической обстановке выявляется существенное увеличение или уменьшение объема, нетрудно сделать соответствующие поправки.

Использование данных механики при анализе геологических структур

Изучение механики твердого тела начинается с законов движения тела в пустоте, а уж потом исследуется вопрос, как на это движение влияет то обстоятельство, что реальным телам приходится двигаться в среде, оказывающей сопротивление движению. *При изучении тектонических процессов основным является исследование поведения самой среды, непрерывно заполняющей все интересующее нас пространство.* Правда, отдельные объемы земной коры (будь то жесткие зерна минералов, недеформированные участки жестких слоев на прямолинейных крыльях складок, жесткие интрузивные тела или объемы пород, оказавшиеся в условиях, неблагоприятных для деформации) могут испытывать поворот и перемещение, не подвергаясь деформации, но все равно это происходит в деформирующейся среде. Отсюда следует, что когда мы говорим о тектонических движениях, мы не точно отражаем суть происходящих процессов: лучше было бы говорить о тектонических деформациях, или деформациях земной коры.

Очень широко принято, характеризуя обстановку, в которой формировались те или иные структуры, говорить, что они возникли в условиях сжатия или в условиях растяжения. При этом, как правило, имеется в виду горизонтальное сжатие и горизонтальное растяжение, хотя априори еще не очевидно, что горизонтальное направление имеет какое-либо преимущество перед вертикальным. Но за словами «в условиях сжатия» и «в условиях растяжения» часто скрывается совсем не то, что означают эти слова. Например, из того, что квадрат деформирован в прямоугольник, никак нельзя узнать, чему он подвергся: растяжению вдоль будущих длинных сторон или сжатию вдоль коротких. Поэтому те структуры, которые считаются образовавшимися в условиях горизонтального рас-

тяжения или сжатия, на самом деле могут таковыми и не быть: по характеру геологической структуры обычно можно лишь сказать, формировалась ли она в условиях горизонтального удлинения или укорочения (в одном или двух измерениях). А удлинение возникает не только в условиях растяжения: оно вполне может происходить и в направлении, в котором деформируемый объем испытывает сжатие, если последнее меньше сжатия в поперечном направлении.

До недавнего времени одной из важнейших задач при выявлении происхождения геологических структур считалось отыскание тех сил, действием которых они созданы. На практике это обычно сводилось к тому, что в качестве конечного результата исследования высказывалось утверждение, что такие-то структуры образованы действием горизонтальных сил, а такие-то — вертикальных. Вопрос же о происхождении этих сил обычно справедливо считается выходящим за пределы компетенции структурной геологии. Но при этом выпадает из рассмотрения и другой вопрос, который уже никак нельзя считать выходящим за рамки структурной геологии: на каком пути эти силы действовали? Для совершения работы деформирования (как и всякой другой работы) мало одного лишь существования сил: эти силы должны произвести перемещение. Но почему-то на этот не менее существенный вопрос — на который к тому же гораздо проще получить ответ, изучая геологическую обстановку, чем на вопрос о величине и направлении сил — обычно не обращают внимания, хотя в большинстве случаев изучение структуры позволяет выяснить не направление действия деформирующих сил, а лишь направление смещения и величину смещения границ геологических тел (или границ, которыми мы мысленно оконтурили изучаемый объем горных пород). Например, тщательно изучив морфологию складчатой структуры в некотором объеме земной коры, мы можем довольно точно сказать, как изменились в ходе складкообразования контуры этого объема, и насколько сместились его границы, будь то объем, содержащий много складок, или участок одного слоя в той или иной части складки. Но этого совершенно недостаточно для определения направления сил, действовавших по этому контуру, поскольку в анизотропной, слоистой среде направление перемещения не обязательно совпадает с направлением сил.

В последнее время более принято считать главной задачей выявление не сил, а господствующих напряжений или полей напряжений во время формирования структуры. Решение этой задачи в подавляющем большинстве случаев сводится к тому же, что делалось и раньше, только слова употребляются другие: теперь обычно говорят, что формирование той или иной структуры связано с действием горизонтальных или, наоборот, вертикальных сжимающих напряжений. Очевидно, от замены слова «силы» на слово «напряжение» мы ничего не приобретаем.

Определение напряжений, возникающих в той или иной геологической обстановке, представляет собой гораздо более сложную

задачу, чем определение сил, поскольку в ходе образования любой сложной структуры распределение напряжений в деформируемых телах изменяется в ходе изменения формы тел даже при одном и том же направлении действующих сил. Поэтому вопросы, связанные с протеканием больших деформаций в земной коре, не могут решаться путем восстановления статической картины распределения напряжений в тот или иной момент — для этого надо изучать развитие их во времени, что представляет собой гораздо более сложную задачу, чем выяснение величины и направления перемещения тех или иных границ в результате деформации.

Когда идет большая остаточная деформация, деформируемое тело, уступая деформирующему воздействию, тем самым уменьшает свое сопротивление, а это в соответствии с третьим законом Ньютона ведет к уменьшению действующих сил. Поэтому длительное действие деформирующей нагрузки возможно только, когда оно постоянно поддерживается движением тех тел или объемов среды, взаимодействие которых ведет к их деформации. Таким образом, главным при исследовании происхождения геологических структур является вопрос о том, в ходе каких относительных перемещений частей земной коры они образовались, а не какие при этом возникали силы и напряжения. Выяснив это, мы получаем возможность узнать, как совершалась работа деформирования и передавалась исследуемому объему пород энергия, необходимая для протекания деформации. Лишь после этого можно поставить следующий вопрос: что было источником этой энергии, т. е. физической причиной деформации.

Только при решении немногих задач, где важны проявления упругой деформации, на первый план может выдвинуться вопрос о силах и напряжениях. В большинстве же случаев перенос акцента с деформаций на силы и напряжения дает лишь отрицательный результат, поскольку силы, действовавшие в ходе тектонических процессов, пока что не поддаются измерению, а от нахождения величины деформаций такая постановка вопроса уводит: вместо вполне реальной количественной оценки деформаций мы удовлетворяемся сомнительными качественными данными о силах.

Содержание этой главы далеко не исчерпывает сведений, которые могут быть использованы при анализе тектонических деформаций. Интересные данные и соображения о геометрических и физических аспектах развития деформаций можно найти в ряде работ [6, 7, 9, 16, 26, 44]. Сюда они не вошли в основном из-за их узко специального характера и большой сложности использования при обычной геологической работе.

Механика изгиба

Образование складок является результатом неоднородных деформаций, в которых ведущая роль принадлежит изгибу. Деформацию будем называть изгибом, если плоские параллельные поверхности, проведенные в теле до деформации (рис. 7, а), превращаются в кривые поверхности, расстояния между которыми остаются всюду неизменными (рис. 7, б). Этим изгиб отличается от неоднородного сдвига в направлении, секущем параллельные поверхности (см. рис. 2, а): при сдвиге эти поверхности тоже изгибаются в одну сторону, но расстояния между ними изменяются. Неизменными, как ясно из рисунка, остаются при сдвиге расстояния между точками двух поверхностей, измеренные вдоль направления сдвига.

Изгиб — это очень распространенный вид деформации слоистых толщ, но часто он осложнен одновременно протекающими другими деформациями — например, удлинением-укорочением и простым сдвигом. Труднее обнаружить осложнение изгиба кручением. Изгиб может представлять собой трехмерную деформацию (рис. 7, в), но пока ограничимся рассмотрением изгиба в условиях плоской деформации. Это позволяет изображать изогнутые поверхности и все другие поверхности, нормальные к плоскости деформации, линиями их пересечения с этой плоскостью (или, как выражаются в проективной геометрии, их следами на плоскости деформации), совмещая последнюю с плоскостью чертежа.

Обнаружить происшедший изгиб можно только, если изогнутые поверхности образуют контуры тела или как-то выражены в его строении: в виде слоистости, параллельной ориентировки вытянутых зерен и т. п. Особенно легко изгибаются длинные и тонкие тела: пластины (т. е. тела, ограниченные двумя параллельными плоскостями), стержни (тела с прямолинейной осью и постоянным поперечным сечением) и близкие к ним по соотношению размеров тела неправильной формы, а также тела слоистого строения. Очень вытянутые тела могут образовать серию чередующихся изгибов с выпуклостями в разные стороны (рис. 7, е), что и составляет основу складчатой структуры. Изгибу могут подвергнуться также части тела, деформацию которого в целом изгибом назвать нельзя.

Сущность изгиба разберем на примере так называемого чистого изгиба — деформации, которую вызывают две приложенные к концам бруска равные противоположно направленные пары сил, действующие в плоскости его симметрии (рис. 7, з). Для упрощения расчетов будем считать брусок невесомым. Чтобы определить напряженное состояние бруска, воспользуемся методом сечений. Если разрезать брусок в произвольном месте попе-

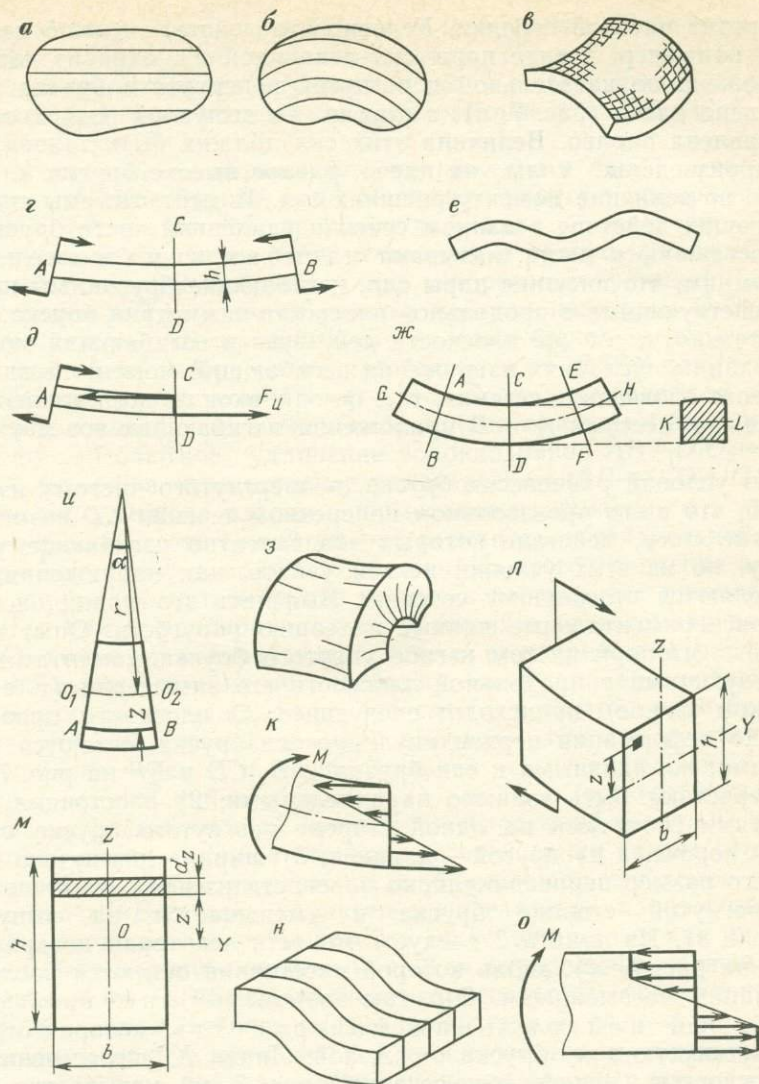


Рис. 7

речным сечением CD и удалить, например, правую часть (рис. 7, δ), то для сохранения в равновесии оставшейся левой части бруска надо приложить в месте разреза пару сил, стремящуюся повернуть левую часть бруска против часовой стрелки в той же плоскости, в которой действует пара внешних сил, приложенная в точке A , и образующую момент, равный по величине моменту пары внешних сил. Иначе говоря, действие удаленной правой части бруска на левую состоит в том, что она закручивает левую часть бруска

ка против часовой стрелки. Условно это действие можно изобразить, например, в виде пары сил величиной F_n , одна из которых приложена по касательной к вогнутой поверхности бруска и направлена влево (рис. 7, δ), а другая — к выпуклой поверхности и направлена вправо. Величина этих сил должна быть такова, чтобы произведение силы на плечо, равное высоте бруска h , было равно по величине моменту внешних сил. Момент системы сил, заменяющих действие в данном сечении удаленной части бруска на его оставшуюся часть, называют изгибающим моментом. Напомним, что внешние пары сил, изгибающие брусок, мы приняли действующими в продольной плоскости симметрии бруска. Следовательно, в той же плоскости действует и изгибающий момент. При данных условиях нагружения изгибающий момент не зависит от места проведения сечения, т. е. он одинаков по всей длине бруска между местами A и B приложения изгибающих его двух пар сил.

Из условий равновесия бруска, подвергнутого чистому изгибу, видно, что в его произвольном поперечном сечении CD возникают упругие силы, действие которых эквивалентно изгибающему моменту, но из этих условий нельзя узнать, как напряжения распределяются по данному сечению. Выяснить это можно, используя экспериментальные данные и теорию упругости. Опыт показывает, что при чистом изгибе упругого бруска моментами сил, действующими в продольной плоскости его симметрии (т. е. при плоском изгибе), происходит следующее: 1) плоскости, проведенные до деформации перпендикулярно оси бруска, остаются плоскостями, нормальными к оси бруска (AB , CD и EF на рис. 7, ж), но перестают быть взаимно параллельными; 2) расстояния между этими сечениями на одной стороне изогнутого бруска становятся короче, а на другой — длиннее; 3) ширина изогнутого бруска (его размер перпендикулярно плоскости изгиба) увеличивается на вогнутой стороне бруска и уменьшается на выпуклой (рис. 7, з). Из пункта 2 следует, что есть некоторая поверхность (GH на рис. 7, ж), вдоль которой расстояния остаются после деформации неизменными. Это так называемый нейтральный слой, или нейтральная поверхность, которая отделяет растянутую зону бруска от сжатой. Линия KL пересечения его с плоскостью поперечного сечения (рис. 7, ж) называется нейтральной осью сечения (точки G и H на рис. 7, ж изображают следы осей торцевых сечений). Каждое сечение испытывает при изгибе поворот вокруг своей нейтральной оси.

Вооружившись этими экспериментальными данными, можно выяснить распределение напряжений в поперечном сечении бруска, подвергающегося чистому изгибу. Прежде всего, из условий равновесия мысленно отделенной сечением части бруска (см. рис. 7, δ) видно, что в сечении, нормальном к оси бруска, нет касательных напряжений: их существование означало бы, что касательно к сечению приложена сила, а внешняя пара сил уравновесить ее не может, так как проекция пары на любую ось равна нулю, появле-

ние такой силы вывело бы брусок из равновесия. Наоборот, нормальные напряжения, возникающие в сечении в связи с тем, что в изогнутом бруске есть растянутая и сжатая части, складываются в пару сил, которая и уравнивает изгибающий момент.

Для определения нормального напряжения в любой точке нормального сечения бруска, испытывающего упругую деформацию в условиях чистого изгиба, проведем два таких сечения (рис. 7, *и*). Пусть угол между ними равен α радиан, а радиус кривизны нейтральной поверхности бруска (след которого изображается дугой O_1O_2) равен r . Тогда длина участка нейтрального слоя $O_1O_2 = r\alpha$, а длина участка AB произвольного волокна бруска, находящегося в растянутой части бруска на расстоянии z от нейтрального слоя, определяется равенством $AB = (r+z)\alpha$. Поскольку исходная длина любого волокна бруска между выбранными сечениями была равна O_1O_2 , то абсолютное удлинение волокна равно $AB - O_1O_2 = (r+z)\alpha - r\alpha = z\alpha$, а относительное удлинение $\epsilon = (AB - O_1O_2)/O_1O_2 = z\alpha/r\alpha = z/r$. Отсюда находим нормальное напряжение σ в любой точке сечения, отстоящей на расстоянии z от нейтральной оси: $\sigma = E\epsilon = Ez/r$, где E — модуль упругости. Из этого уравнения видно, что в упруго изогнутом бруске величина нормальных напряжений меняется прямо пропорционально расстоянию z рассматриваемой точки сечения от нейтрального слоя, т. е. напряжения распределены по высоте сечения по линейному закону: их абсолютные величины достигают наибольших значений у вогнутой грани бруска, где напряжения сжимающие, и у выпуклой, где они растягивающие, проходя через нуль на нейтральной оси сечения. Эпюра нормальных напряжений изображена на рис. 7, *к* (эпюрой называют график, показывающий изменение исследуемой величины вдоль некоторой линии, который строится на этой линии как на оси абсцисс непосредственно на чертеже, изображающем изучаемое тело). Уравнение $\sigma = Ez/r$ дает характер распределения напряжений по сечению, но не позволяет вычислить их величины, так как нам пока не известен радиус кривизны r . Для определения зависимости напряжений от изгибающего момента используем условия равновесия отделенной сечением части бруска (рис. 7, *л*).

Выделим вокруг произвольной точки сечения, находящейся на расстоянии z от нейтральной оси, элементарную площадку площадью ΔS и обозначим действующую на нее нормальную к сечению силу $\Delta F = \sigma \Delta S$. Ее момент относительно нейтральной оси равен $z\sigma \Delta S$. Суммирование этих моментов по всему сечению бруска площадью S уравнивает изгибающий момент: $\sum_S z \sigma \Delta S = M$.

Подставляя в это уравнение ранее найденное значение $\sigma = Ez/r$, получим $E \sum_S z^2 \Delta S = M$.

Выражение $\sum_S z^2 \Delta S$ означает сумму произведений площадей элементарных площадок на квадраты их расстояний до оси и называется моментом инерции сечения J относительно

оси: $\int_S z^2 \Delta S = J$. Отсюда получаем $E/r = M/J$. Подставляя значение E/r в ранее найденное выражение $\sigma = Ez/r$, получим нормальное напряжение в любой точке сечения $\sigma = Mz/J$. Оно прямо пропорционально изгибающему моменту M и расстоянию z точки от нейтральной оси и обратно пропорционально моменту инерции J сечения. При данном изгибающем моменте напряжение не зависит от упругих свойств изогнутого бруска.

Из $r = EJ/M$ видно, что чем больше момент инерции J , тем больше r , т. е. тем меньше изгибается при данном изгибающем моменте брусок из одного и того же материала. Следовательно, момент инерции характеризует способность бруска сопротивляться изгибу, зависящую от размеров и формы сечения бруска. Произведение EJ называется жесткостью при изгибе (или изгибной жесткостью): чем оно больше, тем меньше искривление упругого тела под действием данного изгибающего момента (и тем крупнее образующиеся складки). Поскольку на отрезке бруска, испытывающем чистый изгиб, изгибающий момент постоянен, то постоянен и радиус кривизны, т. е. продольная ось упругого бруска в условиях чистого изгиба имеет форму дуги окружности.

Вычислим момент инерции J для прямоугольного сечения высотой h и шириной b (рис. 7, м) относительно его оси симметрии OY . Разобьем всю площадь сечения на вытянутые параллельно OY узкие прямоугольники шириной b и высотой dz , тогда $dS = b dz$. Момент инерции относительно оси OY вычислим как определенный интеграл по площади сечения: $J_y = \int_S bz^2 dz$. Чтобы взять интеграл по всей площади прямоугольника, следует менять z от $-h/2$ до $+h/2$. Тогда

$$J_y = \int_{-h/2}^{+h/2} bz^2 dz = b [z^3/3]_{-h/2}^{+h/2} = \frac{bh^3}{12}.$$

Из этого выражения видно, что момент инерции площади имеет размерность длины в четвертой степени. Физический смысл того, что высота прямоугольного сечения входит в выражение момента инерции в третьей степени, легко объяснить. Во-первых, напряжение в произвольной точке прямо пропорционально расстоянию по этой оси и это же расстояние составляет плечо силы, действующей на элементарную площадку около данной точки, что вместе дает уже вторую степень этой координаты. Кроме того, суммирование моментов по площади, являющейся произведением высоты на ширину, вводит это измерение в качестве еще одного множителя, что дает третью степень.

Из того, что момент инерции пропорционален величине сечения в направлении, перпендикулярном к плоскости изгиба, следует, что изучение деформации слоя геологической среды, который мы рассматриваем как плоскопараллельную пластину бесконечной протяженности, в условиях плоского изгиба сводится к

изучению деформации бруска прямоугольного сечения, нагруженного в плоскости его симметрии, поскольку весь слой можно рассматривать как совокупность равных одинаково деформируемых брусков, на которые он нарезан проведенными на равных расстояниях плоскостями изгиба (рис. 7, н). Для простоты расчетов удобно принять расстояние между этими плоскостями, т. е. ширину мысленно вырезанного бруска, за единицу.

Из формулы момента инерции прямоугольника очевидна огромная роль мощности слоя в определении его сопротивления изгибу; это величина h , входящая в формулу в третьей степени. Следовательно, если один слой вдвое толще другого, то при действии одного и того же изгибающего момента его радиус кривизны будет в восемь раз меньше (имеется в виду сопротивление изгибу изолированного упругого слоя, что довольно далеко от поведения реального слоя в слоистой пачке, которое будет рассматриваться ниже).

Есть некоторое отличие изгиба прямоугольного бруска, мысленно выделенного из бесконечного слоя, и реального бруска, связанное с тем, что у последнего прямолинейные до деформации верхняя и нижняя стороны поперечного сечения искривляются, причем на вогнутой стороне брусок становится шире, а на выпуклой — уже (см. рис. 7, з). Это обычное проявление поперечной деформации, с которым мы уже познакомились, изучая деформации при растяжении и сжатии. Ее не может быть в бесконечно протяженном слое, а следовательно, и в отдельном мысленно вырезанном в нем бруске: изменению длины сторон сечения такого «бруска» мешает присутствие с обеих его сторон вплотную соприкасающихся с ним других таких же мысленно вырезанных «брусков». В результате в протяженном изогнутом слое нормальные напряжения имеются не только на сечениях, поперечных к плоскости изгиба, но и на плоскостях изгиба: в вогнутой, сжатой части слоя они сжимающие, в выпуклой, растянутой — растягивающие. Возникновение этих напряжений показывает, что протяженный слой оказывает большее сопротивление изгибу, чем совокупность расположенных рядом в виде одного слоя не соединенных друг с другом брусков. Геологическое значение того, что при плоском изгибе возникают напряжения на плоскости изгиба, т. е. нормальные напряжения, параллельные шарнирам складок, не было предметом изучения. Однако какого-либо различия в строении выпуклой и вогнутой частей слоя в замке, которое можно было бы связать с различием в них напряжений, параллельных шарниру, неизвестно. Эти напряжения не вызывают, например, образования на вогнутой стороне слоя гофрировки, поперечной к шарниру, подобно тому, как она часто возникает здесь параллельно шарниру. Скорее всего, данная разница в напряжениях не влияет существенно на характер деформации, а, как мы знаем, в геологической структуре и текстурах пород запечатлеваются не непосредственно напряжения, а деформации.

Когда деформация изгибаемого бруска столь велика, что нормальные напряжения у выпуклой и вогнутой граней бруска достигают предела упругости, у этих граней развивается пластическая деформация (которая с ростом нагрузки проникает все ближе к оси бруска), т. е. брусок находится в упругопластическом состоянии. Если брусок состоит из вещества, кривая деформации которого имеет участок, параллельный оси деформации, т. е. пластическая деформация может расти без увеличения нагрузки, эпюра нормальных напряжений в поперечном сечении приобретает в этом случае вид как на рис. 7, о. Когда остаточная деформация протекает в результате ползучести ниже предела упругости, распределение напряжений по сечению в каждый момент деформации соответствует распределению упругой составляющей деформации, т. е. имеет тот же характер, что и при упругой деформации (см. рис. 7, к). Так как скорость остаточной деформации вязкого тела пропорциональна напряжению, уменьшение напряжений вследствие перехода со временем упругой деформации в остаточную не изменяет линейного характера распределения напряжений по сечению прямоугольного бруска.

Здесь надо заметить, что если поведение при изгибе упругих и пластичных тел изучено в соответствии с запросами практики достаточно основательно, то очень длительный изгиб при малых напряжениях интересует практически только геологов. Поэтому все соображения о связи этого процесса с нагрузками прошли гораздо менее строгую проверку практикой и соответственно менее надежны.

Исследование чистого изгиба позволяет вывести закономерности, регулирующие распределение напряжений в изгибаемом теле и установить зависимость между изгибной жесткостью, изгибающим моментом и напряжениями. Но в геологической обстановке условия нагружения, соответствующие чистому изгибу, неосуществимы: на тела, изгибаемые в складки, действуют, помимо изгибающих моментов, еще так или иначе направленные силы. По способу приложения этих сил — поперек или вдоль длинных осей изгибающихся тел — разделяют два принципиально различных вида изгиба: поперечный и продольный. Термин «поперечный изгиб» распространен в геологической литературе: в технике и механике его обычно называют изгибом.

Поперечный изгиб

При поперечном изгибе, в отличие от чистого изгиба, условия нагружения таковы, что для уравнивания внешних сил, помимо изгибающего момента, к исследуемому поперечному сечению тела должна быть приложена еще сила, поперечная оси тела. Она уравнивает поперечную составляющую равнодействующей внешних сил и называется *перерезывающей силой*. Это означает, что в поперечном сечении тела при таком нагружении существуют не только нормальные, но и касательные напряжения.

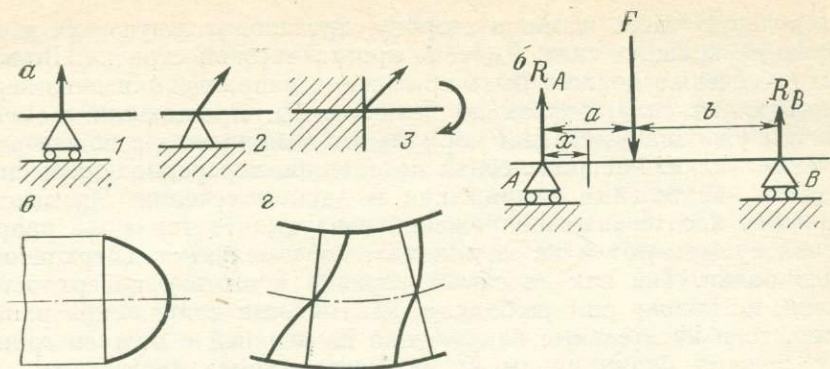


Рис. 8

Чтобы разобраться в сущности поперечного изгиба, познакомимся с результатами изучения его в технике.

Вытянутые тела, подвергающиеся поперечному изгибу, обычно называют балками. Балки могут воспринимать нагрузки, если они удерживаются опорами. Есть три вида опор, условные изображения которых даны на рис. 8, а: 1) шарнирно-подвижная опора — балка может поворачиваться около точки опоры, а сама точка опоры может смещаться вдоль оси балки, поэтому опора может давать реакцию только по нормали к направлению скольжения; 2) шарнирно-неподвижная опора — балка может поворачиваться около точки опоры, но не способна смещаться вдоль нее, и поэтому опора может давать реактивную силу любого направления, но не оказывает сопротивления вращающему моменту; 3) защемленный конец — никакое движение балки в опоре невозможно, реакция опоры может включать силу любого направления и вращающий момент.

Если для получения чистого изгиба нужно специально подбирать условия нагружения, то поперечный изгиб вытянутое тело испытывает почти при любом виде нагрузки, если только она не сводится к силам, действующим вдоль его длинной оси. Рассмотрим балку (рис. 8, б), лежащую на двух шарнирно-подвижных опорах и нагруженную на расстоянии a от опоры A и на расстоянии b от опоры B силой F , поперечной к оси балки. Обозначим реакции опор через R_A и R_B . Условия равновесия балки в целом — равенство нулю суммы проекций всех сил на любую ось и равенство нулю моментов сил относительно любой точки — дают два уравнения: $R_A + R_B - F = 0$ и $R_A a - R_B b = 0$. Решая их, находим, что $R_A = Fb/(a+b)$ и $R_B = Fa/(a+b)$. Проведем поперечное сечение между опорой A и точкой приложения силы F на произвольном расстоянии x от опоры A и найдем нагрузки, которые надо приложить к этому сечению, чтобы левая часть балки осталась в равновесии после удаления правой части. Во-первых, к сечению должен быть приложен момент $R_A x = Fbx/(a+b)$, стремящийся вра-

щать левую часть балки в сторону, противоположную той, в которую ее вращает сила R_A , т. е. против часовой стрелки. Во-вторых, к сечению должна быть приложена направленная вниз перерезывающая сила, равная по величине R_A . Вращающий момент, как мы уже знаем, создает нормальные напряжения в поперечном сечении балки. Распределенная по сечению перерезывающая сила создает касательные напряжения в данном сечении. Из закона парности касательных напряжений следует, что такие же напряжения существуют и на площадках, параллельных нейтральному слою балки. Так как на самых верхней и нижней поверхностях балки, поскольку они свободные, касательные напряжения равны нулю, то и касательные напряжения на верхней и нижней границах сечения балки равны нулю. Расчеты показывают, что для балки прямоугольного сечения эпюра касательных напряжений (рис. 8, в) является параболой*, а ее максимум приходится на нейтральную поверхность слоя. Приближенное значение максимального касательного напряжения $\tau = 3Q/bh$, где Q — перерезывающая сила; b и h — ширина и высота сечения балки (формула достаточно точна при $b > h$).

Найдем соотношения между максимальными нормальными и касательными напряжениями, возникающими в изгибающейся балке прямоугольного сечения. Из уравнения нормальных напряжений по поперечному сечению $\sigma = Mz/J = 12Mz/bh^3$ следует, что максимальное нормальное напряжение, достижимое при $z = h/2$, $\sigma_{\max} = 6M/bh^2$. Тогда отношение между максимальными нормальным и касательным напряжениями по данному сечению $\sigma_{\max}/\tau_{\max} = 6M \cdot bh/bh^2 \cdot 3Q = 2M/Qh$. В условиях нагружения, изображенных на рис. 8, б, в сечении, проведенном на расстоянии x от точки опоры A , перерезывающая сила $Q = R_A$, а вращающий момент $M = R_A x$. Подставляя эти значения, получим $\sigma_{\max}/\tau_{\max} = 2M/Qh = 2R_A x/R_A h = 2x/h$, т. е. на расстоянии от опоры $x > h/2$ максимальное нормальное напряжение больше максимального касательного. Следовательно, для балки, длина которой во много раз больше ее высоты, на большей части длины балки максимальные нормальные напряжения значительно превышают максимальные касательные. Таким образом, последние могут оказывать существенное влияние на характер деформации лишь в непосредственной близости от опор (по сечениям в других местах максимальное касательное напряжение может быть и не меньше, но там оно значительно уступает максимальному нормальному, и потому именно нормальные напряжения в основном определяют деформацию в данных условиях нагружения).

Из существования касательных напряжений следует, что при действии перерезывающей силы поперечные сечения не остаются

* На этой эпюре расстояние от любой точки сечения до кривой напряжений, измеренное параллельно оси балки, показывает величину, но не направление касательного напряжения: оно всюду направлено вдоль сечения, т. е. на данном чертеже — вертикально.

плоскими, как при чистом изгибе. Касательные напряжения, поскольку они действуют и вдоль сечений, продольных нейтральному слою, вызывают сдвиг — изменение первоначально прямого угла между сечениями и осью балки, а неравномерное распределение касательных напряжений делает сечения искривленными (рис. 8, з): сдвиг параллельно нейтральному слою балки больше всего там, где больше касательные напряжения, т. е. вблизи нейтрального слоя. Поскольку возникновение сдвиговой деформации не уничтожает перерезывающей силы, то в балке из материала, способного к остаточной деформации, возможно большое искривление нормальных сечений. Это обстоятельство, видимо, можно использовать для выявления складок, образование которых связано с действием перерезывающей силы, например, по закономерному искривлению секущих слой прожилков, относительно которых можно предполагать, что они первоначально были плоскими. Но это чисто теоретическое заключение нуждается в проверке — как путем лабораторного эксперимента, так и наблюдениями над природными складками такого происхождения — например, над складками облекания будин.

Вытянутое тело может испытывать поперечный изгиб в разных условиях нагружения. В частности, действующая сила может быть направлена не под прямым, а, как на рис. 9, з, косым углом к длинной оси тела — тогда к изгибу добавляется еще осевое сжатие одной части балки и осевое растяжение другой (такую силу можно приложить, если балка не скользит вдоль опор). Сила может быть приложена не посередине балки, а ближе к одной

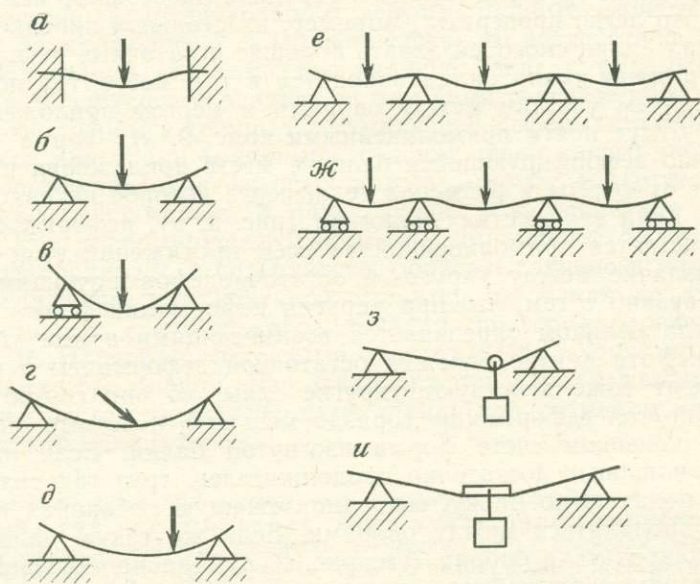


Рис. 9

из опор, или распределяться (равномерно или неравномерно) по всей длине балки или по ее части.

Деформация зависит также от характера опор. Например, деформация балки, нагруженной посредине сосредоточенной нагрузкой, зависит от способа закрепления концов балки (рис. 9, а, б, в). И форма изогнутой балки, и величины напряжений, возникающих в ней под действием одной и той же силы, оказываются при этом различными (например, при неподвижных опорах поперечно нагруженная балка обязательно становится не только изогнутой, но еще и растянутой).

Можно рассматривать поведение балки, лежащей на нескольких опорах — как неподвижных (рис. 9, е), так и подвижных (рис. 9, ж). Хотя участок балки, заключенный между двумя опорами, на рис. 9, е нагружен так же, как и на рис. 9, б, однако форма образующихся при этом искривлений различна. Независимо от различий в способах приложения нагрузок для всех случаев поперечного изгиба характерно одно: чередование выпуклостей деформированного тела в разные стороны связано с чередованием сил, действующих в разных направлениях (в примерах на рис. 9 в одну сторону действуют активные силы, в другую — реактивные).

Результаты упругой и большой остаточной деформаций под действием одинаковых поперечных нагрузок существенно различны. Например, если к лежащей на двух опорах упругой балке груз подвешен ближе к одной из опор (рис. 9, д), балка принимает форму плавной кривой, у которой наибольший прогиб не в месте подвешивания груза, а близко к середине расстояния между опорами (это легко проверить, например, на стальной линейке). Если материал балки способен давать большие остаточные деформации, самая нижняя точка балки находится в том месте, где подвешен груз, причем участки между опорами и местом приложения нагрузки будут почти прямолинейными (рис. 9, з). Форма изгиба остаточно деформирующей балки в месте приложения нагрузки зависит от формы и размеров тела, через которое передается нагрузка. Если это жесткая пластина (рис. 9, и), деформированная балка остается прямолинейной на всем протяжении этой пластины. Различие между упруго- и остаточнодеформирующимися телами связано с тем, что при упругой деформации форма изогнутого тела целиком определяется возникающими в нем упругими силами. Хотя в ходе большой остаточной деформации в каждый ее момент тоже действуют упругие силы, но они соответствуют лишь упругой деформации, гораздо меньшей, и не ими определяется в конечном счете форма изогнутой балки. Если нагрузка велика или опыт достаточно продолжителен, груз так сильно изгибает податливую балку, свободно лежащую на опорах, что она может провалиться между опорами. Если же такую балку шарнирно закрепить в опорах (см. рис. 9, з), она на большей части своей длины окажется не в условиях изгиба, а в условиях осевого растяжения.

Складки поперечного воздействия

Рассмотренные примеры деформации балок приведены для того, чтобы показать, насколько велико разнообразие результатов деформирования в зависимости от условий. В природной обстановке мы встречаемся не с изолированными брусками или пластинами, а со слоистыми толщами, которые можно рассматривать как совокупность большого числа параллельных пластин*. Это сказывается на поведении толщ при воздействии поперечных нагрузок.

Реакция слоистых толщ, как будет ясно из дальнейшего, отнюдь не сводится к одному лишь изгибу, из-за чего привычный термин «складки поперечного изгиба» далеко не точно отражает характер происходящей деформации. Форма этих складок определяется прежде всего характером смещений, задаваемых на границе слоистой толщи, т. е. формой «штампов» (которые, в свою очередь, сами могут деформироваться в ходе смещения). Если, например, складки созданы смещениями жестких блоков, то морфология складок прежде всего зависит от формы, размеров и величины смещения этих блоков. Результат такой деформации слоев точнее называть не складками поперечного изгиба, а складками поперечного воздействия. Их также можно, как предлагал ранее В. В. Бронгулеев, называть «штамповыми складками» (точнее было бы сказать «штампованными»), поскольку при штамповке изделий из листового материала также действуют поперечные нагрузки, производящие большие остаточные деформации. Однако термин «складки поперечного воздействия» представляется более точным.

Слоистый характер толщи и деформационные свойства слоев влияют на морфологию складок поперечного воздействия. Однако для образования этих складок наличие слоев с разными свойствами и поверхностей раздела между ними вовсе не обязательно: достаточно, чтобы в толще, испытывающей деформацию, были поверхности или линии (например, цепочки зерен какого-либо минерала), по искривлению которых можно было бы обнаружить происходящую деформацию. В ряде случаев есть основания предполагать, что деформируемые таким образом породы были практически однородными, и поверхности, обрисовывающие в них складки, имели лишь маркирующий характер, не влияя на характер деформации, т. е. что они образовывали (по терминологии Ф. Доната и Р. Паркера) «пассивные складки» [35]. Характер деформации при образовании «пассивных складок», как мы видим, весьма далек от того, который имеют в виду под термином «изгиб» в технической механике.

* Здесь и далее при рассмотрении механизма образования складок под терминами слой и слоистость имеем в виду всякое пластообразное тело и любую параллельную расслоенность независимо от их происхождения. Слоем слоистой толщи будем считать самое дробное подразделение разреза, внутри которого нет поверхностей слоистости, имеющих механическое значение. При этом будем считать слой во всех направлениях однородным и изотропным.

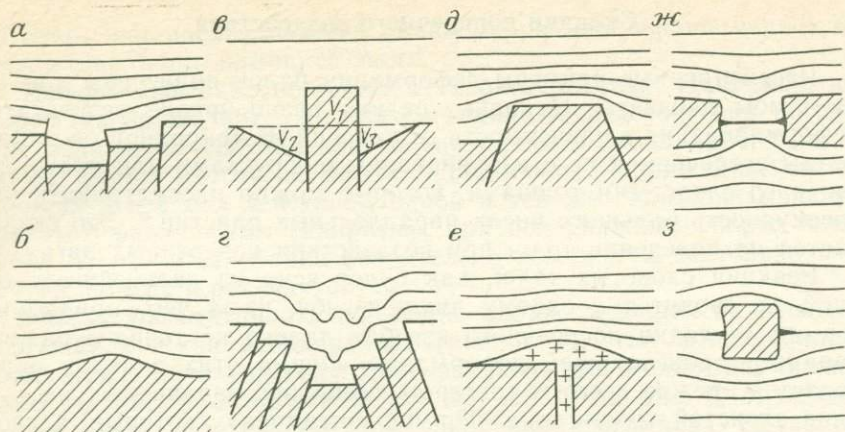


Рис. 10

Поперечные воздействия играют ведущую роль в образовании крупных складок горизонтально лежащего чехла неметаморфизованных пород под влиянием вертикальных движений кристаллического фундамента, которые происходят или по системе разрывов (рис. 10, а), или создают плавные изгибы его поверхности (рис. 10, б). Такие складки хорошо известны в природе и неоднократно изучались методом моделирования [7]. Активной силой при образовании таких складок является сила тяжести, которая прижимает податливую горизонтально-слоистую толщу к поверхности жесткого фундамента, заставляя ее огибать образуемые выступы и впадины фундамента.

Складки выполаживаются по мере удаления от огибаемых ими блоков («штампов») и при достаточно большой мощности толщи в конце концов затухают. Как далеко по разрезу они затухают, зависит от величины смещения и размеров смещающихся блоков и от податливости слоистой толща: чем меньше величина смещения и ширина блоков, чем податливее слоистая толща, тем на меньшую мощность распространяются складки; она в среднем того же порядка, что и величина блоков. При малой мощности толща по сравнению с величиной смещения складки могут охватить весь чехол и, дойдя до земной поверхности, найти отражение в рельефе.

Протяженность изогнутых слоев больше их проекции на исходное положение слоистости. Следовательно, при образовании складок поперечного воздействия либо должна уменьшиться мощность слоев, либо, если мощность осталась неизменной, перемещающиеся блоки должны стянуть слои в область развития складок откуда-то из других мест. Второй вариант нереален, поскольку требует перемещения слоев относительно выдвигающихся блоков через все создаваемые ими неровности, что было бы осуществимо лишь при

достаточной прочности слоев на разрыв, а ее практически нет из-за трещиноватости горных пород.

Поскольку складки поперечного воздействия при достаточно большой мощности толщи обязательно угасают, из условия сохранения объема следует, что, насколько уменьшится объем слоистой толщи против выдвинувшегося блока (V_1 на рис. 10, в), настолько же увеличится объем толщи по соседству с этим блоком (V_2 и V_3): $V_1 = V_2 + V_3$. Отсюда следует уменьшение мощности слоистой толщи против выступающих блоков, т. е. в антиклиналях, и увеличение ее в синклиналях. К изменению мощности, связанному с деформацией, может добавиться уменьшение мощности в антиклиналях по сравнению с синклиналями, обусловленное неравномерным накоплением осадков, если растущие складки отражают в искривлениях земной поверхности. Отличить одно от другого можно путем изучения, во-первых, характера осадков в антиклиналях и синклиналях, во-вторых, следов деформации пород, которые могли бы показать, где и в каком направлении шла деформация (что осуществимо при большой величине деформации).

Наиболее существенное уменьшение мощности слоев в складках поперечного воздействия, как показывают эксперименты, происходит в крыльях; оно тем заметнее, чем больше наклон слоев (достигающий больших величин при разрывном характере границ между блоками). Более жесткие слои при этом нередко рвутся в крыльях (особенно в частях разреза, которые ближе к поверхности смещающихся блоков), и их разорвавшиеся части могут удалиться на заметное расстояние в соответствии с величиной относительного смещения блоков.

Если бы складки поперечного воздействия не затухали по мере удаления от источника их образования и не было бы связанного с этим перемещения материала из антиклиналей в синклинали и иных осложнений, деформацию слоев под воздействием жестких блоков, перемещающихся поперек слоистости, можно было бы назвать неоднородным поперечным сдвигом. Во всяком случае, чем меньше мощность рассматриваемой части смятого в такие складки разреза, тем точнее этот термин описывает деформацию, которую она испытывает.

Смещения блоков могут происходить также по разрывам, не перпендикулярным к поверхности жесткой толщи, и поэтому поперечный изгиб может сочетаться как с сокращением размеров толщи вдоль слоистости (рис. 10, з), так и наоборот, с удлинением вдоль слоистости (рис. 10, д), что влияет на характер изменения мощности.

Суммируя изложенное, можно указать на следующие отличительные признаки складок поперечного воздействия: а) угасание складок по мере удаления от источника деформации, т. е. от тех поверхностей, смещение которых является причиной деформации (чтобы угасание можно было заметить, мощность толщи должна

быть достаточно велика); б) отсутствие осложнения крупных складок более мелкими складками приблизительно такой же формы и ориентировки в пространстве; в) уменьшение мощности слоев там, где задающее деформацию смещение направлено в сторону деформируемой толщи (в случае деформации чехла под действием смещения блоков фундамента — в сводах антиклиналей) и увеличение мощности в сопряженных складках, обращенных выпуклостью в другую сторону (правило относится к тем случаям, когда складки угасают внутри земной коры, не находят отражения в изгибах ее поверхности); г) уменьшение мощности в круглых крыльях широких коробчатых складок по сравнению с замками; д) плоские или округлые, но не острые замковые части складок; е) отсутствие образовавшихся вместе со складками плоскостных текстур, параллельных их осевым поверхностям (об этом будет говорить в гл. 6), а часто и отсутствие четких осевых поверхностей.

К этим признакам следует добавить форму складок в плане, поскольку по форме поперечного сечения не всегда удается однозначно установить их принадлежность к складкам этого типа. Например, по форме сечения складки на рис. 10, *e* трудно сказать, произошло ли здесь изгибание слоев в результате внедрения магматического тела или, наоборот, магма внедрилась в пространство, возникшее при отслоении пачки пород (например, испытывших изгиб в результате продольного укорочения слоистой толщи). Если в своде складки обнаруживаются следы удлинения слоев, есть основания выбрать первый вариант. Если следов удлинения нет и мощность слоев в складке не уменьшилась по сравнению с окружающими участками ненарушенного залегания, а тем более, если она возросла в сводовой части, мы должны принять второй вариант. Но при пологой форме изгибов удлинение или, наоборот, утолщение слоев так незначительно, что его можно не заметить и прийти к ошибочному выводу. Дополнительным критерием может быть форма складки в сечении, параллельном первоначальному положению слоистости: если она изометрична, вероятнее ее образование вследствие поперечного воздействия со стороны внедрившегося тела, поскольку продольное укорочение чаще осуществляется в одном направлении, создавая вытянутые в плане складки. Если укорочение во всех направлениях одинаково, оно создает не единичные изометричные в плане складки, а либо полигональную сеть вытянутых складок [28], либо сплошную систему куполов и мульд [26].

В структурах, формировавшихся в глубинных зонах земной коры, в частности, в метаморфических комплексах, складки поперечного воздействия обнаруживаются не так уж часто, хотя это может объясняться трудностью их выявления после изменения последующими деформациями. К складкам поперечного воздействия, видимо, следует отнести соляные и глиняные купола и диапиры, а также гранитогнейсовые купола и валы, образование которых, как предполагается, связано с всплыванием более легкого материала среди более тяжелых пород.

Относительно широко распространены, особенно в метаморфических комплексах, мелкие складки поперечного воздействия. Это межбудинные складки (см. рис. 10, ж), образуемые более пластичными слоистыми породами в промежутках между разошедшимися частями разорванного тела более жесткой породы, а также складки облекания будин (рис. 10, з). Форма и размеры этих складок определяются формой и размерами будин и расстоянием между ними. Но здесь деформации, обычные для складок поперечного воздействия, сочетаются с удлинением вдоль слоистости, вызвавшим образование будин. При большом удлинении, связанном со значительным уменьшением мощности толщи и ведущем к значительному разобщению будин, мощность слоев в межбудинной складке может оказаться меньше первоначальной.

Особенно часты результаты поперечного воздействия, происшедшего на фоне укорочения вдоль слоистости. При таком направлении деформации слоистой толщи рост складок продольного изгиба в жестких слоях может вызвать образование складок поперечного воздействия в соседних, более податливых слоях (этим вопросом мы займемся позже, при рассмотрении складок продольного укорочения).

Продольный изгиб

В технике, когда проектируется та или иная конструкция, приходится заботиться не только о том, чтобы не допустить возникновения опасных напряжений, при которых может произойти разрушение конструкционного материала, но и о том, чтобы конструкция обладала устойчивой формой, т. е. чтобы она деформировалась лишь в тех пределах, в которых не изменяется характер сопротивления деталей конструкции внешним нагрузкам (чтобы, например, деталям, рассчитанным на сжатие, не пришлось работать на изгиб и т. д., так как в этом случае могут возникнуть недопустимые деформации или разрушение конструкции). В условиях, приводящих к потере устойчивости формы, часто оказываются и геологические тела. Но задача техники — не допустить потери устойчивости, а ход остаточной деформации после потери устойчивости для техники безразличен. Для геологии, которую интересует образование разных структурных форм, наоборот, важно знать, как шел процесс деформирования после потери устойчивости.

Неустойчивость формы возникает в телах, у которых один размер много меньше размеров в двух других направлениях, или два размера много меньше третьего, т. е. в телах, которые по форме близки к пластинам и стержням. Геологическими аналогами пластин являются слои и другие пластообразные тела, а породы с четкой линейной текстурой можно бывает рассматривать как совокупность параллельных стержней.

Выход удлиненных тел из неустойчивого равновесия в результате действия сжимающих сил, направленных вдоль их длинной оси, называется продольным изгибом. Рассмотрим его сначала для упругой деформации, которая хорошо изучена. Явление это существенно отличается от поперечного изгиба. Когда к лежащей на опорах балке прикладывается поперечно направленная сила, балка обязательно изгибается. Хотя при малой нагрузке величина изгиба совершенно ничтожна, тем не менее он обязательно существует. Если его не всегда можно измерить из-за несовершенства измерительных приборов, то всегда можно вычислить, так как в этих условиях деформация при не равной нулю нагрузке всегда отлична от нуля и плавно возрастает с увеличением нагрузки. При приложении сжатия по оси вытянутого тела действующие силы никакого изгибающего момента не создают. Поэтому до достижения сжимающими силами некоторой критической величины нет и не может быть никакого изгиба — даже имеющего только чисто теоретическое значение; деформация ограничивается продольным укорочением стержня.

Чтобы различить состояния устойчивого и неустойчивого равновесия упругого прямолинейного стержня, сжатого вдоль длинной оси, его надо подвергнуть очень небольшому поперечному воздействию. Если после прекращения такого воздействия стержень возвращается в исходное состояние, значит форма тела при такой осевой нагрузке устойчива. Если же, наоборот, даже самого малого отклоняющего воздействия достаточно, чтобы произошел сильный изгиб, это означает, что прямолинейная форма при данной величине сжатия неустойчива. При такой нагрузке продольно нагруженный стержень оставаться прямолинейным обычно не может, поскольку в реальных условиях всегда имеют место неоднородность материала, отклонение формы тела от строго прямолинейной, непараллельность направления действия сил и оси тела или эксцентриситет точек приложения сил и т. д., что нарушает строгую симметричность условий нагружения и способствует выходу тела из неустойчивого равновесия. Убедиться в справедливости этого чрезвычайно просто, взяв тонкую стальную линейку: при попытке сжать ее вдоль оси она обязательно изгибается, и приложить к ней в этих условиях нагрузку, большую чем та, которую мы легко создаем своими пальцами, совсем не просто.

Для стержня постоянного сечения длиной l с шарнирно закрепленными концами (рис. 11, а) величина критической силы F_k , при достижении которой продольные сжимающие силы вызывают изгиб, находится по формуле Эйлера $F_k = \pi^2 EJ/l^2$, где E — модуль упругости, а J — момент инерции сечения. Вычислим F_k для сжимаемого таким образом стального стержня квадратного сечения площадью $S = 1 \text{ см}^2$ и длиной $l = 1 \text{ м}$ при $E = 2 \cdot 10^{11} \text{ Н/м}^2$. Для этого стержня $J = 10^{-8}/12 \text{ м}^4$ и $F_k = 3,14^2 \cdot 2 \times 10^{11} \text{ Н/м}^2 \cdot 10^{-8} \text{ м}^4 / 12 \cdot 1 \text{ м}^2 = 1,6 \cdot 10^3 \text{ Н}$.

Сравним эту величину с силой, которая была бы необходима, чтобы укоротить тот же стержень, например на 1 мм, т. е. вы-

звать относительное укорочение $\varepsilon = 10^{-3}$. По формуле $F = SE\varepsilon$ найдем, что необходимая сила $F = 10^{-4} \text{ м}^2 \cdot 2 \cdot 10^{11} \text{ Н/м}^2 \cdot 10^{-3} = 2 \cdot 10^4 \text{ Н}$. Это значит, что для получения желаемого укорочения мы должны поместить сверху на вертикально стоящий стержень 2 т груза (1 Н приблизительно в 10 раз меньше веса тела массой в 1 кг), тогда как груз всего лишь в 160 кг уже вызывает продольный изгиб. Совершенно очевидно, что без специальных приспособлений, которые препятствовали бы изгибанию стержня, укоротить его на 1 мм не удастся: когда мы начнем сжимать стержень вдоль его оси, он изогнется, как только нагрузка достигнет критического значения. Приложить к стержню осевое сжатие, большее критического, мы не сможем, так как стержень будет уже искривлен. Точнее говоря, если прикладывать нагрузку очень аккуратно, то, постепенно повышая ее, можно несколько превзойти критическую силу, но обязательно наступит момент, когда нагруженное тело внезапно теряет устойчивость. При этом, даже если критическая нагрузка и не была сильно превзойдена, тело не увеличивает изгиб постепенно, а сразу получает соответствующий нагрузке конечный изгиб, т. е. продольный изгиб не может, в отличие от изгиба при поперечном воздействии, принимать сколь угодно малое значение. Но в геологических масштабах величина этого изгиба очень невелика.

Как только у стержня появилось заметное искривление, его дальнейшую упругую деформацию легко определить, используя условия равновесия при действии изгибающего момента. Действительно, чтобы часть изогнутого продольно-осевыми силами стержня, мысленно отделенная поперечным сечением, оставалась в равновесии, к этому сечению кроме продольной силы F (см. рис. 11, а) должен быть приложен еще и момент сил, уравнивающий момент Fz , где z — расстояние места сечения до линии действия сжимающих сил (принимая, что размеры поперечного сечения много меньше z).

Выход из устойчивого равновесия упругой пластины определяется тем же уравнением Эйлера: поскольку критическая сила прямо пропорциональна моменту инерции J сечения пластины, который для прямоугольного сечения вычисляется по формуле $J = bh^3/12$, она прямо пропорциональна протяженности b пластины в направлении, перпендикулярном направлению сжатия.

Сопrotивление пластины или стержня продольному изгибу (как и поперечному), как видно из той же формулы, сильно зависит от толщины h , поскольку с ее увеличением, во-первых, рас-

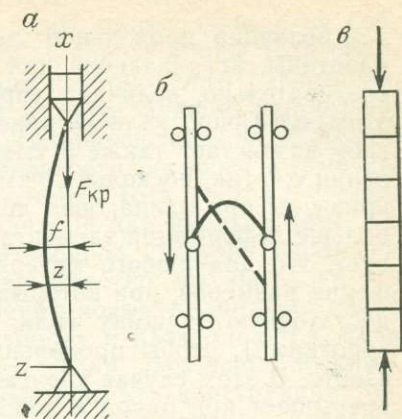


Рис. 11

тет величина продольной деформации приповерхностных слоев пластины, возникающей при изгибе одной и той же кривизны и, следовательно, величина упругих сил, а во-вторых, растет плечо этих сил. Сопrotивление пластины (или стержня) продольному изгибу возрастает также с уменьшением длины пластины в направлении сжатия, поскольку, чем короче пластина, тем меньше радиус кривизны при одинаковом сближении ее концов и, следовательно, больше деформация элементарных объемов пластины. Отсюда следует, что для любого материала можно подобрать такие соотношения размеров, при которых пластина или стержень будут иметь достаточную толщину (или, что то же самое, будут достаточно короткими), чтобы продольный изгиб в них вообще не мог произойти. В этом случае упругая энергия, приобретаемая при изгибе, превышает при одной и той же величине сближения концов тела упругую энергию, приобретаемую при однородном укорочении. Для упругого тела с такими соотношениями размеров состояние продольно-осевого сжатия будет устойчивым при любой величине нагрузки, не превышающей предела упругости. Иначе говоря, такое тело разрушится (или пластически деформируется) раньше, чем выйдет из состояния устойчивого равновесия и изогнется. Но то же самое тело будет испытывать изгиб под действием поперечной нагрузки любой величины. При такой нагрузке изгиб происходит всегда, у тела любой формы, вопрос лишь в его величине и соответственно в том, заслуживает ли он того, чтобы его учитывать.

Для того чтобы продольный изгиб мог осуществляться в сплошной среде, она должна состоять из удлиненных тел: параллельных пластин, брусков и т. п. В однородной среде, лишенной такого строения, продольное сжатие не может создать изгибов, даже если в ней промаркированы поверхности или линии, параллельные направлению сжатия, не нарушающие однородности строения. Хотя это очевидно, но все же было проверено на модельных материалах [4]. Опыты подтвердили, что складки, в которые была бы изогнута система параллельных геометрических поверхностей, не имеющих физического значения и лишь позволяющих обнаружить деформацию, путем продольного изгиба не возникают. В этом принципиальное отличие продольного изгиба от поперечного воздействия, при котором достаточно до деформации нарисовать в однородной среде такие маркирующие поверхности: в результате приложения поперечной нагрузки они изогнутся.

Для возникновения продольного изгиба и для дальнейшего нарастания деформации необходимо, чтобы концы удлиненного тела сближались, и безразлично, в ходе каких движений происходит это сближение. Например, концы такого тела могут перемещаться параллельно в противоположные стороны под острым углом к длинной оси тела, как это происходит в приспособлении, показанном на рис. 11, б. В геологической обстановке такая ситуация возникает, когда пласт породы, пересеченный под острым углом жильным телом, испытывает сдвиговую деформацию параллельно

напластованию. Причина изгибания этого жильного тела не собственно в сдвиге, а в том, что благодаря сдвигу концы тела сближаются, что приводит его в состояние неустойчивого равновесия.

В условиях продольного сжатия в неустойчивом равновесии может оказаться не только цельное сплошное тело, но и группа тел, даже если каждое из них в отдельности по своей форме неспособно к продольному изгибу. Например, хотя система поставленных один на другой соосных цилиндров или кубиков (рис. 11, в) способна вынести некоторую сжимающую нагрузку вдоль общей оси всех цилиндров, но из опыта известно, что нагрузка эта сильно уменьшается по мере добавления новых цилиндров: такая конструкция легко выпучивается в сторону и разваливается. Если бы поверхности оснований цилиндров были идеально плоскими, гладкими и строго перпендикулярными оси, эта конструкция теоретически была бы способна вынести, не разрушаясь, нагрузку вплотую до значения критической силы по формуле Эйлера для целого стержня. Однако несовершенство формы реальных деталей такой конструкции делает ее гораздо менее устойчивой. Эта конструкция разваливается под нагрузкой только потому, что слагающие ее «детали» способны (как и части цельного стержня) давать деформации: если бы они были абсолютно жесткими, недеформируемыми, равновесие конструкции в таких же условиях нагружения было бы устойчивым. Пример этот приведен здесь потому, что слои горных пород всегда обладают трещиноватостью, притом нередко бывает известно, что, по крайней мере, часть трещин возникла до начала заметных деформаций. Поэтому уменьшение устойчивости формы слоев из-за трещиноватости может играть существенную роль.

Мы рассмотрели простейшие закономерности продольного изгиба в условиях упругой деформации. Сложнее обстоит дело, если продольному сжатию подвергается тело, способное давать большие остаточные деформации. С одной стороны, ясно, что если вести такую деформацию настолько медленно, чтобы релаксация напряжений не давала нагрузке достигнуть критического значения, то тело, сколь бы длинным оно ни было, будет испытывать продольное укорочение и соответственно поперечное утолщение, не выходя из устойчивого равновесия (так утолщается разлитый по горизонтальной поверхности слой воды, если воду собирать в одно место). В частности, при экспериментах на слоях канифоли с машинным маслом быстрое сближение концов слоев вело к их изгибанию, а медленное — к однородному укорочению и утолщению [4]. Таким образом, если увеличить скорость деформирования слоев, испытывающих однородное укорочение, нагрузка может возрасти до величины, достаточной, чтобы вызвать их продольный изгиб.

С другой стороны, поскольку зависящая от времени остаточная деформация протекает через упругую, то и упругий продольный изгиб, приобретенный телом, может со временем перейти в остаточную деформацию, т. е. достижения критической нагрузки

в этом случае достаточно для получения заметной необратимой деформации (далее мы не будем касаться остаточных деформаций при таких нагрузках, учитывая малую вероятность этого явления в геологической обстановке). Однако остается неясным, не может ли тело в условиях длительного нагружения выйти из состояния устойчивого равновесия и при нагрузках, меньших критической. В технике такими явлениями интересуются очень мало, и приходится полагаться только на исследования, выполненные специально для решения задач структурной геологии.

Поскольку выход из неустойчивого равновесия происходит мгновенно, естественно полагать, что он обусловлен состоянием деформируемого тела в момент выхода из равновесия, т. е. его упругой деформацией и однозначно связанным с ней напряженным состоянием. Именно так принимается в проведенных теоретических исследованиях складкообразования [10, 26, 33, 43]. Впрочем, в одной из работ утверждается также, что «конечно, для балки из линейновязкого материала любая отличная от нуля сила является критической» [10, с. 31]. Последнее утверждение трудно согласовать с данными опытов, показывающими, что для любого тела с конечной вязкостью можно подобрать столь малую скорость деформации, что оно не достигнет состояния неустойчивого равновесия и будет испытывать необратимое однородное укорочение. Видимо, не будет ошибкой поэтому сказать, что пока нет достаточно разработанных методов подхода к изучению продольного изгиба при остаточной деформации с целью выяснения механизма формирования складчатой структуры, хотя исследования в этом направлении проводились. Достаточно полный их обзор не так давно опубликован [9], с тех пор существенно новых работ было очень мало (исключение составляет [26]). Принципиальная трудность этих исследований в том, что сложность природной обстановки заставляет рассматривать только упрощенные модели, в условиях которых лишь и возможно решение поставленных задач. Поскольку разные авторы вносят эти упрощения различным путем, то решения одной и той же задачи получаются иногда очень разными. Мы будем обращаться к результатам проведенных исследований по мере рассмотрения конкретных вопросов.

Как нет пока ясности относительно условий неустойчивого равновесия тела, дающего с течением времени остаточные деформации, так нет и исчерпывающих теоретических исследований дальнейшей деформации слоистой толщи, вышедшей из неустойчивого равновесия, при продолжающемся укорочении ее вдоль исходного положения слоистости. Одна из новейших работ по этому вопросу принадлежит А. С. Григорьеву и В. П. Ионкину [10]. Они исходят из предположения, что в смятой в складку толще связи между слоями настолько нарушены, что задачу о деформации толщи слоев можно свести к рассмотрению деформации одиночного слоя, верхние и нижние границы которого свободны от напряжений, не ограничивая, однако, ни отношения длины изгибаемого тела к его толщине, ни степени искривления. Но, поскольку существует

вес вышележащих пород, нормальные напряжения на границе слоя нельзя считать пренебрежимо малыми по сравнению с нормальными напряжениями в поперечных сечениях даже при пологих изгибах. Это предположение становится совершенно необоснованным при больших изгибах и, следовательно, значительных углах между деформируемыми слоями и направлением сжимающих усилий. Поэтому решение, приведенное в [10], трудно признать удовлетворительным.

Многие вопросы складкообразования в условиях продольного укорочения, в том числе и изгиб остаточного деформируемого слоя при продольной нагрузке при разных граничных условиях рассматриваются в [26]. Однако исследование проведено с применением математического аппарата, слишком сложного для геолога без специального математического образования, что практически исключает возможность критической оценки и широкого использования данной работы.

Несложный расчет, основывающийся на законе Гука, показывает, что если в условиях чистого изгиба ось упругого стержня приобретает форму дуги окружности, то при выходе из неустойчивого равновесия при продольно-осевом сжатии, пока изгиб еще очень мал, она имеет форму пологой синусоиды. Исследовать упругую деформацию при дальнейшем сжатии нет необходимости, а о поведении остаточного деформируемого тела при дальнейшем сближении его концов можно судить исходя из следующих соображений.

Хотя возникновение изгиба при осевом сжатии остаточного деформируемого тела происходит так же, как и в упругом, но дальше процесс идет существенно иначе. Чтобы увеличить изгиб упругого тела и соответственно сблизить его концы, надо увеличить нагрузку, поскольку увеличение изгиба означает уменьшение радиуса кривизны, а значит и увеличение упругих сил, т. е. увеличение сопротивления нагрузке, которое нарастает быстрее, чем растет вследствие изгиба изгибающий момент. При дальнейшей же деформации испытывающего продольный изгиб остаточного деформируемого тела, поскольку в нем все время идет процесс релаксации напряжений, упругие силы могут и не возрастать и даже уменьшаться (при соответствующем уменьшении скорости деформации). Поведение такого тела определяется тем, что изгибающий момент, действующий в поперечном сечении, достигает наибольшего значения в том месте, где тело испытало наибольшее удаление от линии действия деформирующих сил, и где, следовательно, больше плечо силы (см. рис. 11, *a*). Именно в этом месте во внешних слоях тела может быть превзойден предел упругости и начаться пластическая деформация, приводящая к возникновению здесь так называемого пластического шарнира. С этим явлением каждый сталкивается на практике: известно, что забиваемый гвоздь при неудачном ударе молотком изгибается лишь на коротком участке где-то посередине, а остальные его части сохраняют прямолинейность. Если предел упругости и не превзойден, по-

скольку скорость остаточной деформации растет с ростом напряжений и, следовательно, с ростом изгибающего момента, деформация опять-таки быстрее всего идет в части тела, наиболее удаленной от линии действия сжимающих сил, что приводит к концентрации деформации в основном в месте наибольшего прогиба тела. Оно оказывается наиболее деформированным в средней части своей длины, приобретая форму складки с почти прямолинейными крыльями и малым радиусом кривизны в замке. Эта концентрация деформации особенно заметна в телах, у которых вязкость существенно уменьшается с ростом скорости деформации. Поскольку с увеличением прогиба растет изгибающий момент, скорость деформации вязкого тела при сохранении неизменной нагрузки на его концах все время нарастает, т. е. чем дальше, тем легче деформируется изогнутое вязкое тело.

При оценке поведения тела в условиях продольного изгиба приходится учитывать, что в каждом поперечном сечении тела действует не только изгибающий момент, но и вызванные сжимающими силами сжимающие напряжения (в отличие от поперечного изгиба, при котором действующие силы срезающие, вызывающие в этих сечениях касательные напряжения). В изогнутом бруске толщиной h максимальное нормальное напряжение, связанное с действием изгибающего момента M , $\sigma_{\text{изг. макс}} = Mh/2J$ (см. стр. 66). Если поперечное сечение бруска прямоугольное, шириной $b=1$, то момент инерции сечения $J = bh^3/12 = h^3/12$. Обозначив сжимающую силу через F и максимальный прогиб через f , получим максимальное значение $M = Ff$, а максимальное значение $\sigma_{\text{изг. макс}} = (Ff/h/2) : (h^3/12) = 6Ff/h^2$.

Сжимающее напряжение, создаваемое в продольно изгибаемом бруске шириной $b=1$ сжимающими силами, $\sigma_{\text{сж}} = F/S = F/h$ (пренебрегая при малом изгибе изменением площади сечения, перпендикулярного действию сил). Очевидно, $\sigma_{\text{изг. макс}} > \sigma_{\text{сж}}$, когда $6Ff/h^2 > F/h$, откуда $6f/h > 1$ или $f > h/6$, т. е. когда величина прогиба бруска превышает одну шестую стороны его прямоугольного сечения, лежащей в плоскости изгиба, нормальные напряжения, связанные с изгибом, превышают по абсолютной величине сжимающие напряжения, вызванные непосредственно сжатием. Следовательно, чем меньше размер h бруска (а для слоя — его мощность), тем при меньшем прогибе нормальные напряжения от изгиба начинают превышать напряжения от сжатия. Со сжимающими напряжениями, равномерно распределенными по всему бруску, связано однородное укорочение бруска, а с напряжениями, вызванными изгибающим моментом, — искривление бруска. Отсюда следует, чем тоньше брусков, тем при меньшем его искривлении ведущая роль в деформации переходит от однородного укорочения к изгибу. Эта закономерность — чисто геометрическая, свойства материала слоев в нее не входят, т. е. она справедлива для материала с любыми свойствами.

При $f = h/6$ величина $\sigma_{\text{изг. макс}} = \sigma_{\text{сж}}$. Это означает, что при такой величине изгиба суммарное продольное сжимающее напря-

жение у вогнутой стороны бруска равно $2\sigma_{сж}$, а у выпуклой стороны, где изгиб вызывает растяжение, — нулю, т. е. у выпуклой стороны в этот момент никакой продольной деформации не происходит, а в направлении к вогнутой стороне нарастает скорость остаточной деформации продольного укорочения. При прогибе $f > h/6$ у выпуклой стороны бруска происходит растяжение, а нейтральная поверхность смещается по мере увеличения изгиба к вогнутой стороне. Величина напряжений, связанных с изгибом, убывает от средней части бруска к его опорам соответственно уменьшению величины прогиба.

Таким образом, на всех стадиях продольного изгиба прямоугольного бруска постоянного сечения место, где возникает наибольшее напряжение и, следовательно, быстрее всего идет остаточная деформация, находится на вогнутой стороне бруска на равном расстоянии от опор. Таким образом, при остаточной деформации продольного изгиба бруска кривизна его оси достигает наибольшей величины в своей средней части, уменьшаясь в стороны к опорам, причем чем больше изгиб, тем ярче выражено различие в кривизне разных частей бруска. Рост прогиба и соответственно изгибающего момента в ходе деформации ведет ко все большему ускорению остаточной деформации.

Когда прогиб достигает заметной величины, при вычислении сжимающего напряжения приходится учитывать изменение по мере поворота оси бруска площади сечения, нормального к линии действия сжимающих сил. Если ось бруска образует угол α с линией действия сил, площадь нормального сечения $S = S \cos \alpha$. Отсюда нормальное напряжение в таком сечении $F/S_\alpha = F/S \cos \alpha = \sigma_{сж} \cos \alpha$, где $\sigma_{сж}$ — нормальное напряжение в неповрежденной части бруска (некоторым искривлением траекторий нормальных напряжений в изогнутом бруске [7] пренебрежем). Следовательно, и скорость остаточного продольного укорочения в каждой части бруска замедляется по мере ее поворота при изгибе, что также ведет к концентрации деформации в месте наибольшего прогиба.

Когда угол α превысит 45° , напряжение от сжатия оказывается ориентированным таким образом, что вызывает уже не укорочение и утолщение, а обратную деформацию — удлинение и утончение бруска. Однако для одиночного бруска напряжение от сжатия при этом настолько мало по сравнению с напряжениями от изгиба, что значение этого удлинения очень невелико (и оно тем меньше, чем тоньше брусок).

Все вычисления и рассуждения, приведенные выше, относятся к продольному изгибу бруска, происходящему в среде, которая не оказывает этому сопротивлению, что весьма еще далеко от реальной геологической обстановки.

Продольный изгиб в среде, оказывающей сопротивление

Мы рассматривали форму продольной оси тела при продольно-осевом сжатии как кривую, имеющую выпуклость в одну сторо-

ну, в реальной же обстановке складчатые структуры представляют собой серии чередующихся изгибов то в одну, то в другую сторону. Образование слоями не единичной складки, а системы складок в начале века связывали с влиянием силы тяжести: предполагалось, что горизонтально лежавшие слои, изгибаясь в складки в результате сжатия с боков, должны выдерживать в сводах антиклиналей вес вышележащих толщ, и широкие своды просто проваливались. Отсюда возникло представление, что для того, чтобы могли образоваться складки, в сминаемой толще должны обязательно присутствовать прочные слои, способные воспринять нагрузку сверху (с этим представлением связан и перешедший из английского языка в русский термин «компетентные слои», который означает прочные, жесткие слои; представление это нам сейчас кажется наивным, но термин, особенно в англоязычной литературе, все еще широко употребляется). Когда мы рассматриваем земную кору как сплошную среду, в которой давление плавно повышается с глубиной, вопрос о необходимости «выдерживать вес» вышележащих толщ просто не возникает (по отношению к лежащим складкам или складкам с крутыми шарнирами этот вопрос вообще оказывается бессмысленным, но таких складок ранние исследователи структурной геологии, видимо, не учитывали).

Если брусок или пластина с шарнирно закрепленными концами испытывает продольный изгиб в среде, не оказывающей сопротивлением, ось их продольного сечения приобретает форму кривой, выпуклой в одну сторону, и не образует нескольких изгибов с выпуклостями в разные стороны. Это вполне естественно, поскольку во втором случае при одной и той же величине сближения концов такого тела его кривизна, а следовательно, и возникающие при изгибе упругие силы, и критическая величина нагрузки должны быть больше. Практически такая величина нагрузки не достигается, поскольку тело выходит из равновесия еще при нагрузке, достаточной лишь для образования изгиба с одной выпуклостью.

Если пластина, подвергаемая продольному сжатию, находится в среде, оказывающей сопротивление ее смещению в стороны (например, обладающей некоторой вязкостью), на преодоление этого сопротивления должна быть затрачена работа тем большая, чем больший объем вещества среды подвергается деформации и чем больше его деформация. Если в такой среде пластина изгибается только в одну складку, объем вовлекаемого в деформацию материала и величина его деформации при одной и той же величине сближения концов пластины значительно больше, чем при образовании нескольких более мелких складок (рис. 12, а). Иначе говоря, чем мельче складки, тем меньше работа, затрачиваемая на деформирование вмещающей среды. Поэтому чем больше сопротивление среды, тем скорее можно ожидать формирования более мелких складок.

Размеры складок, образуемых слоев в сопротивляющейся среде, зависят также и от свойств самого слоя. Чем мельче складки, т. е. чем больше кривизна изогнутого слоя, тем больше сопротив-

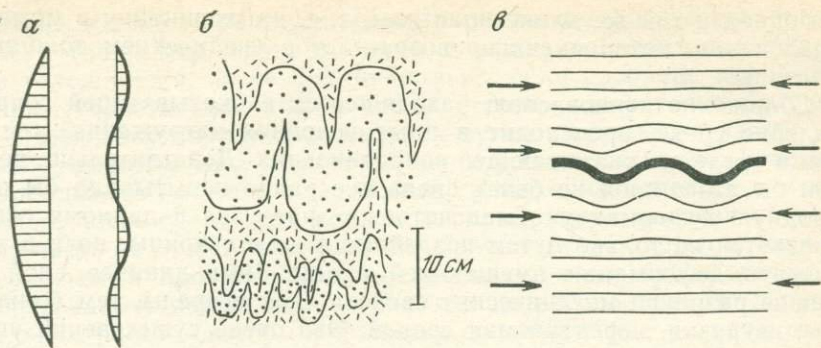


Рис. 12

ление слоя изгибу. А чем большее сопротивление изгибу оказывает слой, тем бóльшая работа затрачивается на его изгиб, и тем больше ее доля в суммарной работе деформирования слоя и среды. Следовательно, увеличение сопротивления слоя изгибу способствует образованию более крупных складок. Таким образом, число складок, возникающих путем продольного изгиба в пластине заданной длины, зависит от соотношений деформационных свойств изгибающейся пластины и вмещающей среды.

При достаточно большом сопротивлении среды складки вообще могут не возникнуть, а задаваемая величина сближения концов пластины реализуется или в однородном укорочении (и утолщении) пластины, или в образовании в ней разрывов со смещением (что опять-таки зависит от соотношения свойств слоя и среды). Так как деформационные свойства различных пород по-разному изменяются с изменением условий, может оказаться, что на одной стадии деформации пластообразное тело ведет себя как много более жесткое, чем вмещающая среда, и изгибается в складки, а на другой стадии — как довольно податливое, деформирующееся без изгиба, путем однородного укорочения.

Зависимостью размеров складок продольного изгиба от сопротивления вмещающей среды могут в какой-то мере определяться более мелкие в среднем размеры складок, формирующихся в глубоких частях коры, по сравнению со складками, образующимися ближе к поверхности. Можно полагать, что особенно легко протекает образование складок, отражающихся в рельефе: в этих условиях антиклинали по мере их подъема над окружающей местностью подвергаются размыву, что уменьшает их сопротивление и облегчает дальнейший рост складок.

Сопротивление пластины изгибу зависит от свойств ее материала и от толщины, возрастая с увеличением последней (характер связи сопротивления с толщиной зависит от сущности этого сопротивления — является ли оно упругим, вязким или каким-либо иным — и мы его касаться не будем). Поэтому толщина пластины оказывает большое влияние на число складок, образующихся

при одной и той же длине пластины, т. е. на их ширину в момент образования, которая сильно возрастает с увеличением толщины пластины.

Сближение концов слоя, находящегося в оказывающей сопротивление среде, происходит в иных условиях нагружения, чем у слоя в среде, не оказывающей сопротивления. Действительно, ведь если бы этого слоя не было, среда все равно испытывала бы однородную деформацию. Следовательно, нагрузка к данному слою передается не только путем воздействия на его концы, но и в результате деформации вмещающей среды. Чем длиннее слой и меньше различие механических свойств слоя и среды, тем больше доля нагрузки, передаваемая средой. Это очень существенно учитывать, поскольку в литературе можно иногда встретить соображения, что образование складок в условиях продольного укорочения не может иметь большого значения из-за того, что «механические свойства горных пород не в состоянии обеспечить передачу тангенциальных напряжений на расстояния, сопоставимые с шириной тектонических зон и складчатых поясов» [18, с. 88].

Связь между параметрами слоя и вмещающей среды и начальными размерами складок изучалась и теоретически, и экспериментально [26, 33, 34, 43]. Эти исследования подтверждают, что ширина зарождающихся складок растет с увеличением толщины одночного слоя и отношения вязкости слоя к вязкости среды. В первом легко убедиться, наблюдая смятые в складки жилы одного и того же состава (рис. 12, б): чем больше мощность жилы, тем крупнее образованные ими складки.

Интересны еще два вывода, полученные Х. Рамбергом. Во-первых, чем выше отношение вязкостей слоя и среды и чем тоньше слой, тем меньше изменяется при смятии в складки исходная мощность слоя, т. е. тем благоприятнее условия для образования концентрических складок. Во-вторых, чем меньше отношение вязкостей слоя и среды и чем толще слой, тем больше бывает доля однородного укорочения до изгиба в общей деформации слоя и соответственно тем меньше степень сжатия (и крутизна крыльев) складок при одинаковом сближении его концов.

Если до приложения нагрузки в среде, вмещающей более жесткую пластину, разметить параллельные ей маркирующие плоскости (но так, чтобы не нарушить однородности и изотропности среды) и подвергнуть эту систему укорочению вдоль пластины, то вместе с изгибанием в складки пластины образуют складки и размеченные плоскости (рис. 12, в). Эти складки угасают в стороны от пластины, оставаясь заметными на расстоянии от пластины порядка начальной ширины складок [40]. Искривление этих плоскостей, как не имеющих никакого физического значения, целиком обусловлено действием изгибающейся пластины, т. е. действием смещающихся в стороны ее частей, и, следовательно, образованные этими плоскостями складки можно назвать складками поперечного воздействия, рост которых происходит на фоне однородного укорочения-удлинения. Если во вмещающей среде прохо-

дят не только маркирующие, но и реальные, физические поверхности (например, границы слоев с разными свойствами) картина усложняется, но не принципиально, пока различие деформационных свойств пластины и среды остается достаточно большим.

Поскольку образование складок путем продольного изгиба связано с выходом тела из неустойчивого равновесия, положение мест наибольшего прогиба, т. е. замков складок, не изменяется в ходе дальнейшего сближения концов деформируемой пластины: замковая часть не может выпрямиться обратно и стать крылом (или вернуться в противоположную сторону), а на крыле не может образоваться новый замок — на это потребовались бы дополнительная работа деформирования и специфические условия нагружения, которые обеспечили бы возможность совершения такой работы. О том же говорят многочисленные эксперименты по воспроизведению складок на модельных материалах. Из этого следует, что в ходе сближения концов деформируемой пластины число складок не возрастает, если ничто не мешает дальнейшему увеличению амплитуды ранее возникших складок. Но последнее, по-видимому, как раз и может произойти, когда продольный изгиб осуществляется в среде, оказывающей большое сопротивление деформации, что будет рассмотрено в гл. 5.

Складки продольного укорочения

Большинство исследователей считают возникшее тем или иным путем продольное укорочение слоистых толщ основной причиной образования голоморфной складчатости [1], характеризующейся сплошным заполнением пространства складками, линейной вытянутостью складок, параллельностью их осевых поверхностей, одинаковой формой и размерами синклиналей и антиклиналей. Данные по морфологии складчатых структур разных регионов позволяют говорить, что в геосинклинальных складчатых областях и в областях развития метаморфических комплексов складки этого типа преобладают.

Важнейшим признаком формирования складок в условиях укорочения толщи вдоль исходного положения слоистости является то, что в смятой в складки толще присутствуют слои и пачки, имеющие в разных частях складки одинаковую нормальную мощность. В высшей степени невероятно, чтобы в условиях такой неоднородной деформации, как складкообразование, слой мог совершенно равномерно стать тоньше по всей длине. Следовательно, постоянная мощность это такая, которая была еще до складкообразования, а длина слоя с неизменной мощностью — его исходная длина. Поскольку в складчатой структуре она превышает длину проекции слоя на зеркало складок, очевидно, что смятие в складки связано с укорочением толщи вдоль первоначального направления слоистости.

Пласты, пачки и различные пластообразные тела, мощность которых одинакова в замках и крыльях складок, можно найти

практически в любой складчатой структуре голоморфного типа, образованной как неметаморфизованными, так и метаморфическими породами. Поэтому можно утверждать, что такие структуры формировались в условиях продольного укорочения. Образующиеся при этом складки обычно называют складками продольного сжатия. Этот термин представляется не очень удачным, поскольку существование сжимающих усилий вдоль слоистости, даже если оно в этом направлении наибольшее, еще не обязательно ведет к образованию складок: при данных свойствах сминаемой толщи результат зависит и от величины и продолжительности действия этих усилий. Нецелесообразно называть такие складки и «складками продольного изгиба». Этот термин, строго говоря, отражает лишь сущность стадии зарождения складок, поскольку после нее складки продолжают расти уже в ходе других процессов. Более подходят термины «складки общего смятия» [1] или «складки коробления» (перевод употребительного английского термина buckling folds). Но, видимо, термин «складки продольного укорочения» точнее отражает условия образования этих складок, поскольку безразлично, чем именно вызвано сближение концов сминающегося в складки участка слоистой толщи. Более того, при образовании складок таким путем не обязательно, чтобы направление наибольшего укорочения было параллельно первоначальному положению слоистости. Но составляющая конечной деформации, направленная вдоль первоначального положения слоистости, должна быть укорочением.

Из постоянства объема при деформации вытекает следствие, на которое обычно не обращают внимания: толщина, смявшаяся в складки от того, что она стала короче вдоль слоистости, должна обязательно увеличить свою мощность. При этом имеется в виду не мощность, определяемая суммированием нормальных мощностей слоев, а мощность толщи в целом, измеряемая по нормали к зеркалу складчатости. В дальнейшем мы не раз будем оперировать этой величиной, которую назовем общей мощностью деформированной толщи. Если складки, в которые смята толщина, прямые, эта величина совпадает с осевой мощностью. В условиях плоской деформации во сколько раз толщина стала короче, во столько раз она должна увеличить свою общую мощность. При образовании сильно сжатых складок увеличение общей мощности очень значительное.

Как показывает моделирование, для образования складчатых структур не обязательно уменьшение ширины всей складчатой зоны [3], но когда мы изучаем происходящее в том конкретном объеме, где складки формируются одновременно одного типа и ориентировки, всегда оказывается (в том числе и в упомянутых экспериментах), что образование складок связано со скоплением слоистого материала на меньшей площади, чем он занимал ранее.

Геологические наблюдения, многочисленные эксперименты и теоретические соображения — все приводит к заключению, что необходимой предпосылкой образования складчатой структуры в ус-

ловиях продольного укорочения является слоистое строение, т. е. разделение толщи пород на плоскопараллельные тела, обладающие различными деформационными свойствами. Поскольку в разрезе присутствуют более податливые слои, связи в направлении, поперечном к напластованию, оказываются слабее, чем вдоль напластования. Если слоистая толща сложена породами с одинаковыми свойствами, то роль более пластичных прослоев ничтожной мощности играют поверхности пластовой отдельности. В метаморфизованных породах слоистое строение создается в основном новообразованными текстурами: кливажом, сланцеватостью, полосчатостью и т. д. Для того чтобы могло протекать складкообразование, нужна расслоенность в механическом смысле, и ее происхождение не имеет значения. Кливаж и сланцеватость могут создавать особенно тонкую расслоенность: когда изгибаются слюдястые минералы, происходит изгиб слоев их кристаллической решетки. Правда, присутствие (а часто и преобладание) в сланцеватой породе минералов иного строения снижает значение слоистости решетки, тем не менее складки есть и в породах, не обладающих иной плоскостной текстурой, кроме сланцеватости. Однако ни теоретически, ни экспериментально поведение сланцеватой текстуры при складкообразовании не исследовалось.

Переходя от изучения деформации в условиях продольного укорочения единичного пластообразного тела к анализу поведения многослойной среды, договоримся о некоторых упрощениях модели строения осадочных и метаморфических комплексов. Чтобы не касаться пока явлений, происходящих на границах объемов, подвергающихся складкообразованию, будем считать деформируемую среду состоящей из бесконечно большого числа слоев бесконечной протяженности. Поэтому рассматривая поведение некоторого мысленно выделенного из этой среды объема пород, мы должны помнить, что он со всех сторон окружен другими объемами, которые имеют в принципе такое же строение и испытывают такие же деформации. Этот подход вполне оправдан, когда мы анализируем голоморфную складчатость и рассматриваем складки значительно меньшие, чем мощность толщ, в которых они развиты, т. е. складки размером до первых километров. Как развивается деформация в объемах, достаточно больших, чтобы в них, наоборот, на первый план выступала неоднородность строения и различная направленность процессов формирования структуры, — это самостоятельный вопрос [29], которого мы не будем касаться. Моделью, промежуточной между единичным пластом и бесконечной слоистой средой, является многослойная пачка конечной мощности в бесконечной среде с иными свойствами, чем у данной пачки.

Образование складок продольного укорочения в многослойной среде подробно изучалось многими исследователями теоретически и на модельных материалах [23, 26, 33, 34, 43]. Результаты этих исследований во многом заметно различны, и неизвестно, насколько надежны полученные в них оценки, так как мы не знаем значений многих параметров в природных условиях, однако качест-

венно некоторые результаты неплохо согласуются между собой и с геологическими наблюдениями, что позволяет достаточно уверенно их использовать.

В этих работах исследуется деформация либо среды, состоящей из бесконечного числа слоев, либо пачки из конечного числа слоев в той или иной среде. Образование складок рассматривается как выход многослойной среды из неустойчивого равновесия при продольном сжатии, причем особенно подробно исследовалась именно стадия выхода из равновесия; последующая деформация изучалась преимущественно экспериментально и гораздо меньше — теоретически.

Вопрос о влиянии доскладчатой трещиноватости на устойчивость слоев не изучался. Впрочем, способность материала слоев давать большие деформации и при наличии трещин, а также то обстоятельство, что внутри земной коры высокое всестороннее давление плотно прижимает друг к другу части слоя, разбитые трещинами, — так же как и слой к слою, — вероятно, делает влияние рассеченности слоев трещинами на их устойчивость несущественным.

В указанных работах много внимания уделено исследованию исходной ширины складок. Как и для одиночного слоя в оказывающей сопротивление среде, в многослойной среде с заданными параметрами легче всего образуются складки некоторой определенной длины. Именно поэтому в природе размеры складок однородной толщи колеблются около некоторого оптимального для нее размера. С этим же связано и сходство формы антиклиналей и синклиналей в голоморфной складчатой структуре, и то, что складки по форме стремятся к цилиндрическим, т. е. при прочих равных условиях имеют в разных поперечных сечениях преимущественно близкие размеры.

Как и при изгибании одиночного слоя, чем больше мощность слоев, тем крупнее складки слоистой толщи. Новообразованные текстуры метаморфизованных пород (кливаж, сланцеватость, полосчатость) создают, как правило, более тонкую расслоенность пород в механическом смысле, чем осадочная слоистость. Поэтому складки в метаморфических толщах могут быть гораздо более мелкими, чем образованные породами только с осадочной слоистостью. Наиболее мелкие складки (иногда менее 1 мм) наблюдаются в породах низких уровней метаморфизма, где благодаря большим деформациям и малому размеру зерен полосчатые текстуры могут быть особенно тонки, и потому поверхности раздела проходят очень близко одна от другой.

Начальная стадия образования складок слоистой толщи может рассматриваться как продольный изгиб серии прилежащих друг к другу параллельных пластин. Такая серия изгибается иначе, чем совокупность удаленных одна от другой пластин, изгибающихся самостоятельно. В природе слои в ходе деформации обычно плотно прилегают друг к другу, в связи с чем условия деформации каждого слоя существенно иные, чем отдельного слоя: слои

и давят друг на друга, и испытывают трение на границах между слоями. Поэтому слои вынуждены принимать не ту форму изгиба, которая энергетически наиболее выгодна для отдельного слоя, т. е. требует для создания искривленной формы минимума работы деформирования одного слоя, а ту, которая определяется поведением всей совокупности слоев. Поэтому для образования складок в многослойной среде требуется большая работа деформирования, чем суммарная работа, необходимая, чтобы сблизить на такое же расстояние концы такого же числа отдельных пластин, изгибающихся каждая самостоятельно. В частности, в работу деформирования входит и преодоление трения между слоями.

Поскольку изгибная жесткость слоя пропорциональна кубу его мощности, то, если бы каждый слой в пачке мог изгибаться независимо, суммарная изгибная жесткость слоистой пачки была бы меньше, чем у монолитного слоя той же мощности, что и вся пачка, в число раз, равное квадрату числа слоев. В реальных условиях деформирования разница эта не так велика, но все же сопротивление продольному изгибу слоистой пачки много меньше, чем монолитного слоя той же мощности, и большая остаточная деформация образования складок осуществляется в ней гораздо легче, т. е. слоистая пачка в условиях продольного сжатия значительно более податлива, чем равный по мощности монолитный пласт.

Ширина складок продольного изгиба в момент их возникновения тем больше, чем больше изгибная жесткость слоистой пачки и чем меньше сопротивление среды, ограничивающей эту пачку (если среда жестче данной пачки, складки продольного изгиба в ней вообще не возникнут — она будет деформироваться в соответствии с деформацией среды). Жесткость слоистой пачки увеличивается с возрастанием ее мощности, жесткости пород, мощности слоев в пачке и трения между слоями.

ГЛАВА 3

ОБРАЗОВАНИЕ СКЛАДОК РАЗНЫХ ТИПОВ

Из всего разнообразия природных складчатых форм принято выделять в качестве правильных складок концентрические и подобные складки. В природе всякая складчатая структура дисгармонична, в ней чередуются и концентрические, и подобные, и неправильные складки. Поэтому точнее будет сказать, что в разрезах реальных толщ можно выделить такие части, которые смяты в концентрические или подобные складки.

Природные складки соответствуют идеальным моделям концентрических и подобных складок лишь с той или иной степенью

приближения. Мы будем исследовать сначала именно идеальные модели, и лишь потом рассмотрим факторы, вызывающие отклонение от этих моделей. Для идеальных моделей будем полагать, что складки имеют бесконечную протяженность вдоль шарниров и являются строго цилиндрическими, т. е. форма их одинакова в любом сечении, нормальном к шарнирам складок, и, следовательно, они образуются в условиях плоской деформации. Тогда мы можем рассматривать слой как совокупность брусков прямоугольного сечения, нарезанных из слоя плоскостями, перпендикулярными шарнирам, и исследовать складку в многослойной среде как состоящую из расположенных один над другим изогнутых брусков. Толщину брусков в направлении шарниров, т. е. перпендикулярно плоскости деформации, для удобства расчетов примем равной единице.

Поскольку складки образуются в результате укорочения сминающейся толщи, а оно не имеет знака и в обе стороны одинаково, у идеальной модели складки есть плоскость симметрии, перпендикулярная к направлению укорочения, которую называют осевой плоскостью складки. Во избежание недоразумений напомним, что осевой поверхностью, а в частном случае — осевой плоскостью складки является поверхность, в которой лежат шарниры, проведенные во всех слоях, участвующих в складке, а шарниром складки называется линия, соединяющая точки наибольшей кривизны изогнутого в складку слоя. Соответственно, след осевой поверхности складки на поперечном сечении последней проходит через точки наибольшей кривизны всех слоев.

Исходя из принципа симметрии, будем также полагать, что антиклинали и синклинали в идеале одинаковы, т. е. что линии, проходящие через точки перегиба поперечных сечений складки параллельно шарнирам, являются осями симметрии складок (напомним, что точкой перегиба кривой называется точка, обладающая тем свойством, что проведенная в ней касательная к кривой является также и секущей в этой точке — точка *B* на рис. 13, *г*): Отсюда ясно, что изучая идеальные модели складок, нам достаточно рассматривать участок поперечного сечения слоя от шарнира до точки перегиба, т. е. до середины крыла.

Правильные складки плавной формы, образованные единичным слоем (под правильностью имеется в виду симметрия относительно осевой плоскости и равенство антиклиналей и синклиналей) не ограничиваются концентрическими и подобными. Дж. Рэмзи [44] в своей классификации складок выделяет и другие виды складок единичного слоя, например, складки, в замках которых радиус кривизны выпуклой границы слоя меньше, чем радиус кривизны вогнутой (см. слой между *E* и *F* на рис. 21, *в*). Они хотя и встречаются в складчатых структурах, образующихся в условиях продольного укорочения, но самостоятельного значения не имеют: такую форму приобретают слои, вынужденные приспособляться к форме изгиба прилежащих слоев.

Исходное положение слоев (когда не оговорено иное) будем считать строго горизонтальным, а получившиеся складки — прямыми, т. е. имеющими вертикальные осевые плоскости.

Концентрические и подобные складки определяются характером изменения мощности, установить который можно в любом слое. Поэтому можно считать концентрической или подобной складку, образованную всего одним слоем. Складка, в которую смят соседний слой, может относиться как к тому же типу, так и к другому.

После этих вводных замечаний перейдем к рассмотрению типов идеальных складок.

Концентрические складки

Концентрическими называют складки, в которых мощность каждого слоя, измеренная по нормали к слоистости, постоянна во всех частях складки. К ним не относятся складки с постоянной мощностью слоев, в замках которых слои отходят друг от друга, а пространство между ними заполнено новым материалом, образующим седловидные жилы, так как при измерении мощности в замке такой складки надо учитывать и величину промежутков между пластами.

Наблюдения над природными объектами показывают, что постоянство мощности слоев в концентрической складке — это не некоторое приближение, принимаемое нами для удобства изучения, а отражение действительно существующих закономерностей деформации, протекающей при определенных благоприятных для этого условиях, хотя многие случайные факторы нарушают это постоянство.

Есть работы, в которых изменения, происходящие со слоем, сминающимся в концентрическую складку, рассматриваются как поворот частей слоя на разные углы. Если пренебречь мощностью слоя и всем, что происходит внутри него, и рассматривать его как поверхность неизменной длины, геометрически такой подход может быть оправдан, но физический смысл явления при этом чрезвычайно обедняется.

Из определения концентрической складки следует, что в ней нормаль к одной поверхности слоистости является нормалью ко всем пересекаемым ею поверхностям слоистости и на ней расположен общий центр кривизны всех поверхностей для точек пересечения их с этой нормалью. Поэтому складки и называются концентрическими.

Как показывают эксперименты [44], в слоях, смятых в концентрические складки (как и в отдельном изогнутом слое), нормали к поверхностям слоев, проведенные до деформации, остаются нормальными и после деформации. Так же ведут себя и нормальные к слоистости трещины, возникшие до складкообразования, сохраняя нормальное положение и при изгибе слоев. Но сохранность нормалей к слоям нарушается, когда радиус кривизны мал по

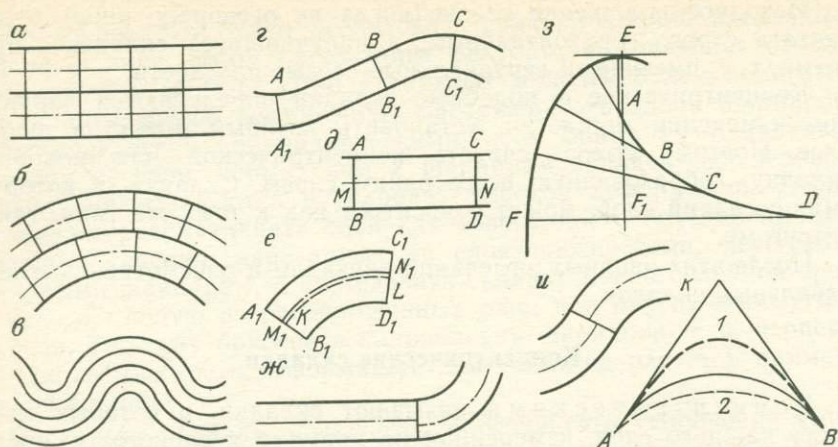


Рис. 13

сравнению с мощностью слоя, причем отклонение тем сильнее, чем больше степень сжатости складки. Сохранение нормалей легко объяснить для пологих складок, поскольку ни изгибающий момент, ни продольные сжимающие силы не создают касательных напряжений вдоль слоистости, неравномерность которых могла бы вызвать искривление нормальных сечений, происходящее при изгибе поперечными силами.

Из сохранности нормалей в слое еще не следует, что точки разных слоев, лежавшие до деформации на одной нормали к слоистости, остаются на той же нормали и после образования концентрической складки (такую модель принял для расчета М. Био [34, рис. 3]). Действительно, поскольку объем при остаточной деформации не изменяется, а в условиях плоской деформации не изменяются площади сечений тел и их частей плоскостью деформации, то равные прямоугольники, выделенные в сечении слоистой пачки до деформации (рис. 13, а), в ходе изгиба превращаются в равные им по площади изогнутые четырехугольники (рис. 13, б). Так как расстояния между изогнутыми сторонами (нормальные мощности слоев) остаются неизменными, то, чтобы сохранилась площадь, в каждом слое должна остаться прежней длина заключенного между соседними нормальными отрезка средней линии сечения слоя*. Значит, расстояния между нормальными становятся короче на вогнутой стороне каждого слоя и длиннее

* Выше, рассматривая напряжения при продольном изгибе бруска, мы пришли к выводу, что есть такая стадия изгиба, когда длина не средней линии, а выпуклой стороны бруска равна первоначальной длине. Никакого противоречия между этими утверждениями нет, так как там рассматривалась малая упругая деформация, которая сопровождается упругим изменением поперечных размеров и объема тела, а здесь речь идет о большей остаточной деформации, когда упругими изменениями размеров и объема можно вследствие их малости пренебречь.

на выпуклой стороне, что возможно лишь при взаимном проскальзывании слоев. В результате единые до деформации нормали ко всем слоям, разбивавшие толщу на прямоугольники, распадаются на смещенные отрезки, являющиеся прямыми сторонами изогнутых четырехугольников (когда ранее говорилось, что нормаль, проведенная к одному слою, является нормалью ко всем слоям, имелась в виду нормаль, проведенная в концентрической складке после деформации). Из симметрии складки очевидно (и проверено экспериментально), что проскальзывание равно нулю в шарнире складки и максимально в ее крыльях.

Из того, что нормали к слоистости остаются нормальными и после изгиба, следует, что в слоях, сминающихся в концентрические складки, не происходит сдвига в крыльях складки от вогнутой части к выпуклой, которого, казалось бы, можно ожидать в связи с тем, что вогнутые части подвергаются сжатию, а выпуклые — становятся растянутыми: деформация слоев в концентрических складках состоит, таким образом, только в их изгибе, который сопровождается проскальзыванием слоя по слою. Когда между двумя соседними изгибающимися слоями находится тонкий податливый прослой, проскальзывание изгибающихся слоев сопровождается сдвигом вдоль слоистости в податливом прослое, причем величина его относительного сдвига тем больше, чем тоньше прослой. Следовательно, относительная деформация такого прослоя может быть сколь угодно велика, поскольку, когда мощность прослоя стремится к нулю, его относительный сдвиг стремится к бесконечности.

Нередко считают, что концентрическими могут быть только окружности, и представляют себе поперечное сечение концентрических складок как сочетание дуг окружностей, обращенных выпуклостью то в одну, то в другую сторону (рис. 13, в). Но это вовсе не так. Любую плавную кривую можно рассматривать как состоящую из бесконечно большого числа бесконечно малых дуг окружностей. Рядом с каждой такой бесконечно малой дугой можно провести из того же центра другую дугу, радиус которой больше радиуса первой дуги на заданную величину (или меньше радиуса, если сама эта величина его не превышает). Таким способом рядом с выбранной кривой ABC (рис. 13, г) всегда можно построить другую кривую $A_1B_1C_1$, все точки которой будут находиться на одинаковом расстоянии от данной кривой (для чего это расстояние должно быть короче наименьшего радиуса кривизны первой кривой в местах, где та обращена вогнутостью в сторону новой кривой). Из определения концентрической складки следует, что ее крылья могут включать и прямоугольные участки.

Проведем осевую линию сечения недеформированного слоя (рис. 13, д). Прямоугольник, обрисовываемый кровлей и подошвой слоя и нормальными к ним AB и CD , эта осевая линия делит ровно пополам. При изгибании слоя в концентрическую складку (рис. 13, е) бывшая осевая линия превращается в кривую M_1N_1 , которая всюду делит нормали к слоистости на части, находящие-

ся в одинаковом отношении, но не равные друг другу. Действительно, площади криволинейных четырехугольников $A_1C_1N_1M_1$ и $B_1D_1N_1M_1$ равны, так как образовались из равных прямоугольников. Сторона M_1N_1 у них общая, а сторона A_1C_1 больше стороны B_1D_1 . Поэтому, чтобы сохранилось равенство площадей фигур $A_1C_1N_1M_1$ и $B_1D_1N_1M_1$, линия M_1N_1 должна быть ближе к A_1C_1 , чем к B_1D_1 . Площадь всей фигуры $A_1B_1C_1D_1$ равна площади исходного прямоугольника и в то же время равна, по аналогии с площадью трапеции, произведению длины средней линии KL на расстояние A_1B_1 между кривыми, равное исходному расстоянию AB . Следовательно, длина средней линии KL равна AC и BD , т. е. она является следом нейтральной поверхности в продольном сечении слоя. Она всегда смещена от кривой, проходящей через точки, которые до деформации лежали на осевой линии, к вогнутой стороне слоя тем в большей степени, чем больше отношение радиусов кривизны выпуклой и вогнутой поверхностей слоя. Таким образом, нейтральная линия смещается по мере увеличения изгиба относительно материальных частиц слоя, в результате чего все частицы слоя между бывшей осевой и нейтральной линиями побывали сначала в области, испытывавшей остаточное продольное укорочение, а теперь оказались в области, испытывающей остаточное удлинение вдоль слоя*.

Из того, что положение бывшей осевой линии продольного сечения зависит в изогнутом слое от соотношения радиусов кривизны сторон слоя, следует, что, хотя на чертеже дуги окружностей любых радиусов вполне могут плавно сопрягаться друг с другом и с прямой линией (рис. 13, ж), однако в реальных материалах, сохраняющих при больших остаточных деформациях свой объем, это невозможно: такое сопряжение означало бы скачок осевой линии при смене одного радиуса другим, т. е. нарушение сплошности слоя. Если сплошность слоев не нарушена, радиус кривизны слоев в концентрической складке может изменяться только плавно, без скачков. Соответственно, центры кривизны той части складки, для которой они все находятся по одну сторону слоя, лежат на одной непрерывной кривой ($ABCD$ на рис. 13, з), и их бесконечное множество.

Из тех же соображений следует, что в точке перегиба крыла не могут сопрягаться дуги конечного радиуса, обращенные выпуклостью в разные стороны (рис. 13, и). Это возможно только для дуг бесконечно большого радиуса, т. е. в крыле должен быть хотя бы очень малый прямолинейный участок. Такое утверждение может показаться ошибочным, поскольку каждому известно, что стержень или пластину из любого податливого материала (проволоку, металлический лист, раскатанное тесто) не составляет

* Здесь опять видно различие между закономерностями большой остаточной и малой упругой деформаций: в теле, испытывающем упругий продольный изгиб, все его части испытывают, пока не достигнута некоторая величина перегиба, продольное сжатие.

труда согнуть в сопряженные дуги постоянного радиуса с выпуклостями в разные стороны (рис. 13, *и*) без всякого поперечного срезания. Однако, чтобы получить такую форму, тело приходится вокруг чего-то изгибать, т. е. воздействовать на него довольно сложным образом; одним лишь сближением концов стержня или пластины ее получить не удастся. Таким сложным воздействием создается некоторая дополнительная деформация около точки перегиба, обеспечивающая плавный изгиб нейтральной линии сечения слоя.

Плавное увеличение кривизны слоев в концентрических складках от середины крыльев к замку не является продуктом теоретических рассуждений, а видно при наблюдениях природных и искусственно полученных складок этого типа. Оно вполне объясняется увеличением изгибающего момента с ростом отклонения слоя от его исходного положения.

Из рассмотренного следует, что поперечное сечение поверхности слоя, изогнутого в концентрическую складку с заданным максимальным углом падения в крыльях, представляет собой плавную кривую, у которой радиус кривизны в точках перегиба крыла *A* и *B* бесконечно велик, а наименьшего значения достигает в самой верхней точке кривой, причем все изменения радиуса кривизны плавные. Эта кривая похожа на синусоиду, но доказательства того, что она действительно синусоида, у нас нет. Кривая (*1* на рис. 13, *к*) на участке от точки перегиба одного крыла до точки перегиба другого располагается между дугой окружности (у которой кривизна постоянна по всей длине) и сторонами угла, образованного касательными к этой окружности, проведенными в точках перегиба (эти касательные можно считать дугами бесконечно большого радиуса, а вершину угла рассматривать как точку, в которой радиус кривизны равен нулю).

Нельзя предполагать, что поперечное сечение складки может иметь форму кривой, лежащей внутри дуги окружности (*2* на рис. 13, *к*); в замке такой складки радиус кривизны больше, чем в ее крыльях, а этого в складке продольного укорочения быть не может, поскольку наибольшее искривление происходит там, где больше напряжение, а оно больше там, где больше изгибающий момент — в местах наибольшего отклонения слоя от исходного положения, т. е. у наивысшей и наинизшей точек кривой, которую обрисовывает поперечное сечение изогнутой слоистости — иначе говоря, в шарнирах складок.

Если известна форма поперечного сечения одного из слоев пачки, изогнутой в концентрические складки, то построением легко найти остальные изогнутые поверхности, поскольку задача сводится к последовательному проведению кривых на заданном расстоянии от данной кривой. Продолжать такое построение в обе стороны можно, как уже говорилось, лишь до тех пор, пока радиус кривизны не обратится в нуль хотя бы в одной точке. Этим лимитируется мощность пачки, которая может быть смята в концентрические складки.

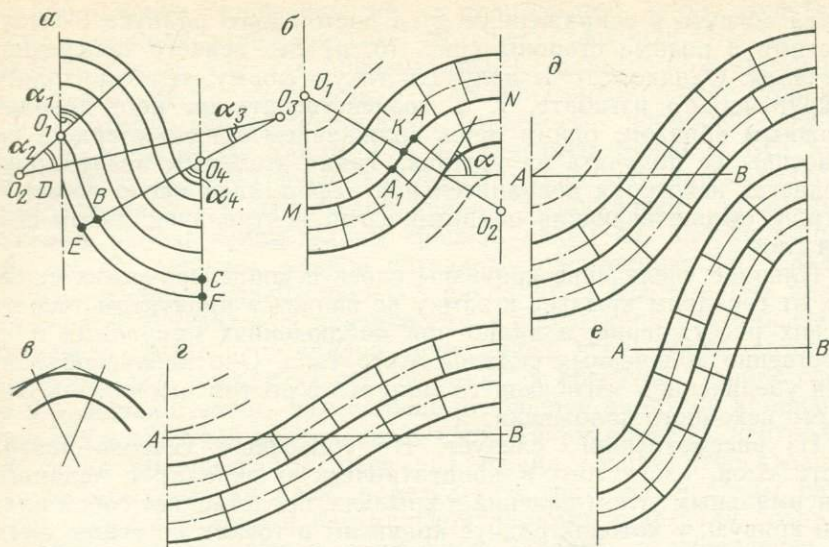


Рис. 14

Хотя в концентрической складке каждый слой испытывает укорочение на вогнутой стороне и удлинение на выпуклой, однако эти удлинения и укорочения взаимно компенсируются, и поэтому протяженность всех поверхностей слоистости в пачке, смятой в серию концентрических складок, остается одинаковой. Покажем это на простейшем примере прямой складки с параллельными осевыми плоскостями. Будем считать ее для простоты состоящей из конечного числа дуг окружностей с центрами O_1, O_2, O_3, \dots (рис. 14, а). Длина L любой из кривых складывается из длин дуг, и на участке между осевыми плоскостями смежными антиклинали и синклинали $L = r_1\alpha_1 + r_2\alpha_2 + r_3\alpha_3 + r_4\alpha_4$, где r_i — радиус кривизны; α_i — величина дуги в радианах. Для поверхности, отстоящей от данной на расстоянии h , сумма длин дуг $L_1 = (r_1+h)\alpha_1 + (r_2+h)\alpha_2 + (r_3-h)\alpha_3 + (r_4-h)\alpha_4 = r_1\alpha_1 + r_2\alpha_2 + r_3\alpha_3 + r_4\alpha_4 + h\alpha_1 + h\alpha_2 - h\alpha_3 - h\alpha_4 = L + h[(\alpha_1 + \alpha_2) - (\alpha_3 + \alpha_4)]$. Когда осевые поверхности складок параллельны, сумма углов поворота по часовой стрелке $\alpha_1 + \alpha_2$ равна сумме углов поворота против часовой стрелки $\alpha_3 + \alpha_4$, т. е. второй член выражения равен нулю и, следовательно, $L_1 = L$. Так как любую кривую можно рассматривать как совокупность бесконечно большого числа бесконечно малых дуг окружностей, правило это справедливо для концентрических складок любой формы.

Легко видеть, что ту же длину L еще имеет кривая O_1BC , у которой радиус одной из дуг равен нулю, но уже следующая кривая DEF , проходящая по другую сторону центра кривизны O_1 , оказывается, как это ясно из чертежа, короче других, что невозможно без изменения мощности слоя между кривыми O_1BC и DEF . Следовательно, в концентрических складках кривых вроде

DEF не может быть. Таким образом, мы еще раз убеждаемся в истинности одного из важнейших геометрических свойств концентрических складок, состоящего в том, что они не могут охватить сколь угодно большую мощность и обязательно имеют дисгармонические соотношения со складками в подстилающей и покрывающей толщах (из этого свойства иногда делается ошибочный вывод, что концентрические складки встречаются редко и бывают только пологими).

К такому же заключению можно прийти и иным рассуждением. Расстояние от подошвы до кровли любой пачки или слоя, измеренное параллельно осевой поверхности (или, как говорят, осевая мощность), в замках складок равно нормальной мощности, а на крыле оно тем больше, чем круче крыло, причем разница осевых мощностей замка и крыла возрастает с увеличением мощности пачки. Очевидно, это не может продолжаться на сколь угодно большую мощность, и концентрические складки неизбежно должны сменяться вверх и вниз по разрезу или складками с иными соотношениями осевых мощностей в замках и крыльях, или складками с другим пространственным положением замков и крыльев. В природе встречаются оба эти варианта.

Максимальная крутизна крыльев, геометрически возможная в концентрических складках, зависит от соотношения мощности смятой в эти складки пачки и начальной ширины складок. Чтобы оценить соотношения этих параметров, построим сечение складки с заданным максимальным углом падения крыла α , в которую изогнута поверхность слоистости MKN , проходящая посередине пачки (рис. 14, б). Примем складку состоящей из двух равных плавно сопряженных дуг окружностей MK и KN , пренебрегая для простоты плавным изменением радиуса кривизны (это даст несколько завышенную мощность пачки, которую можно смять в концентрическую складку с заданными параметрами). Далее проведем в точке перегиба K нормаль к слоистости до пересечения ее с обеими осевыми плоскостями. Точки пересечения O_1 и O_2 являются центрами кривизны синклиальной и антиклиальной частей складки. Расстояние $O_1O_2 = 2r$, где r — радиус изгиба, среднего слоя пачки, является пределом мощности пачки Σh , которая может быть смята в такие складки: изменяя радиус от нуля до $2r$, мы заполним слоями пространство между O_1 и O_2 до предела. Чтобы увеличить крутизну крыльев еще больше, надо сблизить осевые плоскости складок, а это, как ясно из чертежа, при изгибании в складки пачки мощностью O_1O_2 невозможно без изменения мощности хотя бы части слоев, так как отрезок O_1O_2 должен при этом укоротиться (как благодаря сближению осевых поверхностей, так и вследствие его поворота против часовой стрелки при увеличении крутизны крыла).

Угол между линией O_1O_2 и осевой плоскостью равен углу падения α (у них взаимно перпендикулярные стороны). Поэтому длина любого слоя между осевыми плоскостями при принятой форме складки равна $2r\alpha$, где α взято в радианах. В то же время,

поскольку длина слоев не изменялась, она равна начальному, в момент зарождения складок, расстоянию l между осевыми плоскостями смежных складок: $l = 2r\alpha$. Отсюда геометрическое условие максимальной крутизны крыла α в концентрической складке: $\Sigma h \leq 2r$, т. е. $\Sigma h \leq l/\alpha$. Это значит, что, например, при максимальном угле падения 1 рад ($57^\circ,3$) в концентрические складки может быть смята толща, мощность которой не превышает начального расстояния между осевыми плоскостями. В изоклинальные складки ($\alpha = 90^\circ \approx 1,5$ рад) может быть смята толща мощностью $\Sigma h \leq 0,65 l$. При углах падения $6^\circ \approx 0,1$ рад толща может быть смята в концентрические складки, даже если расстояние между осевыми плоскостями зарождающихся складок в десять раз меньше мощности толщи. Поскольку мы приняли нереально упрощенную форму складок, эти оценки мощности несколько завышены.

Чем мельче и чем больше сжаты концентрические складки, тем меньшую мощность толщи они могут охватывать. Для очень больших и пологих складок эта мощность может измеряться километрами, что исчерпывает практические возможности сопоставления с природной обстановкой, где доступная для прямого наблюдения мощность толщи ограничена максимум немногими километрами (при очень пологих складках, даже если они и не концентрические, изменчивость мощности слоев в них может быть так мала, что трудно решить, к какому типу их следует отнести).

Когда мы наблюдаем концентрическую складку, нетрудно по ее обнаженной части определить предел ее распространения по разрезу в сторону вогнутой части: достаточно провести вблизи точки наибольшей кривизны какого-либо слоя две нормали (рис. 14, *в*). Точка их пересечения укажет на предел увеличения мощности в эту сторону, дальше которого концентрическая складка продолжаться не может.

Проанализируем форму поверхностей слоистости в прямой концентрической складке. Помня о плавном изменении радиуса кривизны и учитывая обязательность прямолинейного участка в точке перегиба крыла, мы можем приблизительно построить модель сечения одной поверхности слоистости в концентрической складке с заданным максимальным углом падения, взяв короткий прямолинейный отрезок с соответствующим наклоном и пристраивая к нему короткие дуги все меньшего радиуса (см. рис. 13, *з*) вплоть до дуги с горизонтальной касательной. Нормаль в точке касания E будет осевой поверхностью складки. Благодаря симметрии теоретической модели складки мы можем ограничиться построением только четвертой ее части — от шарнира E до точки перегиба F . Построение любой другой поверхности, смятой в эту складку, сведется к проведению кривой, все точки которой равно отстоят от данной кривой. Чтобы представить себе следующую стадию развития складки, мы должны кривую EF перестроить, сохранив ее длину, так чтобы ширина складки и, следовательно, расстояние FF_1 от точки перегиба F до осевой плоскости уменьшились, а ам-

плитуда складки и соответственно проекция EF_1 участка слоя на осевую плоскость увеличились. При этом радиусы кривизны в замковой части уменьшаются, а в крыльях увеличиваются, т. е. форма сечения крыла постепенно приближается к прямолинейной. Как именно, по какому закону, происходит изменение радиуса кривизны от крыла к шарниру складки на разных стадиях ее развития — этого только из геометрических свойств концентрической складки вывести нельзя. При решении такой задачи надо учесть механические свойства деформируемого слоя и условия нагружения, что требует применения сложного математического аппарата.

Посмотрим теперь теоретическую модель изгибания в концентрическую складку пачки из нескольких слоев. Для этого достаточно проанализировать соотношения любых двух соседних слоев. Для построения одной изогнутой поверхности на разных стадиях воспользуемся изложенными выше соображениями. Из сравнения получившихся последовательных стадий развития складки (рис. 14, $g—e$) видно, что по мере уменьшения ширины и роста амплитуды складки все большее число слоев в замковой части складки переходит через срединную линию AB складчатой структуры Разбив поперечное сечение слоев до деформации на равные прямоугольники (рис. 14, $g—e$), можно видеть, что при образовании концентрической складки величина скольжения слоя по слою растет от шарниров к середине крыла, увеличиваясь по мере роста складки. Пристраивая с вогнутой стороны слоев еще слои неизменной мощности, мы видим, что чем сильнее сжата складка, тем меньше таких слоев можно пристроить, не нарушая концентрического характера складки.

Заключенные в более податливую среду пачки, состоящие из небольшого числа мощных пластов, и отдельные мощные пластообразные тела могут обладать при соответствующих свойствах слагающих их пород большой изгибной жесткостью. При малом сопротивлении вмещающей среды они образуют складки большого размера с начальной шириной, много превышающей их мощность. При большой величине деформации толщи такие складки могут быть сжаты до изоклинальных.

В мощных толщах, состоящих из большого числа очень тонких слоев, наоборот, возникает много мелких складок. Если эти складки развиваются как концентрические, чему благоприятствуют жесткость пород и малая величина трения между слоями, геометрической предел возможности их развития может исчерпаться уже при небольшой степени сжатости. Судя по полевым наблюдениям и экспериментам на модельных материалах, дальнейший рост складок идет тогда двумя путями. В одних случаях каждая складка продолжает расти, оставаясь единой складкой по всей охваченной ею мощности, в других — распадается на части, смятые дисгармонично. В первом случае дальнейший поворот слоев в крыльях пачки может сопровождаться уменьшением здесь их мощности. Увеличение мощности толщи в замках складок может при этом происходить, во-первых, за счет прилежащих слоев, смя-

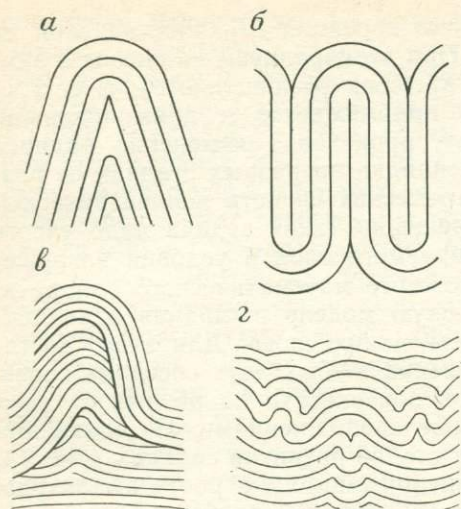


Рис. 15

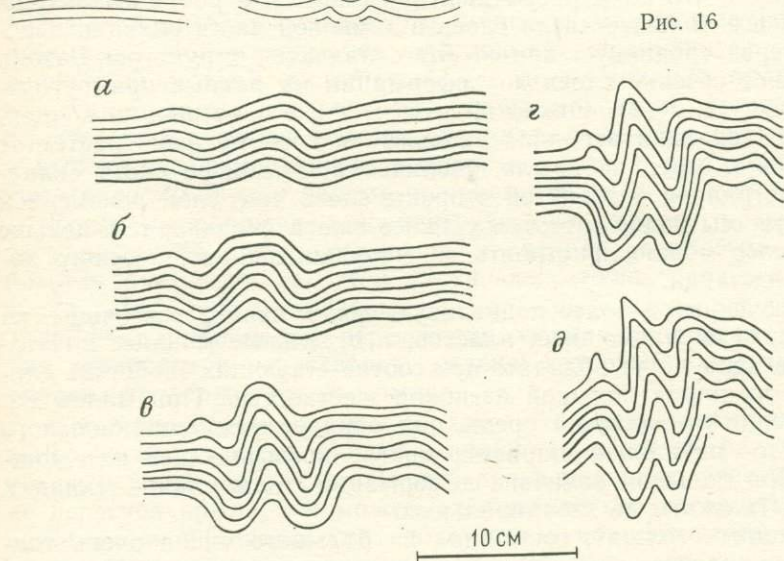


Рис. 16

тых в неконцентрические складки (рис. 15, а); в результате складка может в конце концов стать изоклиальной, а податливый материал из ядра оказывается тогда полностью выжатым (рис. 15, б). Во-вторых, мощность толщи в замке может начать расти за счет увеличения мощности слоев, ранее имевших неизменную мощность, что делает складки несколько похожими на подобные (строго подобными они стать уже не могут).

На рис. 16 изображены последовательные стадии укорочения вдоль слоистости пачки слоев пушечной смазки (лежавший над и под ней более податливый материал не изображен). На стадии а изгибы еще так невелики, что трудно решить, к какому типу

ближе получившиеся складки, но на стадии *б* складки явно близки к концентрическим: изменчивость их мощности невелика, и хотя строгой концентричности нет, но во всех складках четко выражено уменьшение радиуса кривизны слоев от лежащих на выпуклой стороне пачки к лежащим на вогнутой стороне. Стадия *в* имеет переходный характер, а на стадиях *г* и, особенно *д*, складки очень близки к подобным.

В других случаях дальнейшее укорочение толщи приводит к тому, что пачка, смятая в предельно возможные для нее концентрические складки, распадается по разрезу на части, каждая из которых сминается далее в концентрические складки независимо (см. рис. 15, *з*). Так как мощности частей пачки меньше, чем целой пачки, они по отдельности могут образовывать концентрические складки большей степени сжатости. Естественно, что взаимоотношения между складками разных частей пачки обязательно резко дисгармоничные. Этому способствует также возникновение секущих разрывных нарушений, поскольку разделенные ими части пачки могут сминаться дальше по-разному. В отличие от послескладчатых разрывов крылья таких развивающихся в процессе складкообразования разрывов нельзя совместить мысленно обратным смещением их вдоль поверхности разрыва (см. зарисовку модели на рис. 15, *в*).

Развитию из концентрических складок складок с изменчивой мощностью слоев способствует относительная податливость и большая мощность слоев. Пачки, состоящие из более тонких и жестких пластов, преимущественно распадаются на дисгармонично смятые части с сохранением в каждой из них концентрического характера складок.

Механизм образования концентрических складок исчерпывается изгибом пластов и межпластовым скольжением (поэтому их иногда, особенно в зарубежной литературе, называют «складками изгиба со скольжением»). Деформация материала слоев здесь минимальна по сравнению с деформацией в складках других видов, в которых происходит еще и изменение мощности слоев. Поскольку при формировании концентрических складок происходит поворот и перемещение больших участков слоев, пачка или толща в целом может испытать большую деформацию и при небольшой деформации самих слоев. Поэтому образование концентрических складок энергетически, как будто, очень выгодно: большое смещение концов сминаемой пачки может достигаться при малой работе деформирования, что обеспечивается относительной легкостью перемещения слоя по слою. Но, несмотря на легкость образования концентрических складок, далеко не все складки продольного укорочения являются концентрическими. Наоборот, доля слоев и пачек, образующих концентрические складки, в складчатых структурах невелика. Связано это с тем, что геометрия концентрических складок ставит жесткие ограничения их распространению вверх и вниз по разрезу. Поэтому сжатые концентрические складки чаще образуются пачками относительно небольшой мощности, со-

стоящими из более жестких слоев, когда они залегают среди значительно более податливых пород.

Наблюдения над природными складками показывают, что чем более сжаты складки, тем реже они бывают концентрическими. Часто в одних и тех же породах одной складчатой системы более открытые складки — концентрические, а в более сжатых отчетливо видно непостоянство мощности. При экспериментальном воспроизведении складок продольного укорочения [4] также обнаруживается, что по мере увеличения степени сжатости в складках, бывших вначале концентрическими, начинает изменяться мощность слоев (см. рис. 16). Однако это происходит не всегда, и бывает, что маломощные пачки оказываются смяты в концентрические изоклинные складки с полным соприкосновением крыльев и выжиманием прилежащих пород из ядра. Чаще, однако, такие складки образованы не пачками слоев, а отдельными относительно жесткими пластообразными телами внутри более пластичных пород. По-видимому, решающую роль в данном случае играет степень сопротивления пород, прилежащих к данной пачке: могут ли они приспособляться ко всем изменениям формы границ пачки, в частности, возможно ли полное выдавливание их из ядер складок. Амплитуда концентрической изоклинной складки равна длине ее крыльев, т. е. она не может превышать половины ширины складки в момент ее возникновения (см. рис. 15, б).

Подобные складки

Подобными называются складки, в которых все изогнутые поверхности могут быть совмещены параллельным переносом вдоль осевых плоскостей, т. е. имеют строго одинаковую форму. Из определения следует, что осевая мощность — длина отрезков между кровлей и подошвой слоя, параллельных осевой плоскости складки, — в каждом слое одинакова во всех частях складки (рис. 17, а). Таким образом, подобные складки обладают более высокой симметрией, чем концентрические (и вообще, максимальной возможной у складчатой структуры): у них есть еще симметрия переноса. Из определения следует, что все осевые плоскости в складчатой структуре, состоящей из подобных складок, параллельны. Судя по наблюдениям над природными складками, форма поперечного сечения поверхностей, изогнутых в подобные складки, ближе всего к синусоиде, отклоняясь от нее в сторону как более острых, так и более округлых складок.

Ни мощность сминаемой толщи, ни ее горизонтальная протяженность не ставят пределов объему, в котором может происходить образование подобных складок любой степени сжатости: ими может быть заполнено сколь угодно большое пространство. Этим подобные складки принципиально отличаются от концентрических, геометрические особенности которых ограничивают мощность толщи, в которой они могут быть развиты. Полное тождество формы изгибов всех слоев возможно только при равенстве их дефор-

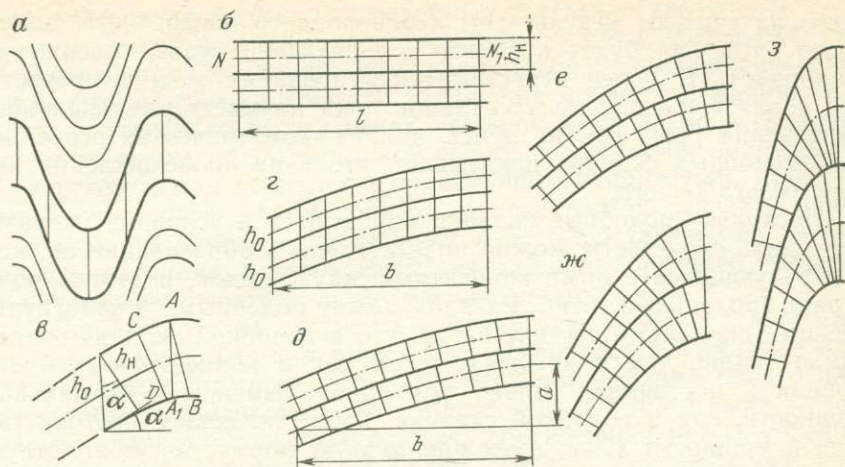


Рис. 17

мационных свойств. И действительно, в природе подобные складки (или весьма близкие к подобным) широко развиты лишь в мощных толщах однообразного состава.

Образование подобных складок в условиях продольного укорочения доказывается хотя бы тем, что они чередуются в разрезе с концентрическими складками. При этом они не повторяют форму концентрических складок в соседних пачках, имея с ними дисгармоничные соотношения.

Вследствие постоянства осевых мощностей каждого слоя нормальная мощность слоев в замках подобных складок больше, чем в крыльях, и различие это увеличивается с увеличением степени сжатости складок. Такое неоднородное изменение мощности часто называют послойным перераспределением или послойным течением материала, хотя эти термины не очень удачны: всякая остаточная деформация, а значит всякое складкообразование происходит путем перераспределения материала, и всякое его механическое перераспределение в слоистой толще можно назвать послойным (пока не разрушаются сами слои), поскольку материал при любой деформации не уходит из пределов слоя, как бы сложно ни изменялись его контуры (он может быть вынесен из слоя, например, путем растворения, но не деформацией). К образованию подобных складок эти термины применяют, предполагая, что разница нормальных мощностей слоев в крыльях и замках обусловлена перемещением материала из крыльев в замки. Однако из морфологии складок это еще не следует: разница мощностей может быть обусловлена и тем, что слои только растягиваются в крыльях, и тем, что они становятся короче и толще в замках, и тем и другим вместе.

К сожалению, образование подобных складок не рассматривалось аналитически и почти не изучено экспериментально. Чаще

всего их считают результатом неоднородного поперечного сдвига слоев (что, как будет показано в следующей главе, совершенно ошибочно). В более серьезных исследованиях можно прочесть, что образование подобных складок пока не имеет рационального объяснения [44]. Тем не менее, анализ геометрических особенностей подобных складок показывает, что в их происхождении нет ничего загадочного.

Поскольку подобные складки образуются в условиях укорочения вдоль слоистости, можно полагать, что в образовании их, как и чередующихся с ними концентрических складок, ведущую роль играет продольный изгиб. Разница между подобными и концентрическими складками состоит в том, что в подобной складке слой в замке толще, чем в крыльях, тогда как в концентрической его мощность постоянна. Только при таком изменении нормальной мощности, как в подобной складке, обеспечивающем постоянство осевой мощности, слои, имея одинаковую форму, могут вплотную прилегать друг к другу. Плотное прилегание слоев при формировании подобных складок требует в отличие от концентрических складок, чтобы изгиб, сопровождаемый скольжением слоя по слою, дополнялся другой деформацией, сущность которой, можно думать, состоит в следующем.

Постоянство осевых мощностей слоев означает, что в ходе образования подобных складок слоистая толща на всем своем протяжении испытывает равномерное утолщение поперек исходного положения слоистости. Следовательно, и продольное укорочение толщи на любом участке развития таких складок также происходит равномерно. Таким образом, можно сказать, что при образовании подобных складок толща в целом испытывает однородную деформацию укорочения-удлинения. Но эта однородная для крупного объема пород деформация протекает путем изгибания составляющих его слоев, создающего неоднородность деформации для объемов меньшего размера внутри этого крупного.

Осевая мощность может расти в сминающейся в складки толще за счет двух факторов: увеличения нормальной мощности слоев и поворота слоев. Чем круче наклон слой, тем больше осевая мощность. Поскольку угол падения максимален в точке перегиба крыла, здесь осевая мощность возрастает за счет поворота при изгибе в наибольшей степени. В остальных частях складки, где угол падения меньше, изменение осевой мощности за счет поворота при изгибе должно дополняться деформацией укорочения-удлинения слоев, идущей в направлении деформации толщи в целом. Эта деформация максимальна в месте пересечения слоев осевой плоскостью складки и убывает до минимума в точке перегиба крыла. Если подобные складки несимметричны и имеют в разных крыльях разные углы падения, то слои в более пологом крыле обязательно испытали укорочение-удлинение и в точке перегиба.

Мы рассмотрели геометрическую сторону процесса образования подобных складок. Механика этого процесса тоже вполне оче-

видна. Основная особенность подобных складок — увеличение мощности в замках по сравнению с крыльями — объясняется тем, что, если бы слои не изменяли своей нормальной мощности, связанное с поворотом слоев при изгибе увеличение их осевой мощности в крыльях вызывало бы в замках удаление слоя от слоя. Реально это ведет к падению здесь сжимающих напряжений, нормальных к слоистости, при сохранении сжимающих напряжений, продольных к слоистости. Таким образом, в ходе изгиба слоистой пачки в замках постоянно поддерживается негидростатическое напряженное состояние, которое вызывает здесь деформацию укорочения-удлинения и соответственно увеличение мощности.

Попробуем теперь построить графическую модель развития подобной складки. Так как форма всех поверхностей в складке одинакова, нам достаточно знать, как изменяется форма одного пласта, чтобы анализировать, что происходит внутри пласта, и достаточно двух пластов, чтобы понять соотношения между соседними пластами. Для простоты будем считать, что мощности всех пластов одинаковы.

Поскольку у нас нет ни экспериментальных данных о развитии подобных складок, ни аналитического решения этой задачи, используем для построения модели подобной складки известные нам геометрические закономерности: 1) расстояния между двумя изогнутыми в складку поверхностями слоистости, измеренные вдоль осевой плоскости, всюду одинаковы; 2) площадь поперечного сечения слоя не изменяется с ростом складки. Одного первого условия явно недостаточно, поскольку построить удовлетворяющую ему фигуру можно прямолинейным поступательным переносом почти любой кривой, если только ее начальное и конечное положения не будут при этом пересекаться (из этого следует, что не могут быть подобными складки, обычно называемые веерообразными). Не накладывает больших ограничений и второе условие, поскольку деформировать фигуру так, чтобы при соблюдении первого условия сохранялась площадь фигуры между двумя одинаковыми кривыми и соединяющими их концы равными параллельными отрезками можно весьма разнообразными способами. Дальнейшее и весьма существенное уточнение возможной формы подобных складок может быть сделано на основе данных о механизме изгиба. Поскольку на части слоя, наиболее отдалившиеся от срединной линии, т. е. на замки складок, действуют наибольшие изгибающие моменты, в этих местах изгибание протекает быстрее и кривизна слоя здесь наибольшая. Следовательно, строя поперечное сечение подобной складки, мы должны иметь в виду, что в ней, как и в концентрической складке, радиус кривизны поверхностей слоистости плавно уменьшается от крыла к шарниру. Возьмем участок недеформированного слоя длиной l и мощностью h_n , заключенный между точкой перегиба крыла и осевой плоскостью будущей складки, проведем осевую линию NN_1 сечения слоя и разобьем его на n равных квадратов (рис. 17, б). Чтобы анализировать явления на границе двух соседних слоев, пристроим снизу

еще такой же слой. Теперь нам надо построить образованную этими слоями складку с максимальным углом падения крыла α (в прямой складке он максимален в точке перегиба крыла). Осевая мощность слоя h_0 одна и та же в любом месте складки, в точке перегиба крыла связана с нормальной мощностью, равной здесь h_n , соотношением $h_0 \cos \alpha = h_n$ (рис. 17, в)*. Принимая, что в точке перегиба слой испытывает поворот без изменения исходной нормальной мощности, и учитывая постоянство площади сечения, мы можем узнать величину b половины ширины складки (рис. 17, г): $bh_0 = lh_n = lh_0 \cos \alpha$ и $b = l \cos \alpha$. Поскольку b мы можем измерить, это соотношение позволяет нам вычислить l для наблюдаемой складки. Степень деформации толщи, которая привела к образованию подобной складки, равна отношению $l/b = \cos \alpha$, т. е. для ее определения достаточно измерить максимальный угол падения слоев (это справедливо при условии отсутствия укорочения-удлинения в точке перегиба крыла, т. е. при отсутствии однородной деформации складчатой толщи, о чем будет говориться ниже).

К сожалению, в нашем распоряжении нет простого способа рассчитать по максимальному углу падения и осевой мощности ни амплитуду складки (на рис. 17, д показана ее половина a), ни точное положение точек поверхности слоя. Известно, однако, что эта кривая имеет касательной в точке перегиба сторону максимального угла падения, а в месте пересечения с осевой плоскостью — перпендикуляр к последней. Из существа деформации изгиба следует, что кривизна слоев в шарнире увеличивается по мере роста сжатости складки. Из опытов на модельных материалах (см. рис. 16) известно, что увеличение сжатости складок (т. е. увеличение крутизны крыльев) сопровождается ростом их амплитуды. Рост осевой мощности при образовании подобных складок ведет к увеличению везде, кроме точек перегиба крыльев, нормальной мощности слоев, а из этого, учитывая постоянство площади слоя в поперечном сечении складки, вытекает, что рост подобной складки сопровождается уменьшением протяженности слоя в этом сечении.

Можно подобрать бесчисленное множество плавных кривых, удовлетворяющих заданным условиям, но практически они могут отличаться друг от друга не очень значительно (подобранное в соответствии с этими условиями семейство кривых с одинаковым максимальным углом падения см. на рис. 18, ж). Наблюдаемые в природе складки, не удовлетворяющие перечисленным выше условиям, не являются подобными. Это следует учитывать при построении геологических профилей или иной графики, на которой изображение складчатой структуры экстраполируется за пределы непосредственно виденного.

Проанализируем теперь, что происходит внутри изгибающегося слоя. Если провести в изогнутом слое на расстояниях b/n (рис. 17,

* Как будет рассмотрено ниже, понятие нормальной мощности для подобных складок является не вполне строгим.

г) отрезки, параллельные осевой плоскости, то получившиеся фигуры имеют одинаковую площадь $h_0 b/n$. Так как $h_0 = h_n/\cos \alpha$, и $b = l \cos \alpha$, то площадь такой фигуры равна $h_n l/n$, т. е. площади исходного квадрата. Однако из этого равенства не следует, что соединяющие подошву и кровлю слоя отрезки, параллельные осевой плоскости, проходят через те же материальные точки слоя, что и стороны исходных квадратов. Хотя геометрическое преобразование квадратов в фигуры такого вида возможно, однако при деформировании реального тела путем изгиба оно не происходит. Деформация слоя при таком преобразовании состояла бы в равномерном укорочении вдоль исходного положения слоистости и неоднородном простом сдвиге поперек слоистости, который невозможно получить из укорочения вдоль слоистости и который, следовательно, не имеет отношения к образованию складок продольного укорочения.

Основная особенность изгиба, отличающая его от других видов деформаций, состоит в том, что искривление исходно плоского тела сопровождается удлинением одной его стороны и укорочением другой: именно в этом состоит действие изгибающего момента. Поэтому нормали к поверхностям слоистости, проведенные до деформации, при изгибе не могут остаться параллельными осевой плоскости: заключенные между ними участки слоев становятся короче на вогнутой и длиннее на выпуклой стороне слоя. Для концентрических складок установлено, что нормали к слоистости остаются при изгибе слоев нормальными. Поскольку условия нагружения слоя в подобной складке, пока она не очень сжатая, мало отличаются от условий нагружения в концентрической складке, строя разрез подобной складки, можно принять, что и в ней исходные нормали при изгибе мало отклоняются от нормалей к изогнутой слоистости (рис. 17, д). Но полностью в этом уверенным можно быть лишь для прямолинейных участков слоя на крыльях складки (пунктир на рис. 17, в): поскольку этот участок слоя испытал только поворот без деформации, исходные перпендикуляры к слоистости остаются в нем перпендикулярами. В изогнутой же части слоя нормаль AB к выпуклой границе слоя (см. рис. 17, в) не может быть точной нормалью к вогнутой границе: касательная к вогнутой границе, параллельная касательной к выпуклой границе в точке A , проходит не через точку B , а через точку A_1 , лежащую на отрезке AA_1 , параллельном осевой плоскости. Условно можно предположить, что, пока сжатость складок невелика, бывшие нормали к слоистости мало отклоняются от нормалей к поверхности, равно отстоящей от подошвы и кровли слоя. Длину отрезков этих нормалей между кровлей и подошвой слоя (CD на рис. 17, в) можно условно считать нормальными мощностями слоя в подобной складке.

Поскольку пока нет хороших экспериментальных данных о развiti подобных складок, попробуем построить приближенную геометрическую модель последовательного изгиба слоя во все более сжатую складку, основываясь на приведенных соображе-

ниях, а чтобы показать взаимоотношения соседних слоев, пристроим рядом еще один такой же слой (рис. 17, *д*—*з*). Поскольку выпуклая сторона одного слоя вплотную прилегает к вогнутой стороне другого слоя, а расстояния между проведенными до деформации нормальными к слоистости увеличиваются на выпуклой стороне слоя и уменьшаются на вогнутой (см. рис. 17, *д*), по границам соседних слоев, как и при образовании концентрических складок, происходит смещение одного слоя относительно другого; отсутствие такого смещения было бы равносильно отсутствию изгиба от продольного укорочения.

С ростом наклона крыльев и соответственно с увеличением различия между нормальными мощностями в крыле и замке, удаление кровли от подошвы слоя в замке становится все более ярко выраженным, нормаль к средней линии все более явно (особенно вблизи осевой плоскости) отличается от нормалей к границам слоя (рис. 17, *е* и *ж*). В очень сжатых складках (рис. 17, *з*) нормаль к средней линии, проведенная вблизи замка, вообще не пересекает бы вогнутую границу слоя. Поэтому для складок высокой степени сжатости (см. рис. 17, *ж* и *з*) исходные нормали к слоистости проведены весьма условно.

При деформации укорочения-удлинения любой отрезок, проходящий под углом меньше 45° к направлению укорочения, укорачивается. Поскольку при образовании подобной складки во всех ее частях, кроме точки перегиба или прямолинейного участка крыла, в той или иной мере идет укорочение вдоль исходного положения слоистости, то пока максимальный угол падения крыла не достигнет 45° , поверхности слоистости испытывают укорочение. После этого в крыле около точки перегиба возникает и растет по мере его поворота участок, на котором, наоборот, происходит удлинение поверхностей слоистости. Вначале оно ведет к восстановлению исходной линии слоев (измеренной в целом по всей складке) и лишь тогда, когда бывают достигнуты довольно крутые углы падения крыльев, исходная длина слоев оказывается превзойденной. Удлинение максимально в середине крыльев, т. е. там, где слои испытывали наименьшее укорочение. В сторону замков оно убывает, а около шарнира, где и раньше слои укорачивались, они продолжают укорачиваться. Таким образом, неоднородность деформации слоев в подобной складке растет по мере увеличения ее сжатости.

Может возникнуть вопрос, а не происходит ли в точках перегиба крыльев при образовании подобной складки кроме поворота слоев еще и сплющивание их перпендикулярно осевым поверхностям складок? В данном случае сплющивание крыльев означало бы увеличение здесь осевой мощности в большей мере, чем это обусловлено поворотом слоев. А оно потребовало бы соответствующего увеличения нормальной мощности в замках — тоже большего, чем то, которое соответствует увеличению осевой мощности в крыле при одном лишь повороте. Иначе говоря, вопрос сводится к тому, не идет ли при образовании подобных складок сверх из-

гиба и связанных с ним явлений одновременно еще и однородная деформация слоев — укорочение перпендикулярно к осевым поверхностям складок и соответствующее увеличение мощности толщи? Мы рассмотрим его ниже, в разделе, посвященном однородной доформации при складкообразовании.

На рис. 17, *д*—*з* показано, что происходит при образовании подобных складок с квадратной сеткой, построенной в поперечном сечении до деформации так, что одно из ее направлений совпадает со слоистостью. Для лучшего понимания существа процесса интересно рассмотреть также деформацию квадратной сетки, построенной на некоторой стадии развития подобной складки, например, на стадии *е* рис. 17. Построим сетку так, чтобы одно из ее направлений совпало со следом осевой плоскости (рис. 18, *а*). Как видно из рис. 18, *а*, *б*, сетка в ходе дальнейшего роста складки разрывается со смещением на границах слоев, испытывает поворот, искривление, перекашивание и неоднородную деформацию, связанную с различием деформаций у вогнутой и выпуклой границ слоя. Эти искажения наиболее значительны в замковой части, где различие деформаций у вогнутой и выпуклой границ слоя особенно велико. Если слои очень тонкие по сравнению с размерами складки, линии такой квадратной сетки распадаются на коротенькие отрезки, как это показано на рис. 18, *в*, *г*, на которых линии обоих направлений сетки изображены отдельно. При этом сглаживающая линия отрезков сетки, исходно параллельных осевой плоскости, тоже параллельна ей, а сглаживающие линии отрезков, исходно перпендикулярных к осевой плоскости, образуют дуги, обращенные выпуклостью в сторону, противоположную выпуклости слоев.

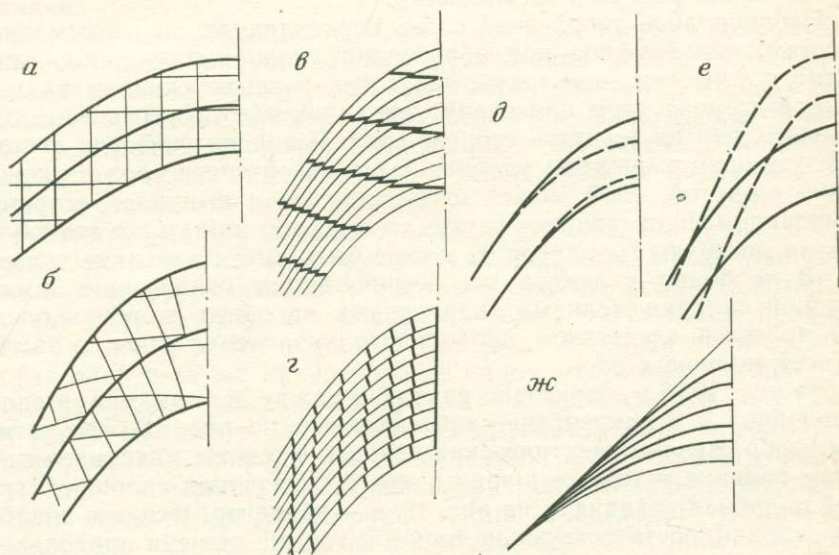


Рис. 18

Анализируя деформацию слоев в подобных складках, мы отвлеклись от трения между слоями. Оно не является необходимым для образования складок, но, тем не менее, в многослойной среде оно неизбежно. Направление сил трения определяется направлением смещения соприкасающихся слоев, т. е. в крыле складки они направлены (см. рис. 17, *д*, *з*) в крыле слоя в сторону антиклинали, а в подошве слоя — в сторону синклинали, вызывая сдвиговую деформацию слоя. Роль этого сдвига пока не изучена, но, во всяком случае, она не настолько велика, чтобы вызвать поворот исходных нормалей к слоистости до положения, параллельного осевым поверхностям складок (как на вымышленном рис. 17, *г*): последнее означало бы отсутствие смещения слоя по слою, без которого невозможно образование складок продольного укорочения.

Рассмотренный путь формирования подобных складок согласуется с геометрией природных складок и с тем, что в природе подобные складки чередуются (по нормали к слоистости) с концентрическими. Этот путь предполагает очень простые условия воздействия на сминаемую в складки толщу и не ставит каких-либо ограничений протяженности смятой в складки толщи ни в одном направлении.

На схеме подобной складки (рис. 17, *а*) ее крыло не имеет прямолинейного участка. В природе такие прямолинейные участки иногда видны. Их существование не влияет на принципиальную картину деформации: прямолинейный участок вставляется в крыло, как бы разрезанное в точке его перегиба, и на всем протяжении прямолинейного участка происходит то же, что бывает в точке перегиба, — поворот слоя, т. е. увеличение его наклона и соответствующий рост осевой мощности.

Неоднородное укорочение слоев перпендикулярно осевым плоскостям, обязательное при образовании подобных складок, приводит к тому, что при изгибании слоев в замке складки на выпуклой стороне слоя происходит не удлинение, а укорочение, но меньшее, чем на вогнутой стороне слоя. В концентрических складках, где ярко выражены удлинение выпуклой части слоя и укорочение вогнутой, слой может быть рассечен с выпуклой стороны клиновидными, сходящими внутри слоя на нет жилами, а его внутренняя поверхность, наоборот, может быть смята в мелкие складки. В подобных складках мы обычно видим осложнение замка крупной складки мелкими складочками на обеих сторонах слоя, что является следствием продольного укорочения слоя в замке по всей мощности слоя.

На рис. 18, *д* и *е* показано различие между деформациями слоя в подобной и в концентрической складках: на рис. 18, *д* пунктиром изображена концентрическая складка с тем же максимальным углом падения и той же ширины, что и показанная сплошной линией подобная складка, а на рис. 18, *е* — концентрическая и подобная складки, соответствующие одной и той же степени продольного укорочения толщи. Ни утонения крыльев, ни перетекания ма-

териала из крыльев в замки, как мы видим, для образования подобных складок не требуется. Но при образовании подобных складок не может не увеличиваться мощность слоев в замках, что требует большей деформации слоя, чем при образовании концентрической складки. Отсутствие здесь увеличения мощности означало бы отсутствие утолщения сминаемой толщи, что равнозначно отсутствию ее укорочения, т. е. вообще отсутствию деформации укорочения-удлинения толщи. Альтернативный вариант объяснения образования подобных складок, при котором меньшая мощность слоев в крыльях по сравнению с замками связана с неоднородным сдвигом в направлении поперек слоистости, мы рассмотрим в гл. 4.

Мощная толща, состоящая из серии одинаковых слоев, может сминаться не только в подобные, но и в концентрические складки, однако при этом обязательны дисгармонические соотношения между складками разных частей толщи. Поскольку при образовании слоев подобных складок он испытывает большие деформации, чем при образовании концентрических складок, соответствующих той же степени продольного укорочения толщи, можно думать, что податливость пород является предпосылкой образования подобных складок, а жесткость пород способствует образованию концентрических складок. Действительно, когда в складки смята толща чередующихся пород (например, песчаников и аргиллитов), и одни из них образуют концентрические складки, а другие приспособляются к форме их изгибов, т. е. первые более жестки, а вторые более податливы, то и в однородных пачках той же толщи, состоящих из жестких пород, образуются обычно концентрические складки, и только в пачках податливых пород наблюдаются подобные складки.

Образование подобных складок — это один из двух возможных способов протекания одинаковой деформации всех участвующих в складках слоев, чего вполне естественно ожидать в толщах, состоящих из слоев, одинаковых по составу и мощности (другой способ — однородное укорочение-удлинение — мы рассмотрим ниже). Так как идеально однообразных толщ в природе не бывает, не бывает и строго подобных складок.

Рассматривая образование подобных складок, мы приняли, что они с самого начала формируются как подобные. Выше уже упоминались экспериментальные данные о том, что складки, которые сначала формируются как концентрические, могут потом продолжать расти как почти подобные (см. рис. 16). Судя по тому, что иногда одна и та же пачка пород в одном месте смята в пологие концентрические складки, а в другом — в более сжатые практически подобные, смена одних складок другими в ходе деформации происходит и в природе. Когда складки одного типа сменяются другими, то в первоначально концентрических складках при дальнейшем продольном укорочении толщи происходит увеличение мощности в замках, постепенно убывающее к точкам перегиба крыльев. Поскольку форма разных слоев, участвующих в одной

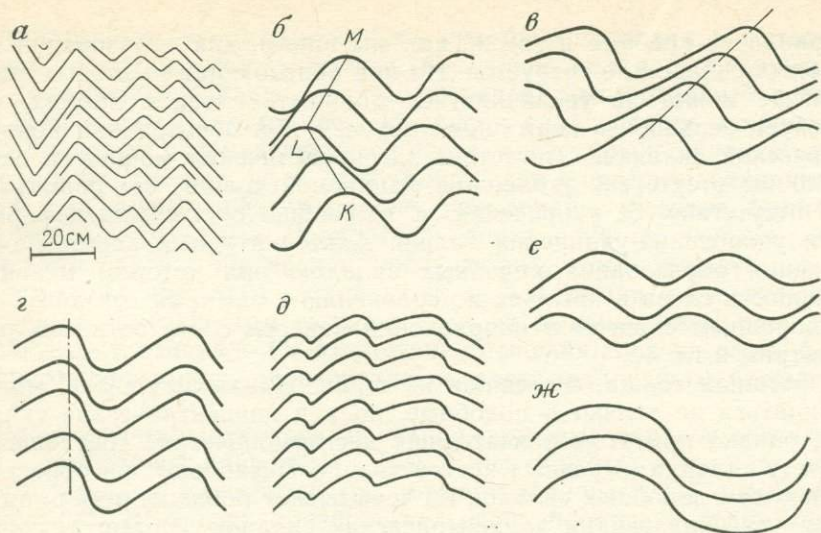


Рис. 19

и той же концентрической складке, неодинакова, то, естественно, строго подобные складки из концентрических образоваться уже не могут, но, если наклон крыльев в концентрических складках был невелик, отклонение от строгого подобия складок не очень существенно.

Иногда довольно значительные части разреза бывают смяты в складки, обычно не очень сильно сжатые, в которых и мощность слоев не изменяется, и форма всех изогнутых поверхностей одинакова. Это складки с прямолинейными крыльями и очень острыми замками, в которых либо очень мал радиус изгиба, либо происходит излом слоев (рис. 19, а). Часто такие складки образованы породами, испытывшими низкотемпературный метаморфизм, которые в связи с этим обладают очень тонкой новообразованной расчлененностью и содержат большой процент мельчайших зерен пластинчатых минералов. Это так называемые шевронные складки, образующие голоморфную складчатую структуру из очень мелких складок, и изломы сланцеватости в кинк-зонах. Те и другие удалось получить в лабораторных условиях не только на модельных материалах, но и в естественных горных породах [39]. Сходные по форме складки, но много большего размера, встречаются иногда и в осадочных толщах. Кинк-зоны, будучи явлением довольно специфическим, требуют специального рассмотрения. Это же касается обычно более или менее симметричных шевронных складок, их, видимо, можно считать разновидностью подобных складок с очень длинным прямолинейным участком крыла, в которых вся деформация сосредоточена в очень небольшой части слоя, составляющей острый замок. Скорее всего, образование таких складок связано с какой-то особенностью условий деформации, при-

водившей к тому, что начинающаяся остаточная деформация вызывала заметное разупрочнение пород, следствием чего являлась концентрация деформации в очень узких зонах вдоль осевых плоскостей складок.

Существует и другой взгляд на происхождение шевронных складок [44, с. 441], согласно которому они образуются в результате однородного простого сдвига вдоль слоистости, происходящего внутри слоев. Если рассматривать образование шевронных складок пачкой слоев, то такой взгляд совершенно справедлив, ибо в пачке слоев оно связано со сдвиганием слоя по слою, происходящим на границах всех слоев. Но предполагать сдвиг внутри слоев, где нет механических границ раздела, параллельных слоистости, довольно трудно: в этом случае понадобилась бы значительно бóльшая работа деформирования, чем в том случае, когда вся деформация сосредоточена в месте излома, т. е. такой вариант энергетически невыгоден и потому мало реален.

Рассматривая форму поперечного сечения подобных складок, мы все время исходили из того, что образующие его кривые могут быть совмещены путем переноса по прямой линии, являющейся следом осевой плоскости. Но поступательное перемещение можно осуществить по любой траектории, не обязательно по прямой. В связи с этим может возникнуть вопрос: а нет ли подобных складок и такого типа, у которых осевые поверхности не плоские, а изогнутые? Изобразим сечение таких складок. Для этого предположим, что смятая в складки поверхность сначала поступательно перемещена на отрезок KL в одном направлении (рис. 19, б), а потом на отрезок LM в другом направлении. Из чертежа видно, что неизбежным следствием изменения направления перемещения является неравенство мощностей слоя в разных крыльях складок при равенстве углов падения, причем в одном и том же крыле мощность одного слоя уменьшенная, а мощность другого — увеличенная. Очевидно, что изгиб слоев привести к такой причудливой картине не может. Следовательно, встречающееся в природе искривление осевых поверхностей подобных складок связано не с самим изгибом слоев вследствие продольного укорочения, а с действием каких-то других факторов, обычно — с последующим наложением деформаций иного направления (искривление осевых поверхностей неизбежно при их разветвлении, что весьма обычно в дисгармонических складках).

Существуют складки, форма которых отвечает определению подобных складок, но, тем не менее, не соответствует описанному выше механизму их образования. Это асимметричные складки, у которых нормальная мощность слоев в одном крыле больше, чем в другом. При этом бóльшую мощность могут иметь и более короткие (рис. 19, в), и более длинные (рис. 19, г) крылья. С различием мощностей связана разница в величине углов между крыльями и осевой плоскостью: угол с более тонким крылом меньше. Форма изгибов слоистости в этих складках также бывает от-

лична от описанной выше типичной для подобных складок: более мощные крылья обычно довольно прямолинейны.

Так как в основу предложенной выше схемы образования подобных складок положено отсутствие утоньшения слоев, следовало бы считать в данных складках крылья большей мощности утолщенными по сравнению с исходной мощностью слоев. Однако, когда тонкие крылья составляют лишь малую часть общего объема, становится сомнительным, чтобы преобладающая часть смятой пачки так равномерно увеличила мощность в ходе изгиба слоев. Когда же при этом по текстурным признакам обнаруживается, что именно малая мощность является результатом деформации, а повышенная — исходной, становится очевидным, что рассмотренный ранее механизм не имеет отношения к образованию складок такого типа. Если к тому же эти складки осложняют два крыла более крупной складки, не будучи при этом симметричными относительно ее осевой поверхности (рис. 19, *д*), то ясно, что такие складки — результат процесса, не имеющего отношения к продольному изгибу и к образованию крупной складки. Можно предположить, что они образовались в результате концентрации сдвиговой деформации толщи в пересекающих слоистость параллельных зонах, в которых происходит неоднородный простой сдвиг. Здесь мы встречаемся с нечастыми структурными формами, которые можно назвать «пассивными складками»: механическая расслоенность не играет существенной роли в их образовании, но позволяет обнаружить происшедшую деформацию.

Возникает вопрос, почему почти всегда направление сдвига так ориентировано по отношению к слоистости, что природные складки этого типа оказываются острыми, а не тупыми, как на рис. 19, *е*. Может быть, тупые складки такого происхождения редки потому, что когда направление сдвига близко к направлению слоистости, легче происходит смещение вдоль нее, чем возникновение секущих сдвиговых зон.

Однородная деформация при складкообразовании

При получении в модельных материалах складок продольного укорочения было обнаружено [2, 43], что в слоистой модели до появления видимых изгибов может происходить однородная деформация укорочения вдоль слоистости, сопровождаемая соответствующим утолщением модели. Чем толще и податливее слои, тем большую однородную деформацию они испытывают до появления в них изгибов. В ходе продольного сжатия разнородной слоистой толщи раньше других перестают однородно деформироваться и начинают изгибаться слои более тонкие и из более жесткого материала. Следовательно, отсутствие в разрезе слоистой толщи таких слоев благоприятствует ее однородному продольному укорочению без образования складок.

Значительно труднее, чем в моделях складок, обнаружить однородную деформацию до образования складок в природных геологических структурах и совсем нелегко определить ее величину. Основная трудность связана с тем, что мы не знаем исходной мощности слоев и соответственно лишены критериев для определения степени их утолщения. Легко обнаруживается однородное укорочение до изгиба, одновременное с образованием складок в пачках других пород той же толщи. Тогда величина этого укорочения определяется по различию степеней сжатости складок (если, конечно, есть уверенность, что в тех слоях, которые раньше начали сминаться в складки, не было однородного укорочения). Деформация укорочения-удлинения в неслоистых породах обнаруживается по образованию складок (или, наоборот, будин) заключенными в них жилами или другими пластообразными телами. Однородная деформация, происшедшая в исходно массивных неслоистых породах, обнаруживается также по образованию в них упорядоченных текстур (чаще всего — сланцеватости).

Существование однородного укорочения слоев до складкообразования заставляет задуматься, почему же слои, которые не испытывали продольного изгиба тогда, когда они были тоньше и имели, следовательно, меньшую изгибную жесткость, теряют устойчивость и испытывают продольный изгиб после продольного укорочения, т. е. когда они становятся толще и их изгибная жесткость увеличивается, и, следовательно, для осуществления изгиба нужно создать большие напряжения, тогда как однородная деформация могла бы продолжаться и при прежней величине напряжений. Возможно, это явление обусловлено тем, что в ходе деформации по каким-то внешним обстоятельствам увеличивается скорость продольного укорочения толщи: когда скорость деформации становится такой, что перестройка материала путем однородной деформации за ней не успевает, напряжения достигают такой величины, что создается неустойчивое равновесие и происходит продольный изгиб. Мы не можем определить, как конкретно изменялась скорость деформации в природных процессах, но едва ли причины деформации возникали внезапно, и поэтому есть основания полагать, что любое деформирующее воздействие возросло с течением времени от нуля. Следовательно, связь смены однородной деформации изгибом с увеличением скорости деформации вполне вероятна.

В ряде экспериментов однородное укорочение предшествовало изгибу и при постоянной скорости деформирования [43]. Возможно, возникновение неустойчивого равновесия после некоторой однородной деформации связано с тем, что в ходе последней происходило изменение внутренней структуры материала слоев, ведущее к их упрочнению и увеличивающее жесткость слоев, а это затрудняло дальнейшее равномерное утолщение без изгиба. Появление изгиба после однородной деформации может быть обусловлено также влиянием соседних, более жестких слоев, изгиб которых, начавшись раньше, приводит к искривлению границ ранее однородно-

укорачивавшейся пачки слоев, что способствует выходу ее из неустойчивого равновесия.

Помимо однородного укорочения слоев до образования складок однородная деформация всех слоев толщи может наступить и после образования складок. После нее раздельный изгиб слоев, видимо, больше уже происходить не может, т. е. эта однородная деформация представляет собой заключительную стадию складкообразования.

Разобьем в поперечном сечении складчатой структуры, начавшей однородно деформироваться, квадратную сетку, одно направление которой параллельно осевым поверхностям складок (рис. 20, *а* и *г*). При дальнейшей однородной деформации эта сетка остается прямоугольной (рис. 20, *б* и *д*), изменяется только соотношение сторон прямоугольников (при сохранении их площади в случае плоской деформации). При росте подобных складок (рис. 20, *в*) тоже происходит в целом равномерное укорочение и утолщение сминаемой толщи, но от проведенной ранее квадратной сетки, как мы видели (см. рис. 18, *а, б*), прямыми остаются только следы осевых поверхностей: перпендикулярные к ним линии изгибаются, а на границах слоев разрываются.

Однородная деформация, естественно, не приводит к возникновению новых складок, но ранее существовавшие продолжают расти, притом таким образом, что произведение их амплитуды на ширину остается неизменным вследствие постоянства площади поперечного сечения при плоской деформации с сохранением объема. Из сравнения рис. 20, *е*—*и* видно, что, если сжатость исходных складок (тонкая линия) невелика (рис. 20, *е*), одна и та же степень продольного укорочения толщи ведет при росте складок путем изгиба (принимая, что длина слоя при этом не изменяется) к образованию складок большей амплитуды (жирная сплошная линия), чем при однородной деформации (жирный пунктир). Но если складки сжатые (рис. 20, *ж*—*и*), дальнейший рост их путем однородной деформации приводит при той же степени укорочения к гораздо большему возрастанию амплитуды, чем при продолжении продольного изгиба.

Однородная деформация не изменяет соотношений осевых мощностей в разных частях складок. Следовательно, если осевые мощности были равны, т. е. складки были подобными, они остаются подобными и после однородной деформации (см. рис. 20, *а* и *б*). Если складки были концентрическими, т. е. осевые мощности слоев в крыльях были больше, чем в замках (см. рис. 20, *г*), те же соотношения осевых мощностей остаются и после однородной деформации, хотя складки перестают быть концентрическими (см. рис. 20, *д*).

Так как в геологической обстановке не часто на какой-либо стадии деформации возникают пересекающиеся поверхности (жилы, текстуры), которые могли бы играть роль маркирующей сетки при определении характера деформации, мы, наблюдая в природе подобные складки, обычно не имеем простых способов опреде-

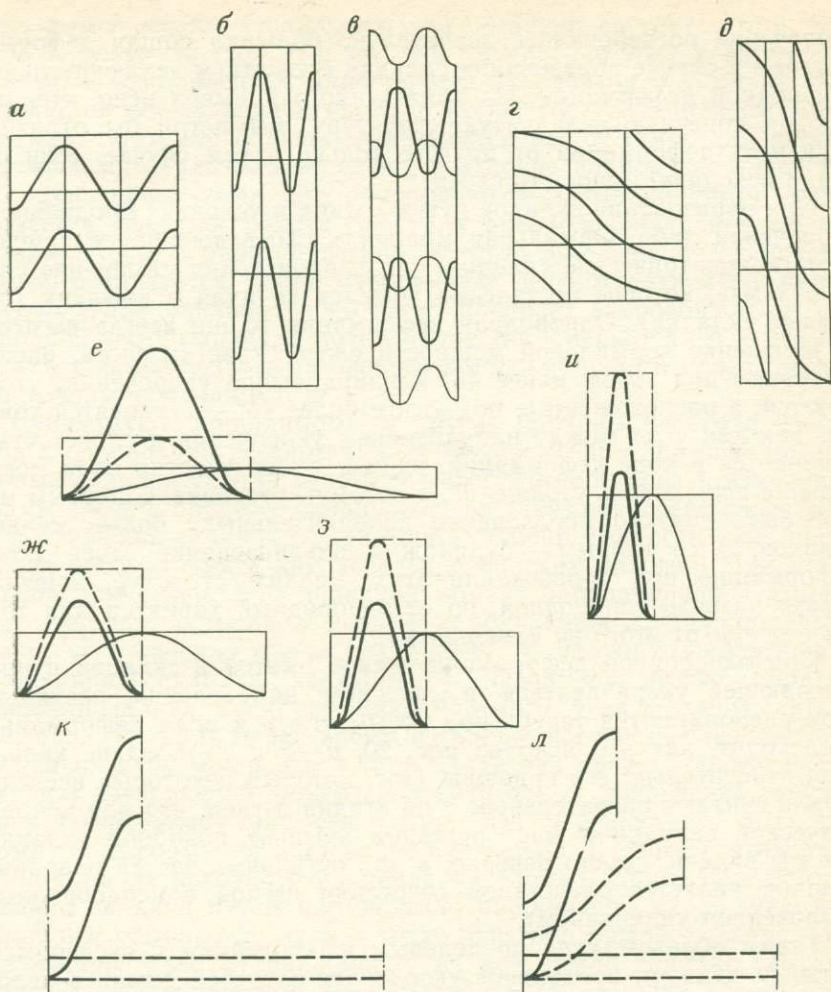


Рис. 20

лить, была ли при их образовании заключительная стадия однородной деформации, поскольку они остаются в ее ходе подобными. Так, на рис. 20, *к* и *л* сплошными линиями изображены вполне одинаковые подобные складки, но в случае *к* однородной деформации при образовании складки вовсе не было, а в случае *л* однородное относительное укорочение после прекращения изгиба было даже несколько больше того укорочения вдоль исходного положения слоистости, которое произошло на стадии с изгибом. Равенство конечных результатов обеспечено здесь разной исходной мощностью слоев. Из сравнения рис. 20, *к* и *л* видно, что для образования довольно сжатой складки без участия однородного

укорочения потребовалась значительно бóльшая общая деформация, чем в случае образования складки с участием заключительной однородной деформации. Из приведенного примера ясно, что, наблюдая конечную складчатую структуру, мы могли бы отличить один путь деформации от другого только в том случае, если бы знали исходную мощность слоев.

При образовании складок путем изгиба в условиях продольного укорочения либо нормальная мощность слоев вообще не изменяется (концентрические складки), либо происходит утолщение слоев в замке, которое постепенно убывает до нуля в крыльях (подобные складки). Однородная деформация толщи всегда вызывает изменение нормальной мощности слоев. Участки слоев, расположенные под углом менее 45° к направлению укорочения, утолщаются, а расположенные под углом более 45° — становятся тоньше. Так как угол между направлением укорочения и слоистостью изменяется в ходе деформации, одни и те же участки слоя могут сначала испытывать утолщение, а потом — утонение. С первым может быть связано образование дополнительных, более мелких складок, а со вторым — будинаж и разлинзование слоев (хотя деформацию при образовании этих мелких структур, конечно, нельзя назвать однородной, но ее однородный характер для толщи в целом от этого не изменяется).

При однородной деформации толщи, смятой в складки и продолжающей укорачиваться в прежнем направлении, поскольку слои располагаются теперь под косым углом к осям деформации, происходит, как это ясно из рис. 20, *a—б* и *г—д*, сдвиг кровли слоя относительно его подошвы (тот, который некоторые исследователи считают обязательным и на стадии изгиба, что для концентрической складки и мест перегиба крыльев подобной складки, как мы видели, просто неверно, а для остальных частей подобных складок является следствием сочетания изгиба с неоднородным укорочением-удлинением).

Таким образом, судя по полевым наблюдениям и экспериментальным данным, продольное укорочение слоистой толщи в целом можно разделить на три стадии: однородное укорочение, складкообразование, завершающая однородная деформация. Эти стадии могут проявиться в разных частях толщи в разной степени, вплоть до выпадения любой из них, и сменять одна другую в разное время (разумеется, при выпадении стадии складкообразования никаких складок не будет — слои останутся лишь равномерно утолщенными, чего мы, скорее всего, и не узнаем).

В чем причина перехода от изгиба к однородной деформации? Мы знаем, что сами по себе геометрические свойства концентрических складок ставят предел их дальнейшему росту тем же способом, но из этого еще не следует, что изгиб прекращается и сменяется однородной деформацией только по достижении этого предела и не может прекратиться раньше. Что же касается подобных складок, то их развитию путем изгиба геометрические свойства складок предела не ставят. Наиболее известная [1, 25] при-

чина смены изгиба однородной деформацией состоит в том, что по мере роста складок, т. е. по мере увеличения угла между слоистостью и направлением наибольшего укорочения в крыльях увеличивается нормальная к напластованию составляющая сжимающих сил. Этим все больше затрудняется необходимое для изгиба взаимное проскальзывание слоев, и в конце концов наступает такое положение, когда для однородной деформации самих слоев требуется меньшая работа, чем для преодоления трения между слоями вместе с работой изгиба, и тогда дальнейшее укорочение толщи реализуется через однородную деформацию. При каких именно углах наклона слоев изгиб начинает сопровождаться однородной деформацией, а потом полностью сменяется ею — это зависит от деформационных свойств пород, мощности слоев, скорости деформирования и т. д.

Существуют, по-видимому, и другие причины перехода от изгиба к однородной деформации. В частности, при образовании подобных складок такому переходу может способствовать изменение формы слоев в процессе складкообразования: поведение слоев после достижения складками некоторой степени сжатости уже никак нельзя рассматривать как поведение плоских пластин. При неизменной длине крыла изгибающий момент пропорционален амплитуде складки, которая в первом приближении пропорциональна синусу угла падения крыла (см. рис. 17, *д*). Мощность слоя в замке подобной складки, являющаяся осевой мощностью, обратно пропорциональна косинусу максимального угла падения крыла (см. рис. 17, *в*). В то же время изгибная жесткость слоя пропорциональна кубу мощности, т. е. в замке она растет гораздо быстрее, чем изгибающий момент. Следовательно, увеличение мощности в замке может привести к тому, что он перестанет быть местом, где деформация идет наиболее быстро. В связи с этим укорочение вдоль исходного направления слоев, которое при формировании складки путем изгиба было наибольшим около шарнира складки и убывало до нуля в точке перегиба крыла, в конце концов распространится равномерно на все крыло складки. Можно полагать, таким образом, что однородная деформация после образования подобных складок связана с ним постепенным переходом.

Иногда высказываются сомнения в возможности протекания однородной деформации в смятой в складки разнородной толще. Суть их в том, что, поскольку деформационные свойства разных слоев остаются различными, они будто бы не могут деформироваться с равными скоростями при одинаковых условиях деформирования [36]. Эти сомнения, однако, неосновательны. Деформация получается однородной сама собой, и все дело в том, что именно понимать под одинаковыми условиями деформирования. Если в слоях с разными вязкими свойствами создать равные напряжения, скорости деформации в них будут разные. Но в данном случае всем слоям задаются равные скорости деформации: осевые поверхности соседних складок сближаются одинаково, неза-

висимо от того, какие слои они пересекают. Поэтому распределение напряжений в слоях автоматически получается таким, которое соответствует протеканию деформации во всех слоях с равной скоростью. В связи с этим ясна ошибочность мнения, что переход к стадии однородной деформации обусловлен «гомогенизацией» толщи, которую связывают с какими-то специфическими условиями деформации. Конечно, создание условий для одинакового протекания деформации в разных породах можно, при желании, назвать «гомогенизацией», но это не означает выравнивания деформационных свойств всех вовлеченных в деформацию пород.

Переход от складкообразования путем изгиба к однородной деформации означает прекращение взаимного смещения слоев в крыльях, направление которого в одном и том же крыле одинаково на всех границах слоев. В толщах неоднородного состава такие смещения прекращаются в зависимости от соотношения свойств соседних слоев на разных границах слоев в разное время, но в конце концов они могут прекратиться на всех границах. Хотя слои с разными свойствами в ходе дальнейшей деформации могут в деталях вести себя несколько различно, в том числе и смещаться на некоторых участках одни относительно других (например, при образовании и разобщении будин), это не нарушает в общем однородного характера деформации, если рассматривать поведение более крупных объемов пород без мелких подробностей.

Выделяя в процессе продольного укорочения слоистой толщи стадии однородной деформации до и после изгиба, мы полностью отвлеклись от того, что однородная деформация протекает и на стадии изгиба [43]. Действительно, поскольку в сминаемой толще сжимающие напряжения, параллельные исходному положению слоистости, остаются больше сжимающих напряжений, нормальных к исходному положению слоистости, то в толще все время протекает соответствующая деформация. Однако доля ее в суммарной деформации невелика. Точно ее рассчитать очень сложно, но можно оценить следующим образом. Как мы видели ранее, напряжения, связанные с изгибающим моментом, увеличиваются с ростом прогиба слоя, т. е. с ростом амплитуды складки. Для свободного слоя максимальные напряжения от изгиба превышают напряжения непосредственно от сжатия уже тогда, когда прогиб слоя (он равен половине амплитуды складки) превышает одну шестую мощности слоя. Ясно, что это различие становится огромным, когда, например, слой мощностью в полметра или метр участвует в складках амплитудой в сотни метров и километры. Поскольку скорость деформации и величина конечной деформации зависят от разности максимальных и минимальных сжимающих напряжений, то они для изгиба и для однородной деформации весьма различны.

Справедливость этих соображений можно проверить и геологическими наблюдениями. Так как слои в крыльях складок при изгибе все время поворачиваются, оси однородной деформации меняют по мере роста складок свое положение относительно мате-

риальных частиц слоев. Поэтому такая деформация (как это будет ясно после знакомства с гл. 6) не может привести к появлению упорядоченной текстуры нигде, кроме как в непосредственной близости от осевых плоскостей, где поворот незначителен. Если наблюдается развитие новой упорядоченной текстуры, угасающей от осевой плоскости к крыльям складок, значит во время изгиба была и существенная однородная деформация. Автору такое распределение текстуры в складке хотя и встречалось, но редко. Гораздо чаще новообразованные текстуры распределены по складке более равномерно, что говорит о протекании однородной деформации в основном после изгиба.

Однородная в целом деформация в деталях протекает иногда, видимо, существенно неоднородно, что проявляется в разрыве и смещении или искривлении границ слоев. Разрыв границы слоев на очень короткие участки, тем или иным образом смещенные (редко — ступенчато, а чаще — то в одну, то в другую сторону) происходит при образовании поверхностей кливажа. Искривление границ слоя, а потом и разобщение слоя на части происходят при образовании так называемых муллион-структур. Граница более жесткого слоя образует при этом выпуклые параллельные гребни, разделенные узкими впадинами, которые нередко становятся столь глубокими, что впадины подошвы и кровли слоя смыкаются друг с другом, разобщая слой на узкие сигаровидные тела с округлой или эллиптической формой поперечного сечения. Связывать образование муллион-структур именно со стадией однородной деформации позволяет проявление сходных искривлений границ при однородном продольном укорочении толстых слоев модельных материалов. Но специально происхождение муллион-структур, видимо, никто не исследовал.

Складки продольного укорочения в толщах неоднородного состава

Если условия деформации слоистой толщи таковы, что две параллельные поверхности, проведенные в ней под прямым углом к слоистости, имеют некоторую скорость сближения, то тем самым всем слоям разнородной толщи задается одинаковая скорость деформации, а значит, и одинаковая в любой момент величина укорочения вдоль слоистости. В результате этого слои с разными свойствами оказываются в различных условиях нагружения: внешняя нагрузка распределяется между слоями соответственно оказываемому ими сопротивлению деформации. В условиях упругой деформации нагрузка при небольших величинах деформации распределяется между слоями с одинаковыми свойствами пропорционально их мощности, а в слоях одинаковой мощности, но с разными упругими свойствами — пропорционально их модулям упругости. Если слои с разными упругими свойствами и разными мощностями разделены промежутками и могут испытывать упругий продольный изгиб, не соприкасаясь друг с другом, то пока на-

грузка хотя бы на один слой не достигнет критической величины, ее распределение между слоями будет пропорционально произведениям мощностей слоев на их модули упругости. По достижении в некоторых наименее жестких на изгиб слоях критической величины нагрузки и появлении продольного изгиба, дальнейшее нагружение толщи незначительно увеличивает напряжение в этих слоях. Затем испытывают продольный изгиб по достижении своей критической нагрузки следующие по жесткости слои. Так происходит до тех пор, пока изгиб не возникнет во всех слоях. Тогда распределение нагрузок становится практически пропорциональным критическим величинам нагрузок. Но все это относится к разобренным слоям: в случае плотного прилегания упругих слоев друг к другу, когда каждый из них не может изгибаться самостоятельно, распределение нагрузок и деформация слоев существенно усложняются.

Если слои ведут себя как вязкие жидкости, скорости деформации слоев пропорциональны возникающим в них максимальным касательным напряжениям, или, что то же самое, разностям максимальных и минимальных сжимающих напряжений. Примем минимальное сжимающее напряжение обусловленным весом вышележащих пород (и, следовательно, вертикальным и практически одинаковым для всех слоев горизонтально лежащей пачки небольшой мощности), а максимальное сжимающее — параллельным слоистости. Тогда, поскольку скорости деформации всех слоев пачки в условиях ее продольного укорочения одинаковы, возникающие в слоях касательные напряжения пропорциональны вязкостям слоев. Следовательно, и вызывающая укорочение нагрузка, продольная к слоистости, распределяется в слоях пропорционально произведениям их вязкостей на мощности.

Так как слои при тектонических деформациях обладают одновременно и упругими, и вязкими свойствами (не говоря уже о возможности проявления и других свойств), да к тому же плотно прилегают друг к другу, в результате чего ни один из них не может изгибаться независимо, распределение нагрузок оказывается, во-первых, очень сложным, а во-вторых, оно изменяется по мере появления изгибов внутри деформирующей пачки и дальнейшего нарастания больших остаточных деформаций. Поэтому нам придется ограничиться описанием лишь деформаций, происходящих при продольном сжатии неоднородной слоистой пачки, не прибегая к определению приложенных нагрузок и возникающих напряжений. Вполне достаточную для этого информацию дают полевые наблюдения и эксперименты на моделях.

Если сминаемая толща состоит из мощных относительно жестких пластов, разделенных очень маломощными податливыми прослоями, последние играют по существу лишь роль смазки между более мощными и жесткими пластами. В жестких слоях происходит изгиб, а в податливых прослоях — сдвиг, обусловленный взаимным смещением жестких слоев вдоль слоистости. В этих условиях формируются преимущественно концентрические складки,

так как изменение мощности очень тонких податливых прослоев, как бы велико оно ни было, не может оказать существенного влияния на форму складок.

Если жесткие слои немногочисленны и разделены мощными пачками податливых слоев, форма складок зависит от соотношения деформационных свойств слоев. Когда более податливый материал очень легко деформируется, каждый более жесткий слой изгибается самостоятельно, образуя независимые складки, и более податливые приспособляются к их форме (рис. 21, а). Это наиболее обычное явление при образовании складок параллельными жилами. Деформация более податливых пород может вообще не включать изгиба и состоять из сочетания продольного укорочения с неоднородным простым сдвигом в поперечном направлении, вызываемым действием соседних жестких слоев. Когда различие деформационных свойств слоев невелико и более жесткие слои в разрезе по-прежнему немногочисленны, определяющими форму складок становятся, наоборот, более податливые слои. Немногочисленные жесткие прослои влияют на нее очень мало, в основном приспособляясь к этой форме; если же их деформационные свойства этого не позволяют, то они ломаются. Податливые слои, если они однообразны, образуют при этом преимущественно подобные складки. Так как мощность жестких прослоев не изменяется, продольное укорочение в замках подобных складок приводит к образованию этими прослоями мелких дополнительных складок или разрывов со смещением (рис. 21, б).

При однородной деформации складчатой структуры, происходящей чаще при крутизне крыльев более 45° , т. е. в условиях, когда слои в основном испытывают удлинение, жесткие слои в крыльях складок, как правило, образуют будины. Поскольку будины по мере нарастания деформации все более удаляются одна от другой, по их раздвиганию можно судить о величине однородной деформации (если только будинированный пласт не находится внутри податливой пачки, которая, будучи заключена между более жесткими пачками, могла испытать утонение в крыле складки еще до стадии однородной деформации).

Частое ритмичное чередование слоев с разными свойствами нередко приводит к образованию своеобразных складок, которые можно назвать псевдоподобными: в них одинаковую форму имеют лишь те поверхности, которые занимают одинаковое положение в ритме (две тонкие или две жирные линии на рис. 21, в). Таким образом, в этих складках остается постоянной осевая мощность ритма. Более жесткие слои ритмов образуют преимущественно концентрические складки, а поведение податливых слоев требует более обстоятельного анализа. Рассмотрим его на примере двучленного ритма.

Поскольку жесткие слои, сохраняя неизменной свою первичную мощность, тем самым сохраняют свою длину, то сохраняется неизменной и длина обеих границ податливых слоев. А отсюда следует, что и в податливых слоях не происходит то продоль-

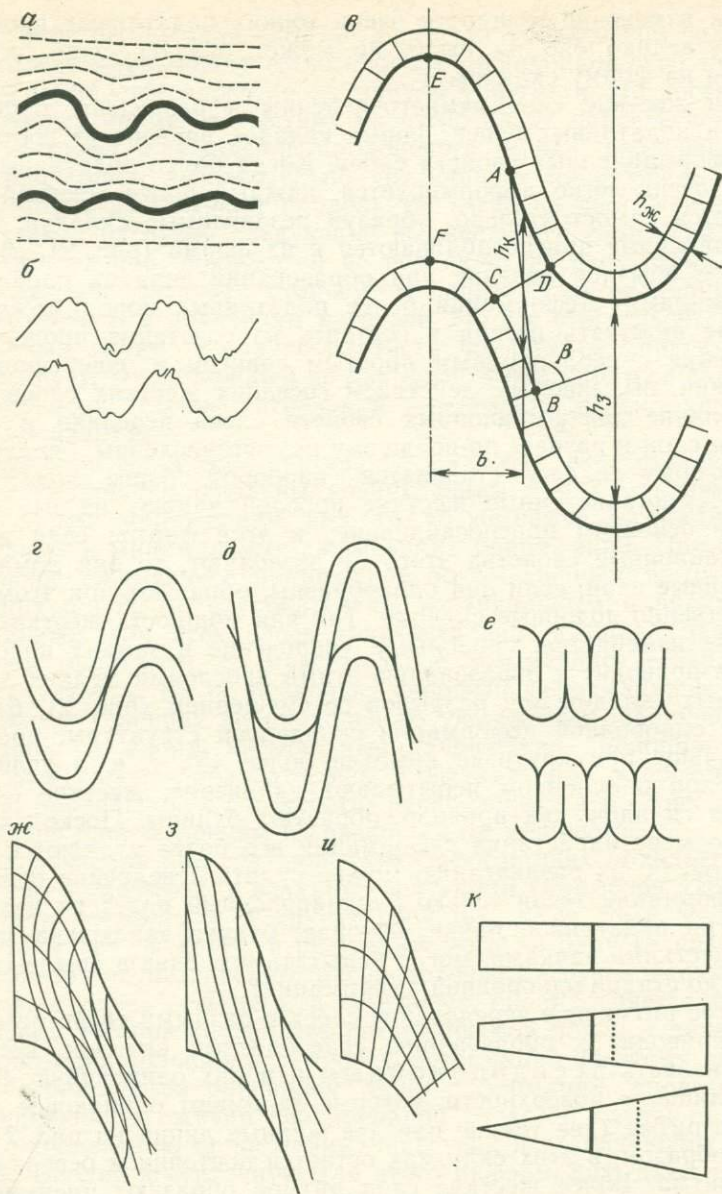


Рис. 21

ное к слоистости укорочение, которое в подобных складках обеспечивает увеличение нормальной мощности в замках в соответствии с углом поворота крыльев. Но поскольку постоянство осевых мощностей для ритма в целом сохраняется, мощность податливого слоя в замке должна увеличиваться, причем даже в боль-

шей степени, чем у слоев в настоящей подобной складке, поскольку здесь мощность изменяется только у одного из двух поворачивающихся слоев. Это увеличение мощности податливого слоя в замке происходит за счет соответствующего уменьшения его нормальной мощности в крыльях. Последнее сокращает осевую мощность в крыле, в связи с чем мощность в замках должна увеличиваться в меньшей степени, чем в подобной складке. Такое изменение нормальной мощности податливых слоев в псевдоподобных складках обычно называют выдавливанием их из крыльев в замки между изгибающимися более жесткими слоями. Так как это явление обусловлено чередованием податливых слоев со слоями, не поддающимися укорочению вдоль слоистости, то истинно подобные складки нельзя рассматривать как предельный случай псевдоподобных складок с нулевой мощностью жестких слоев: в подобных складках нет слоев, которые оказывали бы сопротивление продольному укорочению в замках. Поэтому, когда мощность жестких прослоев слишком мала и они не оказывают достаточного сопротивления продольному укорочению, чтобы могли образоваться псевдоподобные складки, эти прослои или сминаются в замках в более мелкие складки, или ломаются с образованием надвигов, тогда как более податливые слои укорачиваются перпендикулярно осевым плоскостям, т. е. в толще образуются собственно подобные складки. Этому же способствует недостаточная разница деформационных свойств слоев ритма, в связи с чем может оказаться, что деформация или разрушение жесткого слоя в замке происходит легче, чем выдавливание податливого слоя из крыльев в замки.

Соотношения между геометрическими элементами псевдоподобной складки легко выражаются аналитически (см. рис. 21, в). Обозначим нормальную мощность жесткого слоя через $h_{ж}$, нормальную исходную мощность податливого слоя — $h_{п}$, а его осевые мощности в точке перегиба крыла и в замке соответственно $h_{к}$ и $h_{з}$; длину участка границы слоя между шарниром и точкой перегиба крыла обозначим через l , а половину ширины складки через b . Из постоянства площади поперечного сечения складки следует, что $l(h_{п}+h_{ж})=b(h_{з}+h_{ж})$, где левая и правая части равенства представляют площади сечения участка ритма между осевой плоскостью складки и точкой перегиба крыла до и после деформации. Ширина складки, являясь функцией максимального угла падения крыла α , зависит также и от формы кривой поверхности слоя, которая определяется мощностями и механическими свойствами слоев. Во всяком случае, всегда $b > l \cos \alpha$: правая часть неравенства представляет значение b при совершенно прямом крыле и отсутствии закругления в замке.

Нормальную мощность податливого слоя $h_{кп}$ в точке перегиба крыла можно вычислить, исходя из постоянства осевой мощности ритма. Осевая мощность ритма в замке равна $h_{з}+h_{ж}$, а в точке перегиба крыла она равна $h_{к}+h_{ж}/\cos \alpha$, где $h_{ж}/\cos \alpha$ — осевая мощность жесткого слоя в точке перегиба крыла. Отсюда $h_{з}+$

$+h_{жк}=h_{к}+h_{ж}/\cos \alpha$ и $h_{к}=h_{з}-h_{ж}(1/\cos \alpha-1)$ и $h_{кн}=h_{к} \cos \alpha = [h_{з}-h_{ж}(1/\cos \alpha-1)] \cos \alpha$. Уравнение это приближительное, поскольку, как явствует из рис. 21, в, прямая, проходящая через точки перегиба *A* и *B* подошвы и кровли податливого слоя, не параллельна осевой поверхности, т. е. где бы мы ни измеряли $h_{к}$, углы падения α подошвы и кровли на концах отрезка $h_{к}$ не могут быть одинаковы. Но если мощность слоев невелика по сравнению с размерами поперечного сечения складки, этой разницей можно пренебречь.

Из полученного уравнения следует, что при соответствующих значениях мощностей и наклона крыла возможно $h_{кн}=h_{к}=0$, т. е. что податливый слой может полностью выжиматься из крыла и соседние жесткие слои тогда соприкасаются (рис. 21, з). Эти значения находим, подставляя в уравнение значение $h_{к}=0$. Тогда $h_{з}=h_{ж}(1/\cos \alpha-1)$, что и является условием полного выжимания податливого слоя в точке перегиба крыла. Действительно, какой бы ни была мощность $h_{з}$ податливого слоя в замке, это равенство всегда может быть достигнуто при достаточно больших $h_{ж}$ или α . Например, чтобы соприкосновение соседних жестких слоев произошло при $\alpha=60^\circ$ ($\cos 60^\circ=0,5$), должно обеспечиваться $h_{з}=h_{ж}$. Для этого исходная мощность податливого слоя должна быть настолько мала, чтобы при достижении крылом угла падения 60° его мощность в замке только-только сравнялась бы с мощностью жесткого слоя (вычислить необходимую исходную мощность много сложнее, так как она зависит еще и от формы кривой). После соприкосновения жестких слоев в одной точке увеличение осевой мощности податливого слоя в замке при дальнейшем увеличении крутизны крыльев обеспечивается увеличением площади соприкосновения соседних жестких слоев (рис. 21, д), т. е. дальнейшим выдавливанием податливого слоя из крыльев. В пределе каждый жесткий слой самостоятельно сминается в изоклиналильные складки (рис. 21, е). При этом выдавленный из ядер материал податливых слоев, претерпевший сначала очень сложные деформации и разделение на разобщенные части (см. рис. 21, д), вновь сливается в сплошные слои, разделяющие смятые в складки более жесткие слои (И. В. Кирилловой описаны такие структуры во флишевых толщах Кавказа).

Из постоянства осевых мощностей ритма следует, что разность осевых мощностей податливых слоев в замке и крыле $h_{з}-h_{к} = h_{ж}/\cos \alpha - h_{ж}$ при ненулевых значениях α всегда отлична от нуля и положительна, т. е. мощность податливых слоев в крыльях псевдоподобных складок уменьшается по сравнению с исходной уже при появлении самых слабых изгибов (в отличие от однородной деформации подобных складок, где это может начаться только с углов 45° , и от стадии изгиба подобных складок, когда уменьшения мощности вообще нет). Таким образом, уменьшение размеров податливого слоя здесь происходит в направлении, не совпадающем с направлением укорочения толщи, а на самой начальной стадии — практически перпендикулярно последнему и,

следовательно, определяется не направлением деформации толщи, а воздействием, оказываемым на податливый слой соседними жесткими слоями, испытывающими при этом укорочении изгиб, и состоит это воздействие в выдавливании материала податливого слоя из крыльев в замки.

Податливый слой между жесткими испытывает в крыльях складки помимо утоньшения, еще и простой сдвиг вдоль слоистости, которого нет в идеальных концентрической и подобной складках. Величина сдвига зависит от трения на границе между податливым и жестким слоями (изменяющегося с изменением наклона крыльев). Поскольку в природе трение на границах податливого слоя является промежуточным между величинами трения в двух крайних случаях — при абсолютно жестком сцеплении податливого слоя с жесткими и при полном отсутствии трения на границах слоев — рассмотрим эти два крайних случая. При абсолютно жестком сцеплении между слоями, как видно на рис. 21, в, точки *A* и *B* на верхней и нижней границах податливого слоя, находившиеся до деформации на одном перпендикуляре к слоистости (проведенном в месте будущего перегиба крыла складки), оказываются лежащими на отрезке, повернутом относительно нормали к слоистости на угол β . При этом, если бы мощность жестких слоев была пренебрежимо мала, отрезок *AB* был бы параллелен осевой плоскости, а в прямой складке — вертикален, т. е. угол сдвига β податливого слоя в этом месте был бы равен углу падения слоистости α в точке перегиба крыла (как углы с взаимно перпендикулярными сторонами). Так как у жесткого слоя в таких складках мощность всегда составляет заметную часть мощности ритма, а нормали к слоистости остаются в этом слое нормальными, то, как видно из рис. 21, в, угол сдвига β больше угла падения, причем разница этих углов растет с увеличением мощности жесткого слоя. Нормаль к слоистости, оказывающаяся после складкообразования в осевой плоскости, поворота не испытывает. Таким образом, величина сдвига податливого слоя уменьшается от места перегиба крыла в сторону осевой плоскости, где она равна нулю.

При абсолютно жестком сцеплении слоев длины участков *EA* и *FB* границ податливого слоя от места перегиба до осевой плоскости, бывшие одинаковыми при исходной плоской форме слоев, оказываются после деформации, как видно из рис. 21, в, разными, причем участок *EA* на выпуклой стороне податливого слоя оказывается короче участка *FB* на вогнутой стороне слоя, и разница эта тем значительнее, чем больше мощность жестких слоев. Следовательно, деформация податливого слоя оказывается в этих условиях весьма далекой от изгиба, при котором удлинение испытывает выпуклая, а укорочение — вогнутая граница слоя. Поскольку деформация включает еще перемещение материала податливого слоя из крыльев в замки, прямоугольная сетка, построенная в поперечном сечении слоя до деформации, превращается в весьма искривленную, как это приблизительно построено на рис. 21, ж.

Если мы по этому рисунку построим направления наибольших удлинений (рис. 21, з), то получим картину, похожую на обычное расположение поверхностей так называемого обратного веерообразного кливажа в податливых слоях. Из этого можно заключить, что предположение о значительном сцеплении на границах слоев соответствует по крайней мере части природных случаев (поскольку сделанные построения весьма приблизительны, данное заключение нуждается в проверке).

При полном отсутствии трения на границах податливого слоя (что представляет собой другой крайний случай, в природе неосуществимый) относительное смещение жестких слоев вдоль слоистости, естественно, не должно вызывать сдвиговые деформации в податливом слое. Если в податливом слое сдвига нет и нормаль к осевой линии слоя остается после деформации нормалью (CD на рис. 21, в), то из этого следует, что участок между местом перегиба крыла и осевой плоскостью окажется на выпуклой стороне податливого слоя удлиненным, а на вогнутом — укороченным, как это и происходит при изгибе. Прямоугольная сетка, построенная в сечении слоя до деформации, превращается в этом случае в сетку, похожую на ту, которая получается в подобных складках, но отличающуюся от последней наличием участка уменьшенных нормальных мощностей в той части крыла, где происходит удлинение этого слоя вдоль слоистости (приблизительное изображение сетки дано на рис. 21, и). Очевидно, что поведение податливого слоя в реальной обстановке является промежуточным между крайними случаями, изображенными на рис. 21, ж, и.

Деформация податливого слоя в псевдоподобной складке, как мы видим, весьма сложна и может быть представлена как результат сложения разных более простых деформаций, в которые входит и укорочение-удлинение. Для некоторых объемов податливого слоя оси максимального укорочения и максимального удлинения в процессе деформирования меняются местами. Действительно, поскольку мощность этого слоя уменьшается в месте перегиба крыла и увеличивается у осевой плоскости, то где-то между ними есть такое поперечное сечение, в котором слой имеет исходную мощность. По одну сторону этого сечения все элементарные объемы слоя имеют уменьшенные размеры по нормали к слоистости, по другую — увеличенные. Однако это сечение перемещается относительно материальных частиц слоя по мере развития деформации, что легко показать, промоделировав эволюцию поперечного разреза слоя между точкой перегиба и осевой плоскостью эволюцией прямоугольника в равновеликую трапецию и затем в треугольник (рис. 21, к). У всех этих фигур линия, проведенная на равном расстоянии от левой и правой сторон, имеет одинаковую длину, и все элементарные объемы, лежащие по одну сторону этой линии, испытывают деформацию одного направления. Но эта линия проходит все время через разные материальные точки слоя. Положение линии, проходящей все время через те же материальные точки, что и средняя линия исходного прямоугольника, опреде-

ляется тем, что вследствие постоянства площади фигуры она, как и в исходном прямоугольнике, делит площадь фигуры пополам (точечная линия на рис. 21, к). В любой из фигур все элементарные объемы, находящиеся между линией постоянной длины и линией, делящей площадь пополам, до деформации находились в левой половине прямоугольника и, следовательно, испытывали вначале укорочение перпендикулярно длинной стороне, пока не перешли через линию постоянной длины, после чего они испытывали в этом направлении, наоборот, удлинение. В треугольнике, приближенно моделирующем поперечное сечение податливого слоя в момент соприкосновения соседних жестких слоев в точке перегиба крыла, та часть фигуры, в которой деформации шли в разных направлениях, составляет одну четвертую общей площади.

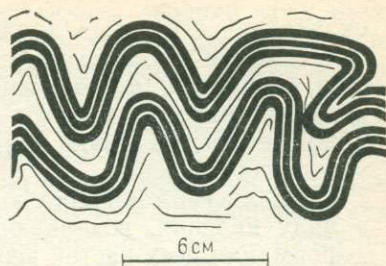


Рис. 22

Приблизительно так же, как слои в ритмичной толще, ведут себя чередующиеся пачки разной жесткости. Если мощности жестких пачек невелики по сравнению с размерами складок, они обычно сминаются в концентрические складки, а более податливые пачки в основном приспособляются к форме промежутков между жесткими пачками. Так, например, получилось в модели (рис. 22), состоящей из чередующихся слоистых пачек более жесткого петролатума (черный) и более податливого вазелина (белый).

Когда мощности пачек значительно превышают размеры складок, образуемых их слоями, взаимное влияние пачек распространяется лишь на небольшое расстояние от их контакта, а структура внутренних частей каждой пачки формируется независимо, т. е. в каждой образуются свои складки, форма и размеры которых определяются свойствами слоев пачки.

Поскольку механические свойства слоев пачек обычно изменяются в одном и том же разрезе в довольно широких пределах, всякая складчатая структура, если ее рассматривать на большую мощность, оказывается дисгармоничной. В одних случаях пачки значительной мощности смяты однообразно, а в относительно маломощной зоне перехода от одной к другой развиваются весьма неправильные изменчивые складки, часто с обилием разрывных нарушений и со значительными смещениями вдоль слоистости, во много раз превышающими обычные смещения в крыльях складок. Такие зоны дисгармонии могут возникать и внутри однообразных пачек, когда они образуют концентрические складки, слишком малые, чтобы в них могла одинаково смяться вся пачка. В других случаях, при разрезе, очень пестром по механическим свойствам, форма складок может меняться буквально от слоя к слою. Даже теоретически, т. е. без учета случайных неоднородностей, всякая

складчатая структура должна быть дисгармоничной. Хотя подобные складки в идеале могут охватывать толщи сколь угодно большой мощности, невозможность строгого постоянства свойств по разрезу приводит к тому, что и подобные складки охватывают лишь небольшие пачки, между которыми возникают дисгармонические соотношения.

Под дисгармоничностью складчатой структуры здесь имелись в виду явления, возникающие в условиях одинаковой величины деформации всех частей вертикального разреза складчатой толщи. Но конкретными условиями может быть обусловлено различие степени и даже направления деформации разных частей разреза. Такого рода дисгармоничность делает структуру еще более сложной для анализа.

Значительные осложнения в складчатую структуру вносит присутствие в слоистых толщах тел разнообразной формы, обычно более жестких, чем слоистые породы. Таковы интрузивные тела, в изобилии встречающиеся, например, в древнейших метаморфических образованиях. При деформации всей толщи эти тела обычно деформируются в меньшей степени, но испытывают повороты и относительные перемещения, что приводит к местным искажениям расположения осей деформации и часто сопровождается появлением локальных складок, имеющих свою специфическую ориентировку, резко дисгармоничных по отношению к складчатой структуре в окружающем пространстве.

Величина деформации при образовании складок продольного укорочения

При изучении складок продольного укорочения обычно стараются узнать, какова степень продольного укорочения смятой в складки толщи, или, что то же самое, какова степень увеличения ее общей мощности. Как мы уже видели ранее, степень деформации толщи — это далеко не то же самое, что степень деформации участков слоев в разных частях складок. Если в толще есть слои, изогнутые в концентрические складки, и, следовательно, не изменившие свой длины, толща укоротилась во столько раз, во сколько раз длина включающего несколько складок участка такого слоя в сечении, перпендикулярном шарнирам складок, больше длины проекции этого участка на зеркало складок, которое можно с достаточным основанием предполагать параллельным исходному, доскладчатому положению слоев (если складки нарушены разрывами со смещением, долю этого смещения в общей деформации нетрудно учесть, исходя из амплитуды смещения и угла между слоистостью и поверхностью разрыва). Принципиально возможно проделать соответствующие вычисления и для концентрических складок, испытавших потом однородную деформацию: в ходе этой деформации не изменятся отношение осевых мощностей в крыльях и замках, которое пропорционально косинусу угла падения крыла до однородной деформации. Следовательно,

по отношению мощностей можно определить бывший угол падения, соответствующий степени укорочения на стадии изгиба, а по соотношению наблюдаемого и вычисленного углов можно узнать величину однородной деформации [16, 23].

При образовании подобных складок происходит некоторое уменьшение длины слоев в их поперечном разрезе. Следовательно, если вычислять степень укорочения толщи как отношение длины изогнутого слоя к длине его проекции, то для подобных складок, не испытавших однородной деформации, она всегда будет получаться заниженной. Если после изгиба была однородная деформация, степень укорочения, вычисленная таким путем, будет заниженной при углах падения, не превышающих 45° . При углах, превышающих 45° (на величину, зависящую от степени укорочения до достижения угла в 45°), такая оценка может оказаться, наоборот, завышенной. Главная трудность определения степени укорочения толщи, в которой наблюдаются только подобные и различные неправильные складки и нет ни одного пластообразного тела, образующего концентрические складки, связана с тем, что наложение однородного укорочения-удлинения на подобные складки оставляет их подобными. В то же время для образования подобных складок одинаковой степени сжатости путем одного лишь изгиба и изгиба с последующей однородной деформацией нужны разные степени укорочения толщи. Поэтому, не зная исходной мощности слоев (а при изучении природных складок у нас таких данных, как правило, нет), невозможно определить, какая доля укорочения толщи реализовалась в изгибе слоев, а какая — в их однородной деформации. Чтобы представить себе, каковы могут быть связанные с этим ошибки, проделаем некоторые вычисления*.

Для облегчения расчетов ограничимся рассмотрением простейших, шевронных складок, где почти все, что происходит со слоями на стадии изгиба, состоит в их повороте (и соответственно, смещении слоя по слою), которым и обеспечивается уменьшение проекции их длины на исходное направление слоистости, отражающее укорочение толщи вдоль слоистости и утолщение поперек слоистости. Длина крыла складки l , длина его проекции на исходное направление слоистости l_x и угол падения крыла α , равный углу поворота слоя из исходного положения, связаны уравнением $l_x = l \cos \alpha$. Отсюда степень укорочения толщи на стадии изгиба при образовании ею симметричных шевронных складок с углом падения крыльев α равна $l/l_x = 1/\cos \alpha$. При углах падения крыльев $45, 55, 70$ и 85° (рис. 23, а) степень укорочения (и утолщения) слоистой толщи равна соответственно 1,42, 1,75, 3 и 11.

Предположим, что поворот слоев и проскальзывание слоев без изменения их мощности, закончились при угле падения 45° , и дальнейшее увеличение крутизны слоев в складках шло путем однородной деформации. При такой деформации исходная квад-

* Дополнительный материал по этому вопросу см. в [16, 20].

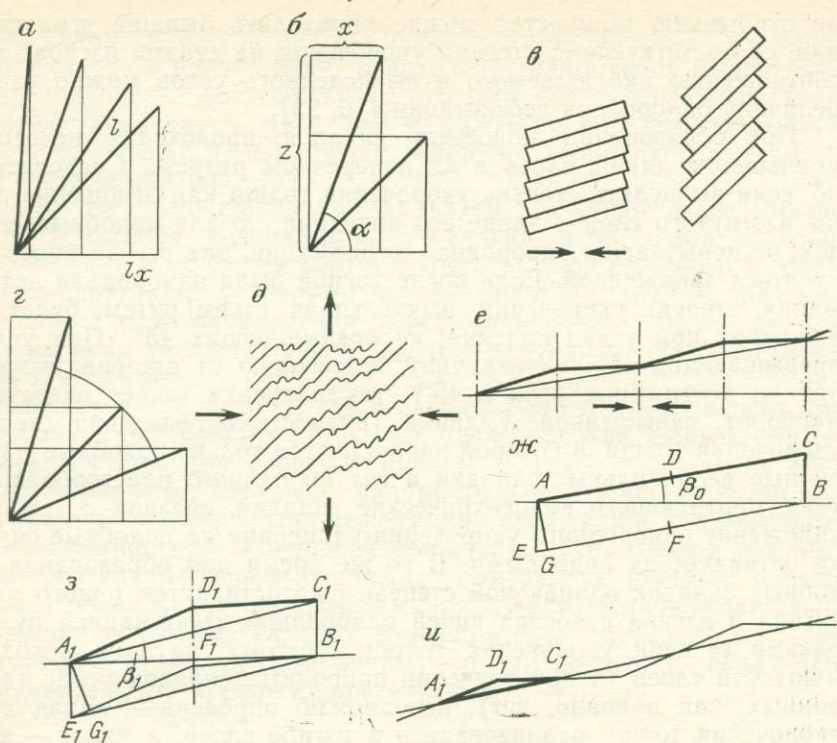


Рис. 23

ратная сетка, направления которой совпадают с осями деформации, превращается в прямоугольную. Если участок крыла, падающего под углом 45° , представить как диагональ квадрата со стороной, равной единице, то тот же участок крыла, падающий после однородной деформации под более крутым углом, будет изображаться диагональю прямоугольника, равновеликого данному квадрату (рис. 23, б). Обозначим длины сторон прямоугольника x и z . Их произведение $xz=1$. В то же время $z/x=\operatorname{tg} \alpha$. Решая систему этих двух уравнений, находим для каждого угла падения значение z , которое численно равно степени однородной деформации при превращении единичного квадрата в прямоугольник. Для конечных углов падения 55° , 70° и 85° степень однородной деформации равна соответственно 1,2, 1,7 и 3,3. Поскольку степень укорочения толщи при изгибе, вызвавшем поворот слоя до достижения им угла падения 45° , составляет 1,42, то полная степень деформации находится как произведение степеней деформации (именно произведение, а не сумма, так как степень деформации показывает, во сколько раз изменились размеры: число 1,42 — во сколько раз изменились сначала, при повороте слоев до угла падения

45°, а числа — 1,2, 1,7 и 3,3 — во сколько они изменились по сравнению с теми размерами, которые были при угле падения 45°). Соответственно получаем для углов падения 55, 70 и 85° полную степень деформации 1,7, 2,4 и 4,7. Сравнивая эти числа с полученными для одного лишь поворота (1,75, 3 и 11), видим, что для угла наклона 55° количественного различия между результатами двух путей протекания деформации практически нет. Разница не так уже велика и для угла падения 70°, однако очень крутые углы достигаются при участии однородной деформации при заметно меньшей степени общей деформации, чем та, которая нужна для достижения тех же углов путем одного лишь поворота слоев.

Если однородная деформация начинается при угле падения не 45°, а 55°, то тогда полная деформация, необходимая для достижения углов падения 70 и 85°, равна 2,45 и 4,9 (вместо 2,4 и 4,7). Следовательно, такое смещение начала однородной деформации влияет мало.

Из приведенных расчетов видно, что если не заметить однородной деформации толщи с очень сжатыми складками, оценка степени деформации толщи может оказаться завышенной приблизительно вдвое. В то же время расчеты показывают, что мало вероятно, чтобы очень сильно сжатые складки (при углах падения крыльев 85° угол между крыльями равен 10°) могли возникнуть при степени деформации, много меньше пятикратной.

Результаты подсчета *степени общего укорочения реальной смятой толщи, проведенного на одном уровне, не всегда можно распространить на другой, более глубокий или более мелкий уровень*, поскольку величина деформации может изменяться с глубиной. Из-за этого очень условны расчеты степени продольного укорочения, сделанные путем сложения оценок, полученных для разных участков изучаемого разреза по разным уровням.

Если в разрезе чередуются пачки с разной степенью сжатости складок и есть уверенность, что повышенная сжатость связана не с перемещением сюда материала с соседних участков, а с меньшей степенью однородного продольного укорочения до складчатости, то при наличии в тех и других пачках слоев, образующих концентрические складки, можно определить степень однородного укорочения пачек с менее сжатыми складками, разделив существующую сейчас длину слоев в более сжатых складках на их длину в складках менее сжатых.

В однообразных по составу толщах, а особенно в метаморфических комплексах, где обильны разрывные нарушения и тесно сжатые складки, обычно не удается проследить одну и ту же смятую в складки поверхность на значительное расстояние, а тем более найти пластообразное тело, сохранившее на большом протяжении одну и ту же мощность, и определить степень деформации толщи измерением его длины. В этих условиях степень продольного укорочения толщи можно оценить по степени сжатости складок лишь очень приближенно.

Направление деформации и ориентировка деформируемых текстур

Когда мы изгибаем тонкий стержень с шарнирно опирающимися концами в не оказывающей сопротивление среде, мы не можем приложить к нему силу, которая действовала бы не вдоль его оси. Перемещение концов стержня может быть направлено под любым углом к его оси, но если при этом концы сближаются, обязательно наступит продольный изгиб стержня. Когда в оказывающей сопротивление среде заключена пластина, то, как показывают эксперименты на модельных материалах [43], как бы ни была приложена нагрузка на границах этой среды, если направление деформации среды таково, что концы пластины при этом сближаются, в ней возникают складки (или складка) продольного укорочения. Зная это, рассмотрим образование складок слоистой средой, когда направление ее наибольшего укорочения не совпадает с направлением слоистости.

Постановка такого вопроса вполне оправдана, так как в земной коре мы можем ожидать любых углов между направлением осей деформации и положением деформируемых поверхностей. Обычно в таких случаях говорят о несовпадении слоистости с направлением сжатия, но выражение это неточно отражает существо дела. Во-первых, направлений сжатия в любой точке деформируемой среды, если она не подвергается всестороннему растяжению, может быть бесконечное множество — подразумевается направление наибольшего сжатия, которое всегда одно (если оно есть). Во-вторых, даже и при несовпадении направления воздействия на изучаемый объем сплошной среды с направлением слоистости, если направление наибольшего укорочения совпадает со слоистостью, то образуются вполне симметричные складки, рассмотренные выше. Здесь опять надо напомнить, что только на чертеже можно рисовать какие угодно стрелки, изображающие силы в любых направлениях, а реальные силы определяются соотношениями между внешними воздействиями и сопротивлением тела. Поэтому, когда говорится, что наибольшие усилия были приложены в направлении под острым углом к слоистости, это по существу означает, что именно в этом направлении сопротивление данного объема сплошной среды почему-то оказалось наибольшим. В общем случае такое предположение хотя и возможно, все же выглядит весьма искусственно. Рассматривая только деформации и не касаясь деформирующих сил, мы всех таких сложностей избегаем.

Когда толща в результате продольного укорочения сминается в симметричные складки, направление наибольшего укорочения перпендикулярно осевым поверхностям складок независимо от конкретного механизма образования последних (имеется в виду оценка величины деформации достаточно большого объема, включающего в себя много складок, а не какой-либо части одной складки). Это показывают эксперименты на модельных материалах, в

том же можно убедиться путем расчетов, которые мы опустим ввиду их **громоздкости**.

Направление наибольшего укорочения остается перпендикулярным осевым поверхностям складок и в том случае, когда складки асимметричные, т. е. когда мощности слоев оказываются различными в разных крыльях складок [39]. Именно такая ситуация создается, когда направление наибольшего укорочения непараллельно слоистости. Тогда возникновение асимметричных складок отражает деформацию укорочения-удлинения того объема толщи, в котором направления осей деформации и слоистость оказались в таком соотношении. Действительно, если бы эта деформация была не укорочением-удлинением, а представляла собой простой сдвиг, осуществляющийся через проскальзывание и поворот слоев (рис. 23, в), то тогда не было бы их укорочения и, следовательно, предпосылок к образованию складок. Например, рост шевронной складки сводится в основном к повороту слоев и смещению слоя вдоль слоя. Поэтому, чтобы на крыльях крупной шевронной складки могли начать развиваться мелкие складки, формирование шевронной складки должно перейти в стадию, которую в общем можно рассматривать как однородную деформацию, т. е. складка должна перестать расти только за счет поворота и взаимного скольжения слоев. Пока эта стадия не достигнута, нет укорочения крыльев и, следовательно, причины для роста на них мелких складок. Наоборот, в плавном замке и прилежащих к нему частях крыльев подобной складки всегда идет укорочение-удлинение, и оно может реализоваться через образование более мелких складок, которые на крыльях растут в условиях наибольшего укорочения, непараллельного слоистости. Такие складки образуются в относительно тонкослойных пачках, поскольку наиболее мощные слои разреза, определяющие размер крупных складок, в более мелкие складки сминаться просто не могут.

При плоской однородной деформации однородной сплошной среды отрезок, соединяющий две материальные точки, лежащие в плоскости деформации, укорачивается, если он образует с направлением наибольшего укорочения угол меньше 45° , и удлиняется, если этот угол больше. В этом легко убедиться, рассматривая деформацию прямоугольника в равнобедренный ему другой прямоугольник и сравнивая длины их диагоналей (рис. 23, г). Однако этот угол в ходе однородной деформации всегда увеличивается, и даже небольшой исходный угол может при большой величине деформации достигнуть 45° , после чего отрезок будет уже не укорачиваться, а удлиняться. Если бы мы знали начальный и конечный углы, образуемые отрезками с направлением наибольшего укорочения, нетрудно было бы сосчитать и соотношения его конечного и начального размеров. Но нас интересует поведение не однородной, а слоистой среды, и определить его оказывается значительно сложнее. Экспериментальных данных по этому вопросу очень мало, и приходится оперировать в основном теоретическими рассуждениями.

При получении складок в лабораторных условиях установлено, что если наибольшее укорочение слоистой модели направлено под небольшим углом к слоистости и слоистость сминается в складки, осевые плоскости складок, как и при наибольшем укорочении вдоль слоистости, перпендикулярны этому направлению (рис. 23, *д*, где по [39] изображены искусственные складки в филлите). В этом мы неоднократно убеждаемся и на природном материале, наблюдая мелкие складки в крыльях более крупных: в ряде случаев есть основания рассматривать мелкие складки как возникающие на уже начавших формироваться крыльях более крупных складок, где слоистость, естественно, оказывается под углом к направлению укорочения. Осевые поверхности мелких и крупных складок в этом случае обычно параллельны.

В своих рассуждениях мы можем опереться также на постоянство объема при деформации, а в данном случае — постоянство площади поперечного сечения формирующейся структуры. Абстрагируясь от механических свойств сминаемой толщи, мы можем рассматривать только форму складок, не касаясь их размеров, а предполагая, что складки имеют прямолинейные крылья и острые замки, нам останется определить углы и отношения между линейными размерами складок. Изобразим исходное сечение некоторого слоя изучаемой толщи в виде прямой линии, пренебрегая для простоты его мощностью. На ней как на гипотенузе построим прямоугольный треугольник *ABC* (рис. 23, *ж*) с катетом *AB* вдоль направления наибольшего укорочения и *BC* — вдоль наибольшего удлинения, а длины катетов подберем такие, чтобы их произведение равнялось единице. В ходе деформации толщи этот треугольник будет превращаться в другие прямоугольные треугольники (подобно рисунку 23, *б*), у которых гипотенузой будет по-прежнему либо этот слой, либо зеркало образованных им складок, а произведение катетов вследствие постоянства площади будет оставаться равным единице.

Наконец, мы можем принять для простейшего случая, что деформация толщи в целом однородна.

Из постоянства площади и однородности деформации следует, что расстояния между осевыми поверхностями складок в течение всего деформирования будут находиться в одних и тех же отношениях: в любой момент деформации все они меньше исходных расстояний в одно и то же число раз. Если расстояния между осевыми поверхностями одинаковы на стадии зарождения складок, они останутся такими и дальше (неравномерное уменьшение этих расстояний потребовало бы соответственно неравномерного увеличения расстояний вдоль осевых поверхностей в поперечном сечении складок, что возможно только в дисгармоничной складчатой структуре или структуре, нарушенной разрывами).

Когда слоистая толща сминается в условиях укорочения вдоль слоистости, складки получаются в среднем одного размера (диктуемого свойствами толщи) и с симметричными крыльями, т. е. все расстояния между соседними осевыми поверхностями в идеа-

ле являются одинаковыми. Поскольку в нашей модели сминаются слои, образующие с направлением укорочения угол, отличный от нуля, а осевые поверхности перпендикулярны направлению наибольшего укорочения, складки симметричными быть не могут. Однако у нас нет оснований полагать, что в момент выхода слоев из неустойчивого равновесия, когда складки только-только зарождаются и отклонение слоев от исходной плоской формы ничтожно, крылья зарождающихся складок должны обладать каким-либо заметным систематическим различием в размерах (во всяком случае, механизм, выводящий из неустойчивого равновесия отдельный слой, такого различия не создает, но для многослойной среды нужна была бы экспериментальная проверка). Отсюда следует, что и расстояния между осевыми плоскостями зарождающихся складок в идеале всюду должны быть одинаковыми. А это значит, что в течение всей последующей деформации расстояния между осевыми плоскостями, уменьшаясь, будут оставаться одинаковыми, поскольку шарниры складок продольного укорочения не перемещаются вдоль слоя в процессе роста складок. Это дает основу для анализа дальнейшего развития складок.

Приняв для простоты, что образующиеся складки имеют прямолinéйные крылья, будем считать, что направление наибольшего укорочения горизонтально, т. е. угол между ним и слоистостью является углом падения слоев. В этой ситуации одно крыло только что зародившейся складки имеет угол падения больший, чем угол падения зеркала складок, а другое крыло — меньший (рис. 23, *е*). Поскольку расстояния между осевыми плоскостями одинаковы, длина крыльев в этом случае должна быть разной, т. е. если более длинное крыло (имеющее больший угол падения) испытало только поворот, более короткое должно обязательно испытать укорочение и соответственно увеличить свою мощность. Но реальна ли такая ситуация? Если складки не могут расти без укорочения слоев в одном из крыльев, не пойдет ли деформация толщи целиком путем укорочения слоев без образования складок? Прежде чем решать этот вопрос, построим такие складки строго в масштабе. Для этого воспользуемся построенным ранее (рис. 23, *ж*) на отрезке слоя AC как на гипотенузе прямоугольным треугольником ABC с произведением катетов, равным единице. В нем угол β_0 соответствует исходному углу падения слоистости. Если горизонтальный катет равен x_0 , то вертикальный катет равен $x_0 \operatorname{tg} \beta_0$, а их произведение $x_0 x_0 \operatorname{tg} \beta_0 = 1$, откуда $x_0 = \sqrt{1/\operatorname{tg} \beta_0}$. Потом возьмем несколько больший угол падения β_1 . Треугольник $A_1 B_1 C_1$, равновеликий исходному (рис. 23, *з*), строим исходя из того, что произведение и его катетов равно единице, т. е. новый горизонтальный катет $x_1 = \sqrt{1/\operatorname{tg} \beta_1}$.

Проведем теперь через середину горизонтального катета $A_1 B_1$ нового треугольника вертикальную линию, которая будет следом осевой плоскости. Положение шарнира складки найдем, сделав из левого конца A_1 гипотенузы нового треугольника засечку ра-

днусом $A_1D_1=AD$, равным половине гипотенузы AC исходного треугольника (поскольку мы условились, что в более длинном крыле слой не изменяет длины и новое положение крыла A_1D_1 — результат только поворота соответствующего участка слоя). Отрезок D_1C_1 представляет тогда след другого крыла складки. Мы изобразили смятие выбранного отрезка слоя в одну складку, но таким же способом можно построить и сколько угодно складок, продолжив линию, проходящую через точки A_1 и C_1 и строя на ней как на срединной линии складок треугольники осесимметричные* треугольнику $A_1D_1C_1$ (рис. 23, *u*).

От того, что вместо треугольника $A_1B_1C_1$, площадь которого приняли неизменной, мы получили четырехугольник $A_1D_1C_1B_1$, правило постоянства площади не нарушилось. Действительно, построив к стороне A_1B_1 треугольник $A_1B_1E_1$, осесимметричный $A_1B_1C_1$ и на его гипотенузу треугольник $E_1F_1B_1$, равный треугольнику $A_1D_1C_1$, мы получим ломаную $A_1F_1B_1$, равную ломаной $A_1D_1C_1$, причем отрезки их соответственно параллельны. Ломаная $E_1F_1B_1$ изображает здесь складку отрезка следующего слоя EB , и, как видно из чертежа, площадь фигуры $A_1D_1C_1B_1F_1E_1$ равна площади исходного параллелограмма $ACBE$.

Отрезок D_1C_1 , изображающий укороченное крыло складки, несколько меньше половины отрезка A_1C_1 , т. е. относительное укорочение слоев в этом крыле несколько больше, чем было бы относительное укорочение слоев целиком, если бы отрезок слоя AC деформировался в A_1C_1 путем однородного укорочения. Но здесь деформацию испытывает не весь слой, а только половина его длины. Следовательно, если трение между слоями, которое надо преодолеть при повороте слоя, и на отрезке A_1D_1 , и на отрезке D_1C_1 , достаточно мало, и если работа деформирования слоев определяется в основном их вязкими свойствами, т. е. пропорциональна относительной деформации, то, по-видимому, деформация толщи легче осуществляется путем образования таких складок, чем через однородную деформацию слоев.

Если мы не допустили ошибки при построении рис. 23, *з*, то расстояние между отрезками A_1D_1 и E_1F_1 , т. е. нормальная мощность пачки между этими слоями, которые изображают эти отрезки, должно остаться равным расстоянию между исходными отрезками AC и EB (см. рис. 23, *ж*), поскольку длину отрезков слоев A_1D_1 и E_1F_1 мы приняли равной исходным отрезкам AD и EF . Для проверки этого опустим из точки A_1 на отрезок E_1F_1 перпендикуляр A_1G_1 , а из точки A перпендикуляр AG на EB . Построение наше было проведено так, чтобы площадь треугольника $A_1B_1C_1$ была равной площади исходного треугольника ABC . Отсюда площадь параллелограмма $A_1C_1B_1E_1$ равна площади парал-

* Осесимметричными называются фигуры, получающиеся одна из другой вращением вокруг оси, в данном случае — вращением на 180° вокруг оси, перпендикулярной плоскости треугольника и проходящей через его вершину, лежащую на линии, продолжающей отрезок A_1C_1 .

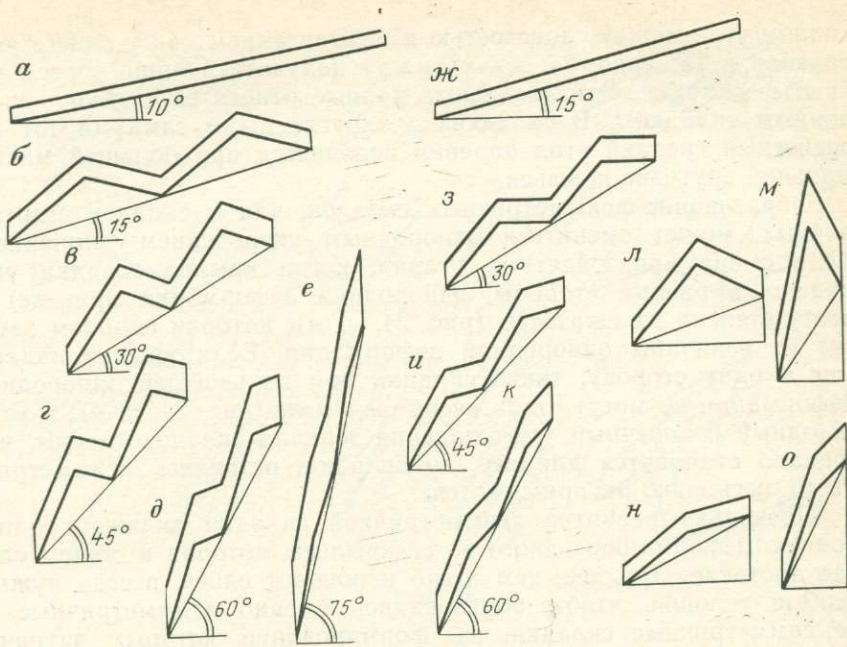


Рис. 24

параллелограмма $ACBE$. След D_1F_1 осевой поверхности складки делит параллелограмм $A_1C_1B_1E_1$ пополам, и площадь параллелограмма $A_1D_1F_1E_1$ тоже равна половине площади параллелограмма $ACBE$, т. е. площади параллелограмма $ADFE$. Но площадь $A_1D_1F_1E_1$ равна произведению A_1G_1 на A_1D_1 или E_1F_1 , а площадь $ADFE$ — произведению AG на AD или EF . Так как $A_1D_1 = E_1F_1 = AD = EF$ по построению, то $A_1G_1 = AG$, т. е. нормальная мощность в этом крыле действительно остается неизменной. Нормальная мощность укорачивающегося крыла, как видно из чертежа, растет: она увеличивается во столько раз, во сколько укорачивается крыло.

Попробуем теперь представить себе изменение формы образующихся в этих условиях асимметричных складок по мере их роста. На рис. 24, $a-e$ и $ж-к$ изображены последовательные стадии роста складок с прямолинейными крыльями, построенные исходя из предположения, что складки развиваются в соответствии с изложенными выше закономерностями.

Как видно из рисунков, поворот зеркала складок в ходе деформации препятствует образованию сжатых складок даже при исходном угле между положением слоистости и направлением наибольшего укорочения всего в 10° : угол между крыльями практически перестает уменьшаться, не став меньше 100° , еще при угле падения зеркала складок всего в 30° , а при дальнейшей деформации, когда угол падения заметно превышает 45° , складки начинают разглаживаться, так как удлиняется их зеркало. При ис-

ходном угле между слоистостью и направлением наибольшего укорочения в 15° (рис. 24, *ж—к*) могут получиться лишь совсем открытые складки. Эти численные данные относятся только к шевронным складкам. В складках с округленными замками тот же расчетный средний угол падения получается при большей максимальной крутизне крыльев.

Образование асимметричных складок, как и складок симметричных, может смениться однородным укорочением-удлинением. Если смена произойдет на стадии, когда крылья складки уже падают в разные стороны, однородная деформация приведет к росту степени их сжатости (рис. 24, *л, м*), которая целиком зависит от величины однородной деформации. Если крылья падают еще в одну сторону, такие складки при дальнейшей однородной деформации не могут стать очень сжатыми (рис. 24, *н, о*), а если исходный и конечный углы падения зеркала складок таковы, что зеркало становится длиннее, то складки, оставаясь асимметричными, несколько распрямляются.

Поскольку развитие асимметричной складки включает однородную деформацию одного из ее крыльев, которая в общем случае протекает труднее, чем изгиб и поворот слоев, всегда нужны особые условия, чтобы образовались именно асимметричные, а не симметричные складки, на формирование которых затрачивается меньшая работа. Следовательно, если мы склоняемся к выводу, что деформация рассматриваемой части слоистой толщи была направлена именно так, что наибольшее укорочение шло не вдоль слоистости, а под углом к ней, то надо помнить, что для этого обязательно должна была быть причина и, следовательно, эту причину надо попытаться найти. Чаще всего эта причина состоит в том, что асимметричные складки образуются на крыльях продолжающих расти более крупных складок, в которых направление наибольшего укорочения перпендикулярно осевым плоскостям и, следовательно, непараллельно слоистости в крыльях.

Укорочение одного из крыльев в асимметричной складке может, видимо, протекать и через формирование в нем более мелких складок. Если сами по себе асимметричные складки формируются на крыльях более крупных складок, тогда здесь будет уже три порядка по размеру генетически связанных складок. Выше говорилось, что каждому сочетанию условий соответствует один размер наиболее легко образующихся складок. В рассмотренных примерах появление складок иного, меньшего размера связано с тем, что более крупные складки продолжают расти уже не путем изгиба, а в ходе однородного укорочения толщи. Но для образования той же толщи складок меньшего размера нужны значительно большие напряжения, и, пока они не достигнуты, деформация толщи через их образование начаться не может. А напряжения могут увеличиться лишь в случае, если увеличится скорость деформирования.

В метаморфических толщах довольно часто среди однообразных пород встречаются отдельные пластообразные тела, смятые

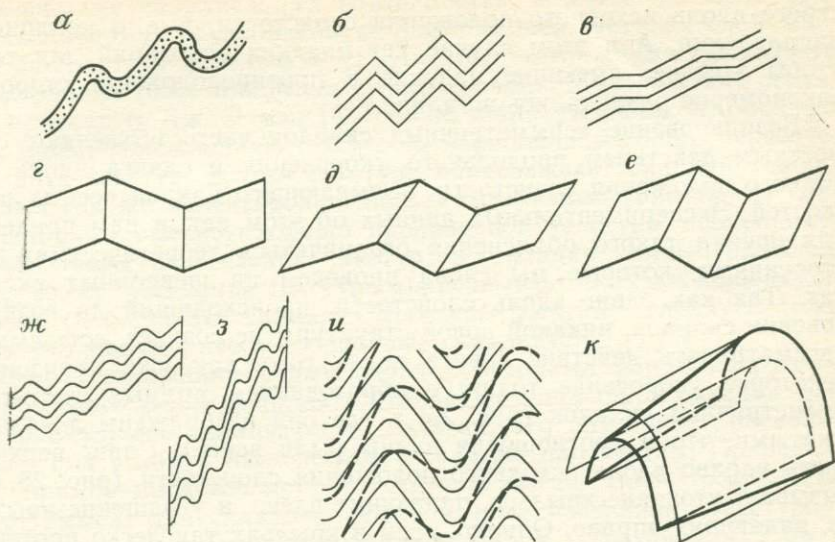


Рис. 25

в складки, у которых одни крылья короче других, а мощность, несмотря на асимметрию складок, сохранилась одинаковой во всех их частях (рис. 25, а). Наблюдая один лишь слой, вряд ли можно однозначно решить вопрос об условиях образования таких складок. Однако нетрудно показать, что не может быть таких же складок, образованных не одним слоем, а пачкой слоев (рис. 25, б). Такие складки очень легко нарисовать — но только как конечный результат процесса, а попытка изобразить промежуточные стадии их формирования отражает внутреннюю противоречивость такой картины. Действительно, наклонное положение зеркала этих складок при вертикальном положении осевых поверхностей показывает, что они образовались из наклонных слоев в условиях горизонтального максимального укорочения. Следовательно, короткие крылья, прежде чем приобрести свое конечное падение, должны были пройти через горизонтальное положение (рис. 25, в), т. е. горизонтальная проекция этих участков слоя должна была на какое-то время увеличиться. Поскольку складки росли в условиях укорочения вдоль слоистости, такое местное удлинение в направлении общего укорочения трудно объяснить. Но если даже допустить, что это еще возможно в связи с тем, что удлинение проекции одних крыльев каким-то образом компенсировалось укорочением проекций более длинных крыльев, все равно остаются другие противоречия. Дело в том, что равенство мощностей слоев в крыльях складки означает, что ее осевая плоскость является биссектрисой угла между крыльями. Но из последнего следует, что максимальное укорочение, как известно из опытов на моделях, перпендикулярное осевым плоскостям, шло

строго вдоль исходного положения слоистости, т. е. в наклонном направлении. А в этом случае нет никаких оснований для того, чтобы крылья, имеющие падение в противоположные стороны, закономерно различались по длине.

Возникновение асимметричных складок часто объясняют совместным действием продольного укорочения и сдвига вдоль исходного положения слоистости, вызывающего наклон осевых плоскостей. Экспериментальных данных об этом нет, и нам придется для оценки такого объяснения ограничиться теоретическими построениями, которые мы снова проведем на шевронных складках. Так как сдвиг вдоль слоистости, происходящий до возникновения складок, никакой новой структуры не создает, есть смысл рассматривать действие сдвига после того, как уже произошло некоторое укорочение толщи с образованием прямых открытых симметричных складок (рис. 25, *г*, где они изображены довольно сжатыми, чтобы соотношения видны были яснее). Сдвиг верхней части вправо вдоль исходного положения слоистости (рис. 25, *д*) вызывает утонение крыльев, падающих влево, и утолщение крыльев, падающих вправо. Однако, если в крыльях так легко протекает однородная деформация, мало вероятно, чтобы предшествующее сдвигу продольное укорочение привело к образованию складок, а не к однородному утолщению слоев. Предполагая же, что слои обладают достаточной жесткостью, можно скорее ожидать, что сдвиг после образования складок в крыльях, падающих влево, где угол между слоистостью и направлением сдвига меньше, пойдет вдоль реальной слоистости (рис. 25, *е*). Осевые плоскости складок станут при этом наклонными, а крылья, падающие вправо, увеличат свою мощность, уменьшив длину, что означает укорочение всей толщи вдоль зеркала складок. Таким образом, переход от прямых складок рис. 25, *г* к наклонным складкам рис. 25, *е* вызван сдвигом вдоль зеркала складок, сочетающимся с укорочением вдоль того же направления*. Следовательно, образование асимметричных складок в результате того, что к продольному укорочению, начиная с некоторого момента, добавляется сдвиг вдоль зеркала складок, вполне реально. В сходной обстановке оказываются, например, более мелкие складки на крыльях более крупных (рис. 25, *ж* и *з*): сближение осевых поверхностей крупной складки и связанный с этим рост ее амплитуды неизбежно вызывают сдвиг ее крыла.

В метаморфических толщах нередко деформации подвергаются породы, имеющие две (иногда даже более) пересекающиеся плоскостные текстуры, причем влияние их на механические свойства неодинаково. Чаще всего сланцеватость или кливаж создают лучше проявленную расслоенность, которая и сминается в складки, а более ранняя слоистость тогда лишь маркирует в по-

* Точные направления результирующего сдвига и результирующего наибольшего укорочения в принятой модели не вполне совпадают с зеркалом складок, но на последующие рассуждения это несоответствие не влияет.

роде систему параллельных поверхностей, которые пассивно принимают форму, обусловленную деформацией механической слоенности. При небольшом угле между этими двумя текстурами более ранняя тоже принимает форму складок. Модели таких структур приведены Дж. Рэмзи [44]. Если шарниры складок, образующих лучше проявленной текстурой, параллельны линии пересечения двух текстур, другая текстура обрисовывает складки с шарнирами той же ориентировки, но асимметричные (рис. 25, *и*). Если шарниры складок хорошо проявленной текстуры перпендикулярны линии пересечения текстур, а складки концентрические (рис. 25, *к*), пассивная текстура обрисовывает складки конической формы (в подобных складках текстуры, секущие главную, тоже образуют цилиндрические подобные складки).

При исследовании формы складок методами формального геометрического анализа принято отличать от шарниров складок так называемую ось складчатости, полагая, что она может располагаться под углом к изгибаемым в складки плоскостям. Приведенный пример представляет тот случай, когда такое разделение имеет смысл: для складок, образованных пассивной текстурой, шарниры складок механически проявленной текстуры могут быть названы осями складчатости именно в том смысле, в котором этот термин применяют в геометрическом анализе.

Складчатость нагнетания

В последнее время большое значение в формировании структуры складчатых толщ, особенно в глубоких частях коры, придается складчатости нагнетания. Сущность ее в том, что материал более пластичной пачки или толщи, заключенный между двумя более жесткими частями разреза, тем или иным путем удаляется из одних мест и скапливается в других [3], или, как выразился К. Г. Войновский-Кригер [5, с. 76], образование складок вызвано тем, что слоистый материал испытывает «перемещение в новое, иное по форме пространство». Дело, конечно, не в самом перемещении, а в том, что границы податливой слоистой толщи принимают новую форму, которая в значительной мере зависит от внешних условий. Под термином «складчатость нагнетания», следовательно, имеются в виду не столько процессы внутри сминаемого в складки объема, сколько способ изменения границ, вызывающего образование складок. Таким образом, содержание термина «складчатость нагнетания» существенно иное, чем термина «складки продольного укорочения», и выражаемые ими понятия не могут противопоставляться друг другу.

Явление выжимания материала из одних мест и нагнетания его в другие широко распространено в земной коре, в особенности в глубинных зонах в условиях метаморфизма. Процесс этот происходит как в крупных масштабах, захватывая многокилометровые толщи, так и в более мелких, вплоть до структур, наблюдаемых в отдельных обнажениях и даже шлифах. Не касаясь при-

чин такого перераспределения материала, рассмотрим некоторые особенности складчатой структуры, формирующейся в областях нагнетания.

Поскольку в областях нагнетания слоистый материал собран с большей площади, чем занимаемая им сейчас, образованные им складки являются в принципе складками продольного укорочения, но они заметно отличаются от складок, образующихся в ходе равномерного укорочения всех слоев толщи. Эти отличия связаны в основном с тем, что из областей выжимания удаляется в первую очередь наиболее податливый материал разнородных толщ. Следовательно, в области нагнетания количество более податливого материала увеличивается быстрее, чем количество более жесткого, и степень продольного укорочения более податливых пачек оказывается больше, чем более жестких. Это ведет к усилению дисгармонии между структурами более жестких и более податливых пачек, к большей сжатости складок в податливых пачках.

Выдавливание в первую очередь наиболее податливых слоев возможно лишь при сравнительно небольшой протяженности области выжимания: сопротивление такому неравномерному выжиманию, обусловленное трением между слоями, возрастает с увеличением площади области выжимания, и когда длина этой области в направлении перемещения материала оказывается достаточно велика, выдавливаются не только наиболее податливые слои и пачки, а вся податливая толща. Но из-за неодинаковых свойств пород в области выжимания при этом происходит разрыв более жестких слоев, распад их на будины, а также разлинзование и т. п., и тогда в область нагнетания поступает уже неоднородно деформированный материал. Поэтому в тех частях области нагнетания, которые близки к области выжимания, в складки могут оказаться смятыми пачки слоев, ранее нарушенные, причем характер этой нарушенности не связан закономерно со складками. Например, следы интенсивного растяжения вдоль слоистости здесь могут наблюдаться не только в крыльях, но и в замках складок, поскольку оно происходило до образования складок.

На характер складчатой структуры в области нагнетания влияет также форма этой области, т. е. определяемое внешними для податливой толщи условиями новое положение ее границ, которое может сильно отличаться от исходного. В совокупности с неравномерностью выжимания различных по свойствам пород это может привести к возникновению складок весьма сложной формы, к непараллельности и искривлению как осевых плоскостей, так и шарниров складок.

Наиболее распространенным случаем складок нагнетания являются мелкие складки в замках более крупных складок продольного укорочения, образованные более податливыми слоями среди более жестких. Будучи выжаты из крыльев складок (см. рис. 31, е), более податливые слои могут образовать в замках, где расстояние между более жесткими слоями увеличивается, серию мелких складок, резко дисгармоничных по отношению к круп-

ным складкам. Но, тем не менее, эти мелкие складки отражают и общее направление деформации толщи: они имеют в целом то же пространственное положение осевых поверхностей и шарниров, что и более крупные складки соседних более жестких пачек.

Складки нагнетания могут формироваться в условиях нагружения, сходных с теми, при которых образуются складки поперечного воздействия, если податливая толща или пачка находится между жесткой, не испытывающей деформации толщей с одной стороны, и жесткой толщей, разные участки поверхности которой испытывают относительные поперечные смещения. Материал податливой толщи выжимается оттуда, где жесткие толщи сближаются, и нагнетается в места, где они удаляются. Происходит ли при этом образование складок, более мелких, чем складки, непосредственно облегающие неровности поверхности жесткой толщи, зависит от конкретных условий: деформационных свойств пород податливой толщи, мощности слоев, величины и формы получившихся неровностей жесткой толщи и т. д.

Весьма близки к описанным условия образования межбудиных складок, в которых материал соседних с будинами слоев поступает в пространство между расходящимися будинами за счет выдавливания его из участков, где слои прилегают к будинам.

Интересен случай, когда нагнетание имеет характер трехмерной деформации, т. е. когда податливый материал выжимается по площади со всех сторон в одно место. В этом случае граница податливой толщи приобретает форму купола, а внутри толщи, как показывают эксперименты на моделях [42], образуются складки, радиально расходящиеся от центра купола к периферии.

Птигматитовые жилы

О происхождении птигматитовых жил, т. е. складок, образованных жильными телами, было высказано много различных мнений, особенно о случаях, когда жилы образуют складки в породах, лишенных упорядоченного строения и потому не несущих в своей структуре следов происшедшей в них деформации. Существует, например, мнение, что птигматитовые жилы являются результатом причудливого заполнения пересекающихся трещин разных направлений. Оно было бы хоть как-то оправдано, если бы жилы образовывали всегда острые угловатые складки, но в большинстве случаев форма поперечного сечения птигматитовых жил (рис. 26) — округлые замки, кривые крылья, закономерный характер изгибов и т. д. — полностью исключает возможность такого предположения. Пытаются объяснить образование птигматитовых жил предположительно когда-то существовавшей высокой пластичностью жильного материала, которая и привела к смятию их в складки внутри недеформированного материала вмещающих пород [48]. Объяснение это основано на недоразумении. Во-первых, вмещающие породы никак нельзя назвать недеформированными, если их границы с жильным телом изменили свою

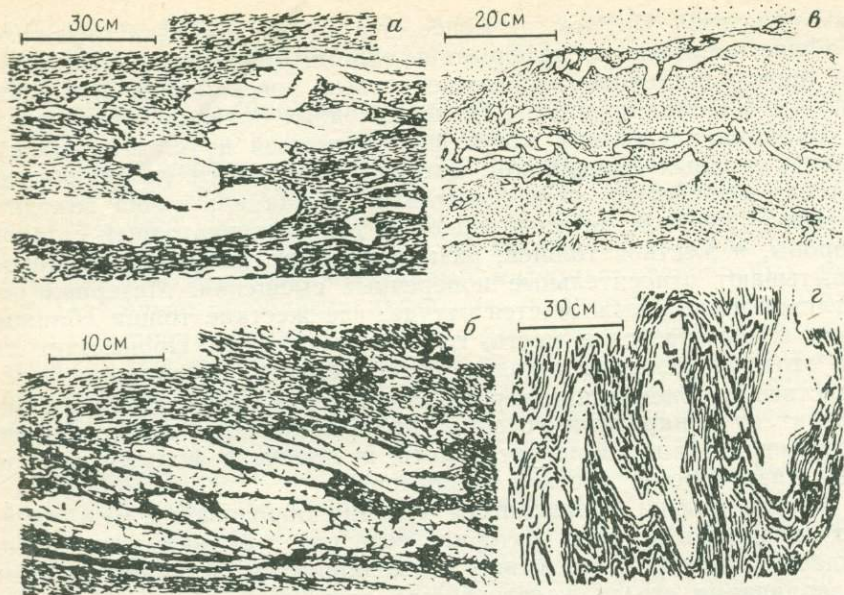


Рис. 26

форму. Во-вторых, тело более пластичного материала, заключенное в более жесткой среде, не может изгибаться в складки, и лишь подчиняется деформациям вмещающей среды. Кроме того, сама форма складок, образованных жильными телами, обычно показывает, что эти тела во время деформации чаще всего были более жесткими, чем вмещающие породы. Это можно заключить хотя бы потому, что они мало изменяют свою мощность в разных частях складок, а материал вмещающих пород иногда бывает полностью выдавлен из ядер складок (рис. 26, б, в).

Если породы, вмещающие изогнутые в складки жильные тела, обладают сланцеватой текстурой, эта текстура либо изогнута в складки так же, как и жилы, отражая их одинаковое участие в деформации (рис. 26, г), либо она параллельна осевым поверхностям складок (рис. 26, а, б), т. е. возникла при том же направлении деформации, что и складки, — при укорочении вдоль исходного положения жилы. Это заставляет согласиться с мнением Х. Рамберга [41], что образование птигматитов происходило в основном в условиях продольного укорочения жильных тел, а деформация вмещающих пород уже на небольшом расстоянии от каждой жилы могла ограничиваться однородным укорочением в том же направлении. Это подтверждается и многочисленными экспериментами, и ярко выраженной связью размеров складок с мощностью жил. Следовательно, образование птигматитовых жил обусловлено не столько тем, что жильный материал был для этого достаточно податливым, сколько большей податливостью вме-

шающих пород, обеспечивавшей протекание в них значительного однородного укорочения-удлинения, а вблизи изгибающихся в складки жил — приспособление к их форме.

Трехмерная деформация при складкообразовании

Рассматривая образование складок продольного укорочения, мы интересовались изменением формы только их поперечного сечения, что вполне достаточно для строго цилиндрических складок. Но в природе таких складок нет, поскольку деформация никогда не протекает идеально одинаково во всех поперечных сечениях складчатой структуры. При прослеживании складок по простиранию обнаруживается, что амплитуда одних складок уменьшается и они постепенно затухают, но появляются другие складки, амплитуда которых в том же направлении растет. Таким образом, форма поперечного сечения складчатой структуры изменяется вдоль шарниров и, следовательно, при ее образовании деформация была трехмерной.

Простейшим выражением трехмерности деформации при складкообразовании является ундуляция шарниров. Иногда локальное воздымание шарниров антиклиналей и погружение шарниров синклиналей связаны с увеличением здесь степени продольного укорочения [44] и соответственно увеличения вертикальных размеров толщи (рис. 27, а). Однако можно думать, что во многих случаях ундуляция шарниров связана с угасанием складок по простиранию, которое обусловлено тем, что из-за неравномерности процесса складкообразования в пространстве каждая складка зарождается не сразу по всей длине складчатой системы, а в каком-то месте, каждая в своем. От этих мест складки по мере их роста распространяются в стороны по простиранию складчатой структуры. Когда складка в своем распространении по простиранию достигает места, где уже есть другие складки, она затухает, так как там дальнейшая деформация идет путем роста уже существующих складок. Из затухания отдельных складок следует, что конечная длина слоев после складкообразования может оказаться несколько различной на одинаковых отрезках разных поперечных сечений складчатой структуры, причем различие это связано с разной долей однородного укорочения, а вовсе не обязательно с разной степенью общего укорочения в разных частях складчатой системы. Из того, что в природе все складки рано или поздно затухают по простиранию, следует, что складок, при росте которых проявляется только изгиб в чистом виде, ни один слой не образует: затухание складок не может быть получено при одном лишь изгибе плоскости — нужна еще деформация в самой этой плоскости, приводящая к неоднородному изменению мощности слоев. Однако при медленном затухании складок отклонение от изгиба и искажение их цилиндрической формы невелики.

Участки угасания складок иногда рассматривают приближенно как конические поверхности [37]. По-видимому, в большинстве

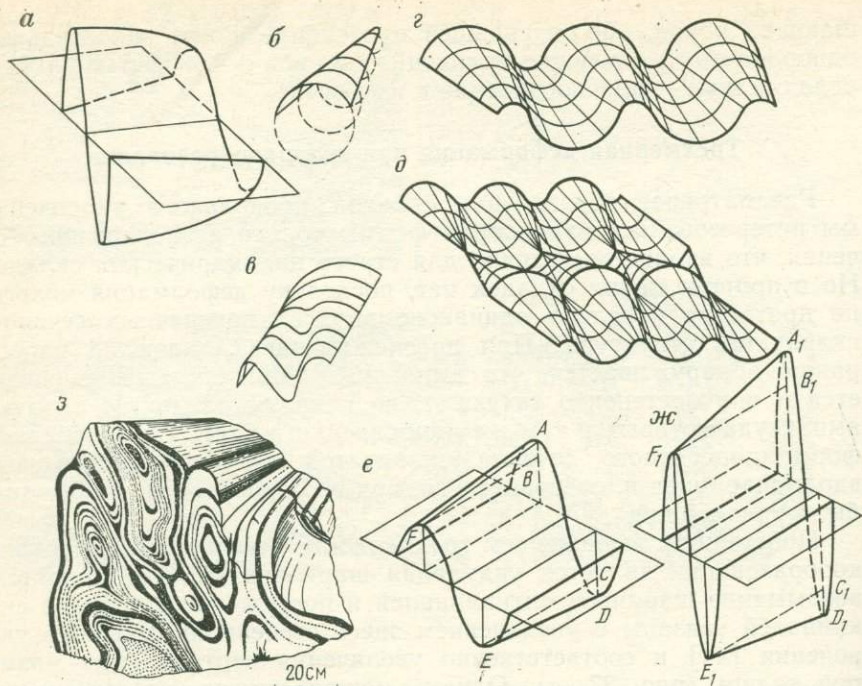


Рис. 27

случаев это мало удачная модель мест угасания. У конической складки кривизна поперечного сечения изогнутой поверхности увеличивается по мере приближения к месту угасания (рис. 27, б). У реальных складок в местах угасания кривизна обычно не только не увеличивается, но часто уменьшается (рис. 27, в), вследствие чего и угасает складка. Такую поверхность нельзя рассматривать как коническую, т. е. имеющую прямолинейную образующую, все время проходящую через одну и ту же точку.

Вопрос о конических складках поднимается в литературе довольно часто. Выше было рассмотрено образование конических складок поверхностями, не создающими механической расслоенности, при изгибе других поверхностей, расположенных под углом к ним. Видимо, этим исчерпываются возможности образования конических складок, и в параллельно-слоистой толще они не возникают. Действительно, легко представить себе коническую форму ограниченного участка одной поверхности, но совершенно неясно, как можно представить складчатую структуру многослойной среды, состоящую из конических складок. Если и можно нарисовать рядом несколько конических поверхностей, переходящих одна в другую (рис. 27, з), то совершенно неясно, как эта структура продолжается далее за те точки, в которых сходятся образующие конических поверхностей. Очевидно, в таких точках долж-

ны сходятся вершины двух конусов, имеющих общую образующую, а конусы, смежные с этими, должны быть в этом сечении сложены своими основаниями, как на рис. 27, д. Искусственность такой картины очевидна и систем конических складок, надо полагать, не существует.

Причиной принципиально нецилиндрического характера складок может быть и укорочение толщи вдоль слоистости одновременно в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Обычно считается, что в таких условиях возникают брахискладки или куполовидные и мульдообразные складки, что вполне справедливо (но таким способом не могут образоваться изолированные купола или мульды среди недеформированного пространства!). Однако, как показывают эксперименты на модельных материалах [28], в этом случае может образоваться и группа линейно вытянутых, но в плане кривых и разнообразно ориентированных складок. Если величина укорочения в двух взаимно перпендикулярных (а значит и во всех) направлениях вдоль слоистости одинакова, возникает полигональная система складок без преобладания какой-либо ориентировки (природных складчатых систем такого типа автор не встречал). Если скорость происходящего одновременно в разных направлениях укорочения различна, в образующихся складках выявляется преобладающее направление простирания, перпендикулярное наибольшему укорочению. Складки ветвятся в плане, т. е., изгибаясь, сливаются одна с другой и расходятся, как это нередко наблюдается и в природе. Но такие складки не пересекают одна другую, что принципиально отличает их от последовательного наложения складок разных простираний, когда возникает сначала одна, а потом другая система прямолинейных в плане складок [28].

Следствием трехмерного характера деформации при складкообразовании может, как мы видим, быть исходная (а не возникшая в результате наложения новой деформации) непараллельность и шарниров, и осевых поверхностей складок, одновременно формирующихся при неизменном для всей толщи в целом направлении деформации. При дальнейшем развитии деформации того же направления, т. е. по мере роста степени сжатости складок, первоначальные соотношения между шарнирами и осевыми поверхностями разных складок искажаются. Углы между осевыми поверхностями становятся меньше, и последние стремятся в пределе к взаимно параллельному положению. Наоборот, исходно не параллельные друг другу шарниры складок, хотя они и лежат в плоскостях, принимающих в ходе деформации положение, все более близкое к параллельному, приобретают все более различное положение в пространстве, особенно на стадии заключительной однородной деформации. Так же ведут себя и параллельные шарнирам линейные текстуры. Такое расхождение шарниров является геометрическим следствием того, что при росте складок все размеры в направлении, перпендикулярном первоначальному положению слоистости, увеличиваются, а расстояния, параллель-

ные простиранно осевых плоскостей, либо не изменяются, либо изменяются значительно меньше. В частности, в более сжатой складке на рис. 27, *ж* отрезки A_1B_1 и C_1D_1 длина которых определяет тангенс угла погружения шарнира, больше соответствующих отрезков AB и CD в менее сжатой складке, тогда как горизонтальные проекции соответствующих участков шарниров F_1B_1 и E_1C_1 остаются неизменными, равными FB и EC . Поэтому все наклонные линии, лежащие в осевых плоскостях, в том числе и шарниры, становятся при росте складок все круче и круче, а углы между их проекциями на осевую плоскость увеличиваются (см. рис. 27, *е* и *ж*). Видимо, именно таково происхождение часто наблюдаемого значительного искривления шарниров в осевых плоскостях складок, не связанного с наложением деформаций. При очень большой величине однородной деформации складчатой структуры шарниры могут изогнуться так сильно, что будут обрисовывать в осевых плоскостях складок довольно сжатые складки.

Укорочение вдоль слоистости, идущее одновременно в двух взаимно перпендикулярных направлениях с одинаковой скоростью, может привести к образованию системы куполов и мульд, сплошь заполняющих пространство. Мелкие формы такого типа с углами между крыльями $150-160^\circ$ наблюдались на фоне крутого падения в кристаллических сланцах докембрия Прибайкалья. Если при этом деформация достигает очень большой величины, складки приобретают форму сосулков, как на рис. 27, *з*, где изображены складки такого типа в полосчатых амфиболитах беломорского комплекса. Иногда эти сосульковидные складки бывают сплюснутыми и напоминают своей формой ножны кинжала. Значительные участки поверхности таких складок могут быть близки к коническим. Для сосульковидных складок, образование которых возможно только при ярко выраженном трехмерном характере деформации, теряют смысл выработанные для цилиндрических складок понятия шарнира, осевой плоскости, крыльев, замка. Автору встречались описания только мелких складок такого типа, но, если существуют мелкие, должны бы быть и более крупные. Вероятно, их не обнаруживают в основном потому, что не ожидают встретить. Если же такие складки нарушены последующими деформациями, сопровождающимися образованием разрывов, выявить их очень нелегко.

Когда образуются складки продольного укорочения, то в направлении, перпендикулярном исходному положению слоистости, происходит увеличение размеров толщи. Обычно предполагается, что вдоль слоистости перпендикулярно направлению наибольшего укорочения существенного удлинения не происходит. Это вполне естественно, поскольку изгиб слоистой толщи происходит значительно легче, чем какая-либо деформация в плоскости слоистости. Видимо, ничего другого и не приходится ожидать при складкообразовании горизонтально наложенных толщ в приповерхностных условиях, где всегда есть возможность увеличения размеров вверх: существование гидросферы и атмосферы ему не

мешает. Совершенно иначе может обстоять дело, если складкообразование происходит в глубинных частях коры, не захватывая приповерхностных частей, а особенно если исходное положение расслоенности, изгибающейся в складки, близко к вертикальному. Здесь условия деформирования слоистой толщи могут оказаться такими, что не позволяя мощности толщи увеличиваться достаточно быстро, чтобы полностью компенсировать укорочение вдоль слоистости, но, наоборот, не будут препятствовать увеличению размеров в перпендикулярном направлении вдоль слоистости, т. е. параллельно шарнирам образующихся складок. Такие условия деформации слоистой толщи насколько известно автору, по существу не исследованы ни теоретически, ни экспериментально. В складчатых системах метаморфизованных толщ нередко возникают диагональные разрывы сдвигового типа, смещения вдоль которых приводят к удлинению толщи вдоль шарниров складок. В условиях метаморфизма, где деформации протекают значительно легче, не исключена возможность удлинения сминаемых толщ, сопровождаемого деформацией самих ее слоев, т. е. вытягиванием их параллельно шарнирам.

ГЛАВА 4

ГИПОТЕЗЫ МЕХАНИЗМА СКЛАДКООБРАЗОВАНИЯ

Требования к гипотезам

Предложено много гипотез, имеющих целью объяснить процесс образования складок, в особенности по отношению к полной, или голоморфной складчатости. В предыдущей главе мы подробно познакомились с одним объяснением. Прежде чем переходить к рассмотрению и сравнению других гипотез, сформулируем требования, по которым целесообразно производить отбор гипотез.

Очевидно, что научная гипотеза не должна быть внутренне противоречивой и полностью должна согласовываться с фундаментальными законами природы. Любой автор имеет право на свое мнение в вопросах, не до конца ясных, но не имеет права произвольно толковать или игнорировать доказанные, тысячи и миллионы раз проверенные закономерности — геометрические, механические, физические, физико-химические и т. д.

Наблюдаемая в природе структура является конечным результатом ряда последовательных изменений первичной формы и первичных взаимоотношений геологических тел. Эти изменения можно рассматривать как последовательность некоторых геометрических преобразований, которые, естественно, подчиняются геометрическим законам. Но из этого не следует обратное — что любое

корректное геометрическое преобразование реально осуществляется в геологической обстановке, поскольку не одними геометрическими законами определяется поведение деформируемых тел: их соблюдение необходимо, но не служит доказательством правильности гипотезы. Короче говоря, *не все, что можно геометрически правильно нарисовать, осуществляется в природе, но то, что даже изобразить нельзя, заведомо неосуществимо.*

Изменения внешней формы и внутреннего строения деформируемых тел зависят от характера воздействий, состава и структуры вещества, слагающего эти тела и, следовательно, определяются законами механики и физики. Конечно, природная обстановка очень сложна и многие закономерности протекающих в ней процессов далеко не ясны, но любая гипотеза, во всяком случае, не должна противоречить наиболее общим, хорошо известным и неоднократно проверенным законам. И, если, например, гипотеза противоречит основным законам термодинамики, мы вправе ее отбросить без дальнейшего рассмотрения.

Гипотеза должна учитывать, по возможности, все, что известно о строении реальных геологических структур и объяснять основные особенности строения природных складок. В частности, любая гипотеза механизма складкообразования должна предусматривать возможность протекания процесса не только в отдельном слое, но и в многослойной среде.

Разнообразие наблюдаемых геологических структур чрезвычайно велико, как велико и разнообразие конкретных условий их формирования. Целесообразно в первую очередь объяснить формирование наиболее распространенных типов структур. Критерием распространенности структур того или иного типа не может быть частота встречаемости их в описаниях (одни остаются незамеченными вследствие своей необычности, другие, наоборот, не отмечаются из-за своей тривиальности), специальных же подсчетов для этих целей не проводилось. Поэтому ответ на вопрос о том, что встречается чаще, а что — реже, пока в большой степени субъективен. Тем не менее от гипотезы, претендующей на широкую применимость, мы вправе требовать, чтобы в ней не предполагались исключительные черты структуры и специфические условия ее формирования. В частности, поскольку пространственное положение структур, особенно в метаморфических комплексах, весьма разнообразно (например, осевые поверхности и шарниры складок принимают все положения от горизонтального до вертикального), в гипотезе о механизме образования таких структур должна обязательно предусматриваться возможность формирования их в любом положении по отношению к направлению силы тяжести.

В любой гипотезе происхождение структуры должно рассматриваться в развитии, т. е. необходимо не только четко указать начальное и конечное состояния, но и переходы от этапа к этапу и ранние, и заключительные стадии.

Происхождение складчатой структуры должно объясняться с учетом взаимоотношений деформаций в пределах рассматриваемого объема с процессами, происходящими вокруг этого объема. Это особенно существенно при анализе образования складок в глубинах земной коры, где нельзя предполагать, что верхняя часть формирующейся структуры непрерывно уничтожается эрозией, чем значительно облегчается деформация частей, лежащих непосредственно ниже. В голоморфной складчатой структуре обычно многократно повторяются структуры, близкие по форме и пространственному положению. Следовательно, когда речь идет о массовых явлениях, мы должны предполагать условия формирования отдельных складок и разрывов такими, чтобы эти условия могли сохраняться и вокруг рассматриваемого объекта. Так, когда мы говорим о формировании структур в глубине коры, условия должны в каких-то пределах сохраняться как по горизонтали, так и на разных уровнях по вертикали, а нередко и не зависеть от ориентировки относительно земной поверхности и расстояния от нее.

Для механизма, который, как предполагается, создает складчатую структуру с более или менее однообразным заполнением складками большого пространства, важно, чтобы он обеспечивал многократное повторение аналогичных условий во все стороны от выделенного для изучения объема, создавая в то же время возможность дисгармоничного строения складчатой структуры, свойственного всем складчатым толщам.

По-видимому, никогда в геологической истории одни и те же условия формирования структуры не захватывали одновременно весь объем земной коры: структуры одного типа всегда сменяются и по горизонтали, и по вертикали структурами другого типа. Следовательно, более широкой гипотезой складкообразования должно предусматриваться не только сохранение сходных условий формирования структуры в довольо больших объемах, но и изменчивость этих условий в объемах еще большего размера.

Гипотеза должна учитывать, что складкообразование протекает нередко вместе с другими процессами — тектоническими движениями более общего характера, проявлениями магматизма и метаморфизма — находясь с ними в определенных взаимоотношениях (к сожалению, пока еще мало изученных).

Перечисленные требования относятся как к общим гипотезам образования геологической структуры, так и к тем частным гипотезам строения и истории развития изучаемого района, которые строит каждый геолог в своей практической работе.

В геологической литературе предложено много различных гипотез того, как протекает процесс образования складок. Для удобства рассмотрения (не претендующего на исчерпывающую полноту) объединим их по сходству предполагаемых механизмов складкообразования. Из-за того, что в большинстве случаев авторы гипотез не дают четких определений предполагаемого ме-

ханизма, нам иногда придется разбирать в одной группе довольно разнородные явления, чтобы учесть все, что могли иметь в виду авторы гипотез.

Пассивные складки

Говоря о «пассивных складках» [35], мы будем иметь в виду все гипотезы образования складок, согласно которым слоистость лишь помогает обнаружить происшедшую неоднородную деформацию, протекавшую независимо от слоистого строения. Это, как мы уже знаем, может быть вполне справедливо для складок поперечного воздействия, но такие же объяснения нередко применяются и к образованию голоморфной складчатости, в частности, подобных складок. Такой способ образования складок часто считается основным для метаморфических комплексов, где подобные или близкие к ним по форме складки очень распространены.

Согласно этим гипотезам предполагается, что подобные складки образуются в результате того, что материал горных пород движется в секущем слоистости направлении в разных местах с разной скоростью, так что одни части слоя обгоняют другие, испытывая относительное смещение. При этом считается, что в одном из направлений вдоль слоистости скорость изменяется плавно, но быстро — и в этом сечении слои приобретают складчатую форму (рис. 28, а), а в перпендикулярном направлении скорость не изменяется вдоль слоистости или изменяется незначительно, чем обеспечивается плоский характер деформации и соответственно, линейная вытянутость и параллельное расположение складок. Относительные смещения согласно этой модели происходят по системе параллельных поверхностей, проходящих под углом к слоистости. Если в наблюдаемых складках есть реальные поверхности, секущие слоистость, и по ним видно некоторое смещение, складки называют «складками скальвания», а если различных поверхностей смещения нет, говорят, что это «складки течения»* или «дифференциального течения» (существуют и другие термины для обозначения складок такого происхождения, но сущность понятия остается одинаковой). Величина относительного смещения предполагается при этом ничем не ограниченной, т. е. считается, что таким путем могут образоваться складки любой амплитуды и любой степени сжатости. Образование складок согласно этой гипотезе, как мы видим, является неоднородным простым сдвигом, величина которого ритмически изменяется, причем сдвиг происходит в направлении, секущем существующие в породах поверхности пониженного сцепления (поверхности слоистости, полосчатости и др.).

Разработана целая система приемов геометрического анализа складчатой структуры, основывающаяся на предположении, что

* Термин «складки течения» применяется и в совершенно другом смысле, на чем мы остановимся позже.

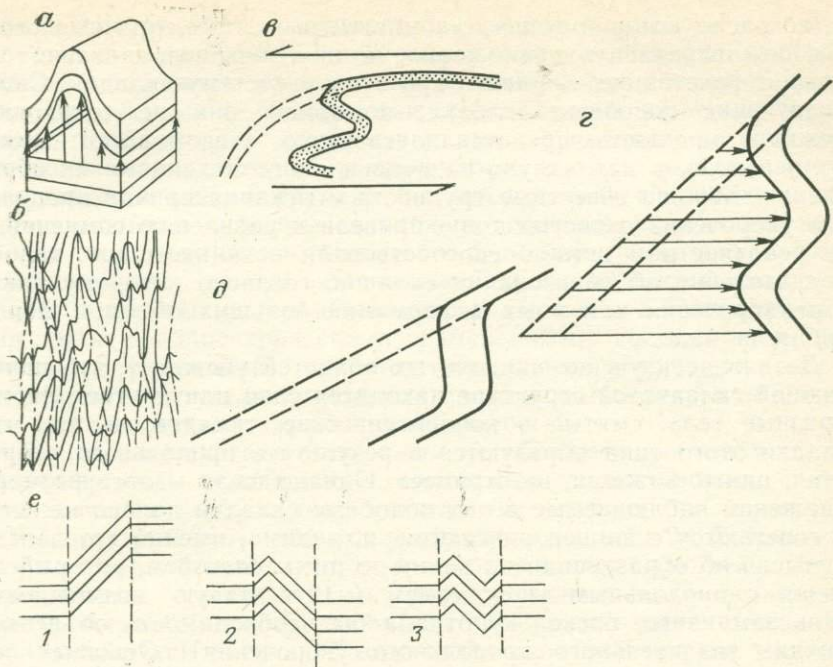


Рис. 28

складки формируются так, как это предусматривается гипотезой «пассивных складок». Эта система особенно широко применяется для расшифровки наложенной складчатости [15, 37, 44, 47]. Для удобства работы с данными о пространственном положении различных элементов структуры предложена и широко применяется специальная система координат с так называемыми «кинематическими осями», у которой ось *a* ориентирована в «направлении движения материала», ось *b* лежит, как и ось *a*, в «плоскости скольжения» и перпендикулярна к оси *a*, а ось *c* перпендикулярна «плоскости скольжения». Заметим, что лишь ось *c* привязана к конкретному структурному элементу, поскольку «плоскости скольжения» принимаются параллельными осевой плоскости складки, оси же *a* и *b* согласно этим представлениям, находясь в осевой плоскости, могут идти под любым углом к исходному положению слоистости (или иных смятых в складки поверхностей) и лишь в частном случае ось *b* совпадает с шарниром складки.

Как мы видели раньше, все особенности строения голоморфной складчатости, в том числе и подобных складок, вполне объясняются образованием их в условиях продольного укорочения. Откуда же возникла мысль о том, что образованию подобных складок необходимо какое-то специальное объяснение? По-видимому, представление об образовании подобных складок как «пассивных» является отголоском господствовавшей некогда гипоте-

зы, согласно которой только «компетентные», т. е. прочные слои, способны передавать приложенное к ним боковое давление на большое расстояние, смятаясь при этом в систему складок. Слои, образующие подобные складки, поскольку они не сохраняют прежнюю мощность, представлялись явно «некомпетентными», что, вероятно, и натолкнуло на поиски иного механизма их образования. Хорошо известные трудности отыскания причина продольного укорочения слоистых толщ привели к появлению сомнений в его реальности и немало способствовали возникновению такого представления об образовании складок, согласно которому никакого укорочения или иных деформаций больших объемов пород вообще не надо.

Детальное изучение складчатых областей убеждает, что почти в любой складчатой структуре находятся слои или другие пластообразные тела, смятые в концентрические складки, а то, что складки этого типа образуются в результате продольного укорочения, никто, кажется, не отрицает. Однако из-за малого размера обнажений наблюдаемые в них подобные складки далеко не всегда сочетаются с концентрическими, и, видимо, именно это навело на мысль об образовании их каким-то иным способом, который не связан с продольным укорочением (найти такую возможность очень заманчиво, поскольку отпала бы необходимость объяснять причины значительного продольного укорочения). Основная же геометрическая особенность подобных складок — постоянство осевых мощностей слоев — вполне согласуется с предположением об образовании их путем неоднородного сдвига параллельно осевым плоскостям складок. К тому же параллельно этим плоскостям часто развиваются поверхности сланцеватости или кливажа, которые тогда и считаются физическими поверхностями скольжения.

Многие исследователи полагают, что таким же способом могут формироваться и складки, в которых нет кливажа и иных поверхностей делимости, параллельных осевым плоскостям складок (тогда их нередко называют «складками течения» или «складками поперечного течения»). Логика рассуждений сторонников таких взглядов приблизительно такова. Во всех учебниках гидромеханики можно найти кривую распределения скоростей вязкой жидкости в ламинарном потоке, текущем по каналу с параллельными стенками. Эта кривая похожа на поперечное сечение изогнутой в складку поверхности между точками перегиба крыльев складки (хотя первая кривая в идеале парабола, а другая, скорее, синусоида, отличить их в природной обстановке непросто). Отсюда делается заключение, что складки тоже образовались путем течения, направленного поперек слоистости.

Это увлечение чисто внешним сходством результатов различных процессов привело к совершенно ошибочному пониманию процессов, происходящих в геологической обстановке. Убедиться в полной непригодности объяснения образования складок путем «скалывания» или «течения» поперек слоистости совсем нетрудно. Предлагаемое гипотезой «пассивных складок» объяснение образо-

вания складчатости в сущности направлено лишь на то, чтобы объяснить одну-единственную черту — постоянство осевых мощностей в подобных складках. Все остальные черты строения складчатой структуры при построении этой гипотезы обойдены молчанием: с ней не объясняется ни существование складок нескольких порядков и приуроченность мелких складок преимущественно к замкам крупных, ни наблюдаемая в природе зависимость размеров и формы складок от деформационных свойств пород и мощности слоев. Используя гипотезу (в ее чистом виде), рассматривают только образование строго подобных складок, а то, что подобные складки чередуются в разрезе с концентрическими (или с концентрическими, измененными последующей однородной деформацией), при этом совершенно игнорируют, как игнорируют и затухание отдельных складок по разрезу и обязательно дисгармоничный характер складчатости.

Тем, кто не считает возможным не обращать внимания на дисгармоничность складчатости, приходится тогда говорить о «разхождении потока», о том, что «поток» состоит из ветвящихся плоских струй [50], как это изображено на рис. 28, б. Иначе говоря, предполагается, что, например, над поднимающейся струей оказывается участок, где материал не движется, а остается на месте, тогда как по обе стороны от него продолжается движение в «разошедшихся потоках», хотя ничто этот участок на месте не удерживает. Нетрудно видеть, что подобное «объяснение» равноценно утверждению о возникновении складок без всякой причины благодаря самопроизвольному, не зависящему от слоистости упорядоченному движению материала внутри слоистых толщ.

Не рассматривается гипотезой «пассивных складок» и то, почему так формируются преимущественно линейные складки, а не купола и мульды, иначе говоря, почему поверхности скольжения обязательно должны быть плоскими, а например, не замкнутыми цилиндрическими или какими-либо другими поверхностями. Все направления вдоль слоистости первоначально равноценны — почему вдоль одного направления величина смещения остается постоянной, а вдоль перпендикулярного ему изменяется? Каким законом регулируются величина и форма складок? Чем создается столь правильная ритмичность чередования антиклиналей и синклиналей? Обо всем этом гипотеза «пассивных складок» умалчивает.

При изучении происхождения складок ключевым является вопрос: что заставило части слоев, находящиеся в синклиналиях, двигаться вниз по отношению к частям, оказавшимся в антиклиналях (или, что то же самое, почему антиклинали переместились вверх по отношению к синклиналиям). Когда говорится, что в процессе общего направленного вверх течения одни части слоев обгоняют другие, это не объяснение, а лишь описание того же явления другими словами. Если даже известно, что рассматриваемый объем пород двигался относительно чего-то вверх, то этим не снимается вопрос, почему же одни его части двигались быстрее,

а другие медленнее, т. е. почему одни испытывали относительное перемещение вверх, а другие — вниз. Объяснить явление — значит показать, что оно возникло как следствие действия более общих законов в данной конкретной обстановке. Поэтому, убедившись, что большой объем изучаемой толщи куда-то двигался в целом, мы должны изучать, каким образом, подчиняясь каким закономерностям и вследствие каких причин смещались друг относительно друга разные части этого объема. Применительно к изучению складок нам придется выяснять, почему изменение величины смещения с расстоянием в одном направлении — вдоль складок — обычно в несколько раз меньше, чем в другом — поперек складок. Почему поверхности, соединяющие точки с наибольшей величиной смещения разных слоев (осевые поверхности складок) располагаются в плане примерно параллельно, а не образуют, например, сетку пересекающихся поверхностей. И вообще почему точки с наибольшим смещением лежат на поверхностях, а не на линиях, и не образуется система торчащих в разные стороны конусов или пирамид (как у картонных прокладок для упаковки яиц). На все эти вопросы должен быть дан вполне конкретный ответ, чтобы можно было согласиться с применимостью хотя бы какого-то одного варианта гипотезы «пассивных складок» к голоморфной складчатой структуре. А когда мы рассматривали образование складок в условиях продольного укорочения, мы на все эти вопросы ответы уже получили.

Если бы складки формировались в результате встречных движений поперек слоистости, т. е. действительно была бы какая-то аналогия с течением вязких жидкостей, можно было бы ожидать, что чем «шире поток» (чем шире складка), тем легче осуществляется движение и тем больше амплитуда складки (на широкую складку приходится большая часть параболы эпюры скоростей, на узкую — меньшая), т. е. в одной и той же толще широкие складки должны были бы иметь более крутые крылья, т. е. быть тесно сжатыми, а узкие — более открытыми. В природе же, как мы знаем, если в толще есть складки разной степени сжатости, то менее сжатые — в основном более широкие, а более сжатые — узкие (что вполне естественно при образовании складок в условиях продольного укорочения).

Чтобы складки могли образоваться по схеме «пассивных складок», надо в слоистой толще поместить параллельные жесткие неподвижные перегородки, рассекающие слоистость, и каким-то способом проталкивать между ними слоистый материал в разные стороны: в одном промежутке между перегородками в одну, в следующем — в другую, в третьем — как и в первом, и т. д. Тогда, действительно, можно было бы получить такие складки. Но ведь в природе подобных перегородок нет — как нет и причин, которые толкали бы нужным образом материал между перегородками. Здесь нужно подчеркнуть, что наличие поверхностей кливажа, которые, как предполагается, разделяют «несмешивающиеся струи», не избавляет от необходимости иметь параллельные жесткие не-

подвижные стенки, чтобы мог работать механизм «пассивных складок».

Был предложен способ образования складок по типу «пассивных» в результате неоднородного простого сдвига под углом к слоистости, происходящего не как в обычной схеме попеременно то в одну, то в другую сторону, а имеющего всюду одно направление, как это изображено на рис. 28, в, взятом из [32]. Не будем обращать внимания на то, что на рисунке изображены почти концентрические складки, и потому данное объяснение, предназначенное для подобных складок, к нему не подходит, а рассмотрим возможность такого способа образования складок в общем виде.

В соответствии с этой схемой предполагается, что складки получаются вследствие периодического изменения вдоль слоистости угла сдвига. Поскольку концентрация сдвига в отдельных зонах толщи, бесспорно, во многих случаях происходила, что запечатлено в соответствующих структурах, то такое предположение представляется оправданным. Структуры, похожие на голоморфные складки, таким способом получиться действительно могут, о чем уже говорилось выше (см. рис. 19, д). Однако, чтобы объяснить образование таким путем наиболее распространенных симметричных складок, приходится предположить, что недеформированная слоистость заранее была расположена под определенным углом к будущему зеркалу складок — тем большим, чем круче крылья складок. Профиль складок целиком определяется эпюрой смещения (рис. 28, з): здесь одно крыло складки является участком слоя, не испытавшим никакой деформации, а другое крыло, наоборот, попадает в зону наибольшей деформации. Конечно, если не изучать вопроса о том, где именно в реальных слоях произошла деформация и как она отразилась в строении пород, может быть, и можно было бы удовлетвориться таким объяснением. Однако, поскольку деформируемое таким путем крыло сначала становится толще, для образования симметричных складок величина сдвига должна быть в точности такой, чтобы это крыло, вновь потом утоньшаясь, приобрело исходную мощность. Искусственность такого предположения очевидна. По рассмотренной схеме крутизна крыльев симметричных складок оказывается предопределенной величиной угла между направлением сдвига и слоистостью и, следовательно, не варьирует потом в зависимости от величины деформации, что совершенно неправдоподобно. Нельзя не учитывать и отсутствие в реальных геологических структурах промежуточных стадий формирования складок таким способом. Они должны бы выглядеть, как на рис. 28, д: деформированные крылья этих флексурообразных складок должны быть утолщенными, а когда в природе встречаются такие складки, их деформированные крылья обычно тоньше недеформированных.

Самый главный недостаток в гипотезе «пассивных складок» в том, что не предусматриваются какие-либо воздействия, или, выражаясь языком технической механики, какие-либо условия на-

гружения, которые заставили бы одни части «движущегося потока» перемещаться относительно других, приводя к образованию складок. Ведь образование складок, каким оно представляется согласно этой гипотезе, происходит все же не от того, что весь объем пород куда-то движется, а от того, что отдельные его части движутся относительно друг друга в разные стороны. Гипотеза «пассивных складок» упускает из виду, что произвести деформацию — значит совершить работу. Какие силы производят эту работу, где они приложены и на каком пути действуют — остается совершенно неясным. По смыслу этой гипотезы получается, что складки растут сами собой, без внешних воздействий и затраты энергии на их образование. Соответственно, опираясь на эту гипотезу, нельзя найти и какую-либо закономерность, которой подчинялась бы форма образующихся складок.

Как пишет Дж. Рэмзи [44], в этой гипотезе остается неясным, находится ли причина «дифференциального течения» внутри подобных складок или вне их; и если внутри, то в чем она состоит, а если вне, то почему неравномерная деформация распространяется однообразно на большой объем вместо того, чтобы угасать с удалением от поверхности, на которой она возникла. Мы знаем, что складки поперечного изгиба, возникающие под действием неравномерного нагружения, быстро угасают, распространяясь от поверхности, смещения которой вызывают деформацию, лишь на расстояние порядка ширины неровностей этой поверхности. К числу же «пассивных» относят и очень сжатые складки, прослеживаемые по разрезу на расстоянии, во много раз большее их ширины.

В последнее время была предпринята попытка видоизменить гипотезу «пассивных складок», связав образование голоморфной складчатости с вертикальными смещениями блоков фундамента попеременно то вверх, то вниз, как это показано на рис. 28, e [21, рис. 21]. Искусственность подобной схемы очевидна. Во-первых, из опытов известно, что в таких случаях деформация слоистой толщи угасает с удалением от фундамента, а не продолжается в неизменном виде на сколь угодно большую мощность. Во-вторых, предположение, что деформация, поворачивая слои в разные стороны, происходит каждый раз в зоне с новыми контурами, и при этом границы зон деформации разных этапов параллельны и образуют осевые плоскости складок, ни на чем не основано. Поэтому не случайно, что, хотя в цитируемой работе есть глава, посвященная экспериментальному воспроизведению предлагаемой схемы, в ней не приведено ни одного изображения складок такой морфологии, которые были бы получены на моделях предполагаемым способом.

Многие, понимая неполноценность гипотезы «пассивных складок», пытались, не меняя принципа, как-то ее усовершенствовать. Так было высказано предположение, что формирование складчатой структуры путем поперечного скалывания начинается лишь после того, как в складках, возникших в условиях продольного

укорочения, появятся поверхности кливажа [13]. Полагают, следовательно, что после возникновения кливажа могут начать действовать силы, направленные поперек слоистости и вдоль кливажных пластин. Конечно, после образования кливажных пластин роль слоистости меняется: изгибаться и скользить друг другу слои после этого уже не могут. Если какая-то причина заставит кливажные пластины смещаться вдоль направления кливажа, деформация, протекающая через смещение этих пластин, может распространяться дальше от поверхности, на которой она задается внешней причиной, чем в породах, не нарушенных кливажем. Но и здесь рассчитывать на однообразное протекание деформации на большом расстоянии от этой поверхности не приходится, поскольку кливажные пластины могут и изгибаться, и, так как это не бесконечные пластины, а тонкие остроконечные линзы, вклиниваться одни между другими, тем самым препятствуя распространению деформации. Возможность неравномерного проскальзывания тонких пластин неопределенно большой длины в этом случае практически исключена. Кроме того, и при наличии кливажных пластин по-прежнему требуют ответа все вопросы, которые вызывает гипотеза «пассивных складок». Если же имеется в виду возможность смещения кливажных пластин по поверхностям веерообразного кливажа при продольном укорочении слоистой толщи и соответствующем выдавливании вееров поперек слоистости, то этот случай (независимо от того, насколько он реален) уже не имеет отношения к «пассивным складкам».

Высказывалось также предположение, что причиной образования складок может быть неоднородное скольжение по кливажным поверхностям, перпендикулярным действующим силам [25]. Однако силы, действующие перпендикулярно поверхности смещения, не могут произвести работы перемещения. Они только затрудняют перемещение, если они сжимающие, увеличивая трение на этих поверхностях, или уменьшают трение, если они растягивающие. Силы, направленные под углом к поверхностям скольжения, могут быть причиной перемещения, но они способны вызвать лишь общее перекашивание деформируемого объема и не могут создать необходимого для образования складок движения разных частей слоев в разные стороны.

В заключение заметим, что, хотя возможность образования складок путем неоднородного поперечного сдвига предполагается очень многими исследователями, никому еще не удалось получить экспериментально таким способом структуры, хотя бы отдаленно напоминающие голоморфную складчатость: последнее удавалось только при созданном тем или иным способом продольном укорочении. Это и неудивительно, поскольку для моделирования складок на модель надо как-то воздействовать, а никто не знает, как же должно осуществляться деформирующее воздействие для образования «пассивных» складок. Единственный случай «моделирования», в котором поперечные перемещения создают картину, внешне похожую на поперечный разрез подобных (а чаще — дис-

гармоничных) складок — это растекание нефтяных пленок на поверхности текущей воды. Здесь, действительно, наблюдается искривление радужных полос, обусловленных неравномерностью толщины пленки, которое происходит без всякого продольного изгиба, только путем неравномерного смещения под углом к «полосчатости». Несмотря на внешнее сходство этой картины с природными складками, ее никак нельзя считать моделью поперечного сечения складчатой структуры: складчатая структура имеет приблизительно одинаковый рисунок в любом поперечном сечении, т. е. она представляет собой систему приблизительно цилиндрических поверхностей слоев, которые мы лишь привыкли рассматривать в поперечном сечении; рисунок же пленки на воде — это отнюдь не сечение каких-либо слоев, а явление, происходящее только на поверхности жидкости. Видимые нами «складки» полос пленки возникают как отражение на поверхности сложного трехмерного движения внутри жидкости, включающего турбулентное, и отнюдь не ограничивающегося перемещениями в одной плоскости параллельно поверхности жидкости.

Таким образом, целый ряд факторов убеждает нас в том, что нельзя рассматривать голоморфную складчатость как результат образования «пассивных складок». Но этим не исключается возможность того, что отдельные слои в такой структуре оказываются «пассивными» при складкообразовании, принимая ту форму, которая определяется смещением граници соседних слоев. Такие явления происходят не только при поперечном, но и при продольном изгибе, однако в обоих случаях деформация затухает по удалении ее от источника, и система складок, одинаковых по всем слоям и охватывающих мощную толщу, таким путем образоваться не может. С подобным затуханием деформации связано, в частности, наблюдаемое иногда уменьшение амплитуды складок в средней части податливых пачек, заключенных между более жесткими пачками (см. рис. 21, а).

В слоях, рассеченных кливажем и заключенных между более жесткими слоями без кливажа, деформация может происходить путем смещения кливажных пластин, т. е. путем неоднородного сдвига, поперечного к слоистости, вызванного воздействием жестких слоев, подвергающихся продольному изгибу. Но тогда сдвиг обязательно сочетается либо с одновременным утоньшением пластин, либо, поскольку кливажные пластины в сущности не пластины, а тонкие линзы, — с перегруппировкой этих линз, в результате которой число линз в направлении укорочения уменьшается. Обнаруживаемый иногда микроструктурным анализом характер деформации слоев в складках, указывающий на ведущую роль в образовании складок скольжения, параллельного осевым плоскостям, следует, по-видимому, связывать с тем, что в отдельных, более податливых слоях деформация при образовании складок продольного укорочения имеет в основном характер поперечного сдвига, сочетающегося с продольным укорочением.

Из несостоятельности гипотезы образования голоморфной складчатой структуры путем формирования «пассивных складок» следует, что лишены реального смысла представления о кинематических осях в том виде, как они понимаются во всех вариантах гипотезы «пассивных складок». Если для проведения геометрического анализа складок требуется выбрать систему прямоугольных координат, то физический смысл имеют: 1) направление шарнира — вдоль него деформация или не происходит, или, если она трехмерная, минимальна, 2) направление наибольшего укорочения толщи, перпендикулярное к осевой плоскости складки, и 3) перпендикуляр к шарниру в осевой плоскости, соответствующий направлению наибольшего удлинения толщи.

Предположение о возможности образования голоморфной складчатости с помощью механизма «пассивных складок» равноценно предположению о возможности возникновения деформации без совершения работы деформирования, т. е. о возможности осуществления вечного двигателя первого рода. Давно уже прошли те времена, когда многие невежественные энтузиасты пытались изобрести вечный двигатель. Сейчас все знают, что это невозможно, поскольку человек не может нарушить законы природы. Но приходится удивляться той настойчивости, с которой до сих пор продолжают попытки приписать природе способность нарушать свои собственные законы и, в частности, создавать складки с помощью «вечного двигателя».

Складки ламинарного течения

Термин «складки ламинарного течения» употребляет Е. И. Паталаха [20, 21], предложивший своеобразное объяснение образования подобных складок в условиях продольного сжатия. По мнению Е. И. Паталахи, складки, возникающие предполагаемым им путем, очень широко распространены в природе, особенно в метаморфических комплексах, поскольку «ламинарное течение» он предполагает тесно связанным с динамометаморфизмом.

Принципиальная схема механизма образования «складок ламинарного течения» изображена на рис. 29, а и б (по [23], рис. 79). Суть его в том, что слоистый материал, сжимаемый между двумя пластинами, перпендикулярными слоистости, выжимается в стороны с образованием слоями выпуклостей, тем более ярко проявленных, чем дальше отстоит слой от того «начального сечения», где искривления не происходит. Если обеспечить полное сцепление слоистого материала со сжимающими пластинами, чтобы проскальзывание вдоль пластин не происходило, то на достаточно большом удалении от «начального сечения» при любой, даже небольшой степени сжатия толщи можно получить складки сколь угодно большой амплитуды и степени сжатости. Из этого делается вывод, что «образование сильно сжатых складок иногда может быть вызвано совсем незначительным боковым сжатием толщ» [23, с. 163].

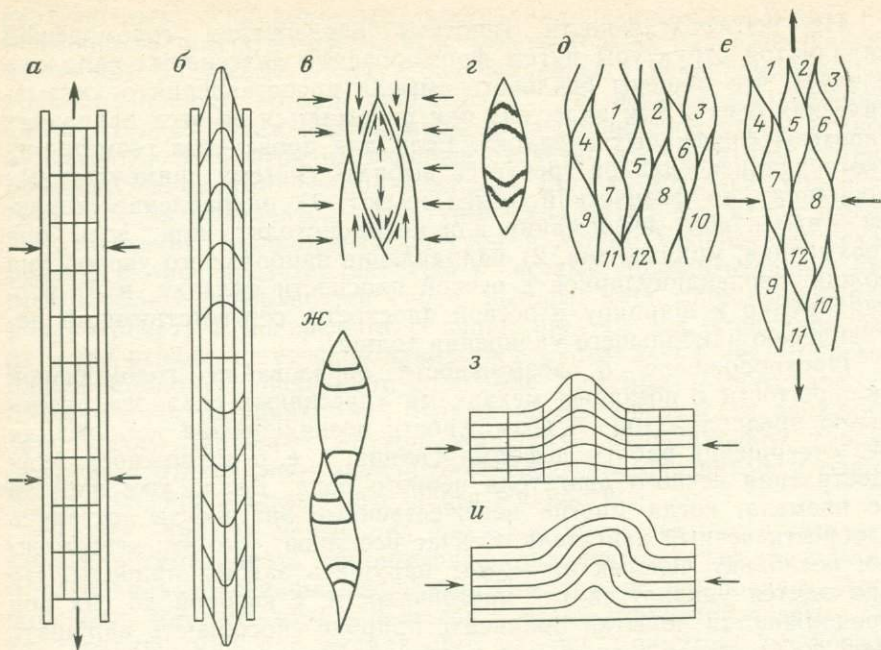


Рис. 29

Как видно на схеме, необходимым условием образования складок таким способом является наличие пластин, более жестких, чем заключенный между ними слоистый материал, и поэтому не испытывающих при сжатии деформацию в такой же степени, как и он. Поскольку таким способом между двумя пластинами может возникнуть только одна складка, чтобы получить на модели структуру, состоящую из нескольких складок, надо в слоистую толщу заранее, до начала продольного укорочения, вставить соответствующее число жестких пластин, перпендикулярных слоистости, т. е. создать заведомо искусственную обстановку, не похожую на природную (при этом надо еще как-то обеспечить, чтобы «начальные сечения», от которых идет выжимание вверх и вниз, располагались попеременно то выше, то ниже, чтобы получить чередование антиклиналей и синклиналей).

Было бы ошибочным считать, что в природной обстановке роль этих жестких пластин могут играть границы между смежными, обращенными выпуклостью в противоположные стороны складками, даже если эти границы резкие, разрывные. «Границы складок» испытывают в ходе складкообразования удлинение вдоль осевых поверхностей складок в направлении, перпендикулярном шарнирам, ровно в такой же мере, в какой удлиняется в том же направлении материал слоев. Ничего, что могло бы играть роль жестких пластин, необходимых для образования «складок ламинарного течения», в природной складчатой структуре нет.

В связи с очевидным отсутствием внутри сминаемых толщ жестких пластин, перпендикулярных слоистости, которые необходимы для возникновения «складок ламинарного течения» в простейшем виде, автором рассматриваемой гипотезы предложены четыре варианта образования складчатой структуры [20, с. 145—148]. Один из них, насколько можно понять, описывает уже известное продолжение роста складок, возникших путем изгиба, в ходе однородной деформации, другой — сочетание продольного сжатия со сдвигом поперек слоистости, что, как мы видели, в принципе не исключено. Оба варианта не имеют отношения к предполагаемому механизму «ламинарного течения». Третий вариант состоит в том, что в сминаемой толще предполагается неоднородное распределение свойств вдоль слоистости в виде секущих слоистость зон, что будто бы должно обеспечить при продольном сжатии утолщение пачки в тех зонах, где вязкость оказалась меньше. В единичных случаях такие специфические условия, может быть, и могут возникнуть, но этим не объясняется образование голоморфной складчатости, поскольку пришлось бы предположить заранее заданное ритмическое изменение деформационных свойств толщи вдоль слоистости, определяющее место каждой будущей складки.

Принципиальная схема четвертого варианта показана на рис. 29, в, г [21, рис. 89]. Суть его сводится к тому, что толща, сжимаемая вдоль слоистости (или под небольшим углом к ней), почему-то распадается на тонкие линзы, вытянутые поперек направления сжатия и поперек слоистости, и каждая из этих линз расплющивается, удлиняется и, «удлиняясь», внедряется (протрудирует) между своих соседей» [21, с. 112]. Трение на границах протрудирующих линз приводит к искривлению слоев, которые в каждой линзе приобретают выпуклость, обращенную к ближайшему концу линзы (рис. 29, г). Вообще разлинзование толщ, как известно, реально существует, только обычно линзы представляют собой части слоев и потому вытянуты вдоль слоистости, а не поперек. Предположение же о широком развитии линз, поперечных к еще не деформированной слоистости, совершенно искусственно. Но главное даже не в этом, а в принципиальной ошибке приведенного рассуждения. Дело в том, что если разделившуюся на линзы толщу сжимать в направлении, перпендикулярном к длинным осям линз, возможны только два варианта ее поведения: толща может укорачиваться либо однородно путем одинаковой деформации всех линз (и, следовательно, без смещения по их границам и без явлений, которые могли бы быть связаны с этими смещениями), либо за счет перемещения линз и уменьшения их числа в направлении укорочения, как это показано на рис. 29, д и е. В последнем случае, если трение между линзами приводит к искривлению слоистости в линзах, изгибы слоев будут направлены прямо противоположно изображенному на рис. 29, г, т. е. так, как показано на рис. 29, ж, что, впрочем, так же мало похоже на

принципиальную модель голоморфной складчатости, как и рис. 29, б или г. «Внедриться» же между соседними могли бы в условиях раздавливания лишь линзы из более податливого материала, раздавливающиеся больше других, но откуда взяться резкому различию свойств чередующихся линз, если они нарезаны поперек слоистости?

Впрочем, приведенные рассуждения имеют чисто абстрактный характер, поскольку очевидно, что складки, предполагаемые гипотезой «ламинарного течения», совсем не похожи на природные. Для принципиальной схемы «складок ламинарного течения» (см. рис. 29, а, б) требуется, чтобы каждая складка угасала поперек слоистости в сторону вогнутости слоев и в конце концов сменялась складкой с выпуклостью в противоположную сторону. Если бы эти складки были действительно широко распространены в природе, то обычной была бы структура, в которой каждая антиклиналь вниз по разрезу обязательно затухает и сменяется симметричной ей синклиналью. Таких складок, по-видимому, никто не описывал, т. е. если они и встречаются, то лишь как редкое исключение, и, следовательно, эта модель имеет очень мало общего с реально наблюдаемыми складками. К тому же она, вопреки утверждению автора гипотезы [20, с. 155], принципиально отличается от подобных складок, характеризующихся не направленным изменением амплитуды от слоя к слою, а постоянством амплитуды по всем слоям.

Таким образом, и эта гипотеза, смысл которой сводится в конечном счете к тому, чтобы найти способ получения складок большой амплитуды при малом укорочении толщи вдоль первоначального положения слоистости, оказывается не более состоятельной, чем гипотеза «пассивных складок», которые вообще должны получаться без какого-либо укорочения вдоль слоистости.

Складки продольного расплющивания

Широкое развитие в сминаемых в складки толщах других видов деформации, помимо изгиба, привело к выделению так называемых складок продольного расплющивания, в которых «около осевой поверхности видно сильное увеличение мощности слоев. Одним из этого достаточно для того, чтобы слои залежали в форме складки» [6, с. 292]. Предполагается, что такие складки «распространены, может быть, даже шире, чем складки продольного изгиба» [7, с. 232]. Принципиальную схему «складок продольного расплющивания», судя по цитированному определению, следует представлять так. В испытывающей продольное укорочение слоистой пачке, лежащей на недеформируемом основании, деформация протекает таким образом, что на некоторых участках происходит увеличение мощности слоев, нарастающее к серединам участков. Если увеличение мощности происходит во всех слоях в одинако-

вой степени и если протяженность участка, на котором мощность увеличивается, для всех слоев одинакова, должна получиться структура, принципиальная схема которой изображена на рис. 29, з [44]. Для нее характерно увеличение амплитуды и степени сжатости складки по мере удаления от недеформируемой поверхности, и этим она похожа на половину модели складки «ламинарного течения». Может быть, такие складки и заслуживали бы, чтобы их называли «складками продольного расплющивания», если бы они встречались в природе. Однако для иллюстрации этого типа складок приводятся зарисовки природных складок и фотографии экспериментов, где изображены складки совсем другой формы. Для них (рис. 29, и) типично, что по мере удаления от недеформированной поверхности увеличивается их ширина и убывает степень утолщения слоев в замке, и на некотором расстоянии от этой поверхности слои большей частью вообще не изменяют своей мощности, т. е. образуют обычные складки продольного укорочения.

М. В. Гзовский считает причиной образования каждой такой складки локальное увеличение мощности слоев. Если же поставить вопрос, чем обусловлено локальное увеличение мощности слоев, прилежащих к недеформированной поверхности, именно в этом месте, то наиболее естественно полагать, что оно есть следствие приспособления этих слоев к форме пространства, заключенного между изгибающимися в складку слоями и недеформированной поверхностью. Причиной же изгиба слоев является продольное укорочение, и для его возникновения совершенно не обязательно прилегание слоистой пачки к некоторой недеформируемой поверхности. Наоборот, если такой поверхности нет, изгиб слоев и образование складок происходят еще легче. Следовательно, хотя формально можно говорить, что для образования складок типа изображенных на рис. 29, и «достаточно увеличения мощности слоев», но этого еще недостаточно для выделения их в самостоятельный тип, формирование которого регулировалось бы своими законами, отличными от тех, согласно которым образуются складки в слоях, испытывающих изгиб в условиях продольного укорочения. Такие складки — лишь частное осложнение складчатой структуры, возникающей путем изгиба слоев, обусловленное спецификой местных условий, а никак не особый тип складок, имеющий самостоятельное значение. При желании все подобные складки можно назвать складками продольного расплющивания, поскольку там каждый слой в каждой складке увеличивает свою мощность в замке, но этим мы только замаскировали бы происхождение таких складок, непосредственно связанное, как мы видели, с выходом слоев из неустойчивого равновесия при продольном укорочении.

Гипотеза складок продольного расплющивания к тому же внутренне противоречива: любое локальное утолщение слоя должно вести к уменьшению напряжений в месте утолщения и, следовательно, к уменьшению здесь дальнейшей деформации (в от-

личие от шейки, появляющейся при растяжении, которая ведет к увеличению в ней напряжения и, следовательно, к концентрации деформации). Как-то снять это противоречие можно, предположив, что в месте утолщения происходит сильная структурная перестройка материала слоев, резко понижающая их сопротивление, но без исследования конкретных факторов такое предположение остается голословным.

Складки течения

Под термином «складки течения» иногда подразумеваются подобные или близкие к ним складки, образование которых представляется соответствующим гипотезе «пассивных складок». Не менее часто «складками течения» называют складки в областях нагнетания. Большей же частью, однако, когда говорится о складках течения, определение термина вообще не приводится и не указывается, что имеется в виду под термином «течение». «Течь» может и вода в реке, и проволока, на которой подвешен достаточно большой груз, но это не одно и то же.

Насколько можно понять из описания конкретных структур и из нечетких определений, чаще всего «складками течения» называют довольно мелкие складки сравнительно высокой степени сжатости, с расположением осевых поверхностей и шарниров, заметно отличающимся от параллельного и потому представляющимся неупорядоченным, с быстрой изменчивостью формы складок от слоя к слою, т. е. с ярко выраженным дисгармоническим строением. Но никаких специфических черт, противоречащих их образованию при изгибе слоев, у этих складок нет.

Можно думать, что термин «складки течения» более всего подошел бы складкам, образующимся в лавовом потоке, текущем под уклон по некоторой неподвижной недеформирующейся поверхности. Складки в нем возникают в тех местах, где на пути потока встречаются препятствия, что приводит к скоплению в одном месте материала, собирающегося с большой площади. При слоистом строении лавы скапливающийся материал образует складки. Очевидно, однако, что образующиеся таким способом складки являются складками продольного укорочения, и, назвав их «складками течения», мы несколько не уточняем характеристику условий их образования, действительно, обладающих определенными особенностями.

Именно так рассматривает образование «складок течения» Х. Рамберг, который считает, что они принципиально не отличаются от складок продольного и поперечного изгиба, но выделяются тем, что при их образовании или породы были особенно пластичными, или деформация шла медленнее обычного [42]. Х. Рамберг подчеркивает, что образование складок течения, какой бы сложной ни была их форма, нельзя связывать с турбулент-

ным движением, поскольку скорости деформации слишком малы*. С этим мнением нельзя не согласиться. Вся та неправильность, неупорядоченность строения складок, которая заставляет называть их «складками течения», свидетельствует не об их принципиально ином происхождении, а о большой неоднородности протекания процесса складкообразования, связанного и с большой неоднородностью строения сминаемой толщи, и с неоднородностью деформирующих воздействий.

Видимо, такие изменчивые складчатые структуры возникают при неустойчивых, изменчивых условиях деформирования, когда контуры сминаемого в складки объема испытывают не приблизительно однородную, а более сложную деформацию. В результате разные части этого объема испытывают деформации разной величины и направления, которые к тому же могут в этих условиях изменяться с течением времени. Такая обстановка, надо полагать, не редкость: любая деформация слоистой толщи, приведенная к образованию складок, уже нарушает однородность ее строения, что не может не влиять на величину и направление дальнейшей деформации ее частей.

Образованию неупорядоченных складок благоприятствует большая податливость хотя бы части деформируемых пород, благодаря чему они способны испытывать большие однородные деформации еще до изгиба, причем в разных слоях величина однородной деформации до начала изгиба оказывается различной. Кроме того, податливые породы чутко реагируют на любые изменения условий деформации. Это подтверждается и геологической обстановкой образования складок, обычно называемых «складками течения». Они часто возникают в податливых пачках разнородного состава рядом с телами более массивных, относительно жестких пород, имеющих непрямолинейные контуры. Это складки в замках более крупных складок между более жесткими пластами, складки между крупными телами интрузивных пород, между будинами и т. п. Никаких специфических особенностей, которые позволяли бы говорить о каком-то особом механизме их образования и давали возможность выделить эти складки в отдельный генетический тип, пока что не найдено.

Вопреки высказываемому иногда мнению, даже в самых неправильных складках, которые так и хочется объяснить «беспорядочным течением» материала, не происходит миграции замков в процессе роста складок, т. е. выпрямления замковых частей и из-

* Даже для деформаций в условиях метаморфизма, которые многим исследователям представляются протекающими довольно быстро, ни о какой турбулентности движений в прямом смысле этого термина говорить не приходится. Ведь и здесь деформации идут настолько медленно, что успевают пройти процессы перекристаллизации пород, запечатлевающие новые, созданные деформацией текстуры. Можно говорить о «псевдотурбулентности» движений, имея в виду иногда весьма неоднородное распределение движений и деформаций, но она не имеет отношения к настоящей турбулентности, возникающей при участии сил инерции.

гибания вместо этого какого-либо из прилежащих крыльев. Во всяком случае, при моделировании складок, сходных с природными, этого не наблюдалось*. Постоянство положения замков при продольном укорочении слоистой толщи связано с тем, что в каждой складке изгибающий момент больше всего в точке наибольшего прогиба и, следовательно, здесь наибольшая скорость и, соответственно, величина деформации.

Приразрывные складки

Широко распространено мнение, что смещения по разрыву могут вызвать складкообразование в крыльях разрыва в непосредственной близости от его поверхности. Имеется в виду не подворачивание слоев в направлении смещения противоположного крыла разрыва, которое обычно представляет собой результат деформации, предшествовавшей образованию разрыва [2], или нередко встречающееся подворачивание отдельных слоев при смещении по разрыву, когда они наталкиваются на неровности поверхности разрыва. Говоря о приразрывных складках, предполагают, что около разрыва, секущего слоистость, может возникнуть узкая зона, состоящая из нескольких складок, осевые поверхности которых более или менее параллельны поверхности разрыва, а амплитуда угасает по мере удаления от разрыва. Часто считают, что образование таких складок вызвано повышением величины сжимающих напряжений вблизи разрыва. Таким образом, предполагается, что «приразрывные складки» — это складки продольного укорочения, возникающие в специфической обстановке. При этом чаще всего говорится о «приразрывных складках», возникающих в лежачих крыльях надвигов вследствие давления надвигающихся блоков.

В реальных складчатых структурах, действительно, нередко степень сжатости складок в поперечном разрезе складчатой структуры возрастает вдоль их зеркала, а далее складки срезаются разрывом, в другом крыле которого таких складок нет (хотя отнюдь не всегда эти складки находятся именно в лежачем крыле надвига). Однако есть веские основания сомневаться в том, что образование этих складок вызвано существованием разрыва, а не, наоборот, разрыв рассекает ранее существовавшую складчатую структуру. Прежде всего вовсе не обязательно, чтобы в лежачем крыле разрыва боковое давление увеличивалось вблизи надвигающегося блока: если поверхность разрыва с глубиной становится круче, как на рис. 30, а, давление на лежащее крыло со стороны другого крыла становится вследствие поднятия последнего, наоборот, меньше. Если поверхность надвига с глубиной выполаживается, то, действительно, на участке с более крутым падением поверхности разрыва (рис. 30, б) надвигание висячего

* Это явление можно воспроизвести, если использовать очень специфические модели с применением липких материалов.

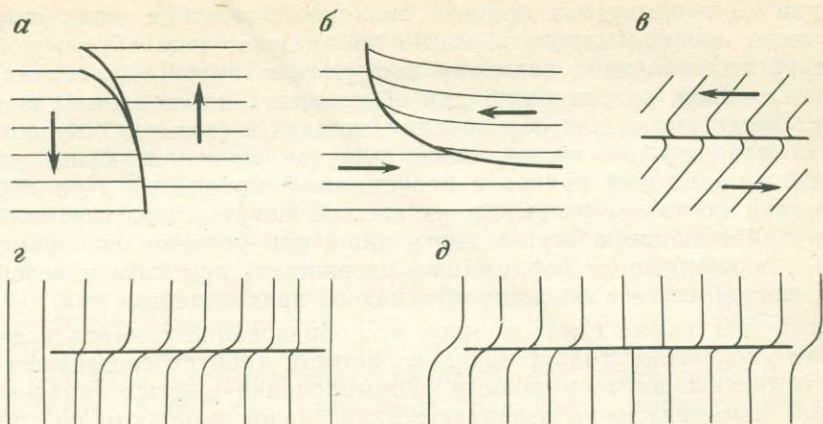


Рис. 30

крыла создает горизонтальное давление. Но в этом случае эффект был бы гораздо больше, а складки — более сжатыми при том же направлении и той же величине горизонтального смещения блока, расположенного справа, если бы разрыва вообще не было. Ведь часть задаваемого перемещения правого блока реализуется в смещении по надвигу, и только часть его приводит к деформации, а если бы разрыва не было, все смещение полностью вело бы к деформации. Кроме того, если деформация задается горизонтальным движением надвигающегося блока, то в нем условия гораздо более благоприятны для деформации, чем в лежащем крыле надвига. При этом чем дальше от крутого участка разрыва, тем больше горизонтальное сжатие в надвигающемся блоке, поскольку из-за трения на поверхности надвига оно убывает в направлении смещения блока. Следовательно, никакого повышенного бокового давления, благоприятствующего образованию складок, в зоне надвига не возникает. Если иногда в лежащем крыле надвига действительно развиваются складки с осевыми поверхностями, параллельными разрыву, быстро угасающие с удалением от него, то это может быть связано с тем, что по разрыву приведены в соприкосновение более жесткие породы в висячем крыле и более податливые — в лежащем, которые потом были вместе деформированы. Роль разрывного нарушения здесь только в том, что благодаря ему оказались рядом породы с разными свойствами, а отнюдь не в том, что оно создает «повышенное давление».

Кроме того, как мы знаем, одного возникновения сил, действующих в благоприятном направлении, еще недостаточно для образования складок: нужно, чтобы эти силы вызвали смещение границ деформируемой толщи. Степень сжатости образующихся складок и размеры охваченного складкообразованием объема пород целиком зависят от величины этого смещения. Говоря о дви-

жении по разрыву как причине складкообразования, надо прежде всего проанализировать, могло ли это движение обеспечить в конкретных условиях величину деформации смятого в складки объема пород, необходимую для образования наблюдаемых складок. Предпосылки для образования складок в связи со смещением по разрыву ясно видны только в случае, если поверхность разрыва ломаная или кривая с непостоянной кривизной. При перемещении по таким разрывам их крылья могут оставаться вплотную прилегающими друг к другу лишь при условии одновременной с перемещением деформации, но ожидать при этом интенсивной складчатости в больших объемах не приходится.

Следует также иметь в виду, что образование складок вследствие укорочения толщи вдоль слоистости требует соответствующего увеличения ее мощности. Формирование сжатых складок в узкой зоне неизбежно означает резкий скачок мощности по сравнению с недеформированными участками сминаемой пачки или толщи. Поэтому, говоря о «приразрывном» образовании складок, мы обязательно должны подумать о том, существовали ли здесь условия для локального увеличения мощности, что стало в этом месте с лежащими выше и ниже по разрезу пачками или толщами, которые сминаемая в складки толщина должна была отодвинуть соответственно вверх и вниз (легко осуществляется отодвигание вверх в приповерхностных условиях: ему помогает сопровождающая поднятие денудация).

В заключение остановимся на так называемом «подвороте слоев» вблизи разрывов (рис. 30, в). Представление о том, что такого вида изгибание слоев связано с трением частей слоистой пачки, испытывающих сдвиг одна относительно другой по поверхности разрыва, обязано своим появлением, видимо, ошибочной аналогии между обыденным опытом и природной обстановкой. Например, все знают, что если лежащую на столе тяжелую стопу бумаги сжать слегка руками с двух противоположных сторон, а потом руки приподнять, края листов загнутся в направлении движения рук, а вся стопа из-за своего веса останется лежать, сохраняя в целом свое горизонтальное положение, т. е. произойдет то, что морфологически похоже на подворот слоев. Тот же результат можно получить в сходных условиях на пачке любого податливого слоистого материала. Но есть принципиальная разница между этим примером и геологической обстановкой: в этом примере торцевой срез слоистой пачки, который имитирует поверхность разрыва, возник совсем не в той обстановке, в какой происходит отгибание концов слоев, при совсем иных условиях нагружения. В геологической же обстановке изгибание предполагается продолжением процесса, приведшего к образованию разрыва и смещению по нему. Но ни на одной модели ничего подобного получено еще не было. Наоборот, из обыденной практики хорошо известно, что после того, как предмет сломался при попытке его изогнуть, бесполезно пытаться изогнуть его в прежних условиях

нагружения. Изгибание, предшествующее разрушению, представляет собой самое обычное явление.

«Подворот слоев», происходящий перед образованием разрыва, хотя он включает изгиб слоев и связан с действием изгибающего момента, не состоит в одном лишь изгибе, а обязательно сопровождается изменением нормальной мощности слоев, тем большим, чем больше отклонение слоя от его исходного положения (см. рис. 30, в). Поведение слоистой пачки здесь можно рассматривать как неравномерный простой сдвиг поперек слоистости.

В пользу того, что изгибы слоев в крыльях разрыва, соответствующие направлению смещения крыльев, образуются в основном еще до возникновения разрыва, говорит также следующий довод. Если бы эти изгибы слоев возникали в ходе смещения по разрыву, они были бы лучше всего проявлены в тех частях разрыва, где смещение наибольшее, уменьшаясь или вовсе сходя на нет там, где уменьшается амплитуда. Тогда принципиальная схема строения разрыва, амплитуда которого уменьшается до нуля, была бы такой, как на рис. 30, г. Полевые наблюдения заставляют, однако, считать более типичной схему строения затухающего в обе стороны разрыва, которая изображена на рис. 30, д. Здесь изгиб слоев максимален в той части разрыва, где его амплитуда уменьшается до нуля и он сменяется флексурой. Такая картина отражает одинаковое смещение крыльев и флексуры, и разрыва, в который она переходит. То, что называют «подворотом» слоев, образуется, следовательно, не там, где происходит смещение по разрыву, а в первую очередь там, где оно не происходит, где оно сменяется деформацией без нарушения сплошности.

Значительно легче и неизмеримо чаще, чем образование складок вблизи разрыва, происходит образование разрывов в зоне развития складок. Возникновение разрывного нарушения означает, что на разрушение и смещение по разрыву требуется меньшая работа, чем нужна была бы для деформирования пород при той же величине смещения границ того объема, в котором произошел разрыв, т. е. разрывы возникают тогда, когда задаваемое внешними условиями изменение взаимного положения границ деформируемого объема не может происходить через деформацию. Если складки не образовались до возникновения разрыва, то после того, как он возник, т. е. когда появилась поверхность раздела, для смещения по которой требуются меньшие усилия, чем те, которые вызвали образование разрыва, но не вызвали смятия в складки, — какие основания ожидать, что эти уменьшившиеся силы вызовут складкообразование? Почему деформация должна пойти теперь, когда для дальнейшего смещения границ работу разрушения совершать не надо, достаточно совершать только работу, идущую на преодоление трения? Чтобы началась такая деформация, необходимо существенное изменение условий деформирования. Например, подворачивание слоев при смещении по плоскому разрыву возможно лишь в случае, если в зоне разрыва (но не во всей толще!) произошло после его возникновения значительное уве-

личение податливости слоев (например, вследствие появления здесь возможности деформации через перекристаллизацию благодаря флюидному потоку вдоль разрыва).

Угасание складок по мере удаления от разрыва никак не может служить доказательством связи их образования с влиянием ранее возникшего разрыва. Оно вполне естественно объясняется тем, что при образовании складчатой структуры разрывы в первую очередь возникают в тех местах, где больше деформация, т. е. там, где складки более сжаты. Учитывая все сказанное, надо быть очень осторожным в отнесении складок к типу «приразрывных». Мало увидеть складки рядом с разрывом, надо еще убедиться в том, что они действительно возникли после этого разрыва и в связи со смещением по разрыву, прежде чем называть их «приразрывными».

* *
*

В этом кратком обзоре была возможность познакомиться лишь с некоторыми гипотезами, касающимися процессов, происходящих при образовании голоморфной складчатости. Невозможно рассмотреть все имеющиеся к этому отношению гипотезы и их разновидности. Автору хочется надеяться, что знакомство с данной работой поможет читателю самостоятельно разобраться в тех толкованиях механизма складкообразования, с которыми ему придется еще встретиться в своей дальнейшей деятельности, в том числе и в таких, вся «новизна» которых сводится иногда к введению новых нечетко определенных терминов и дальнейшей игре на этой неопределенности.

ГЛАВА 5 ОБРАЗОВАНИЕ НЕСКОЛЬКИХ ПОРЯДКОВ СКЛАДОК

В областях развития голоморфной складчатости обычно, а для метаморфических комплексов типично сочетание складок нескольких порядков, от измеряемых километрами до иногда микроскопических: изогнутые в складки тела и поверхности участвуют в одном и том же месте в складках нескольких порядков по размеру. Поперечное сечение складчатой структуры, обрисовываемое какой-либо из смятых в складки поверхностей (рис. 31, а), представляет, таким образом, периодическую кривую, состоящую из нескольких гармоник с различающимися в несколько раз периодами, т. е. ширина складок одного порядка в несколько раз отличается от ширины складок следующего порядка (хотя, конечно, равенство размеров складок одного порядка, изображенное

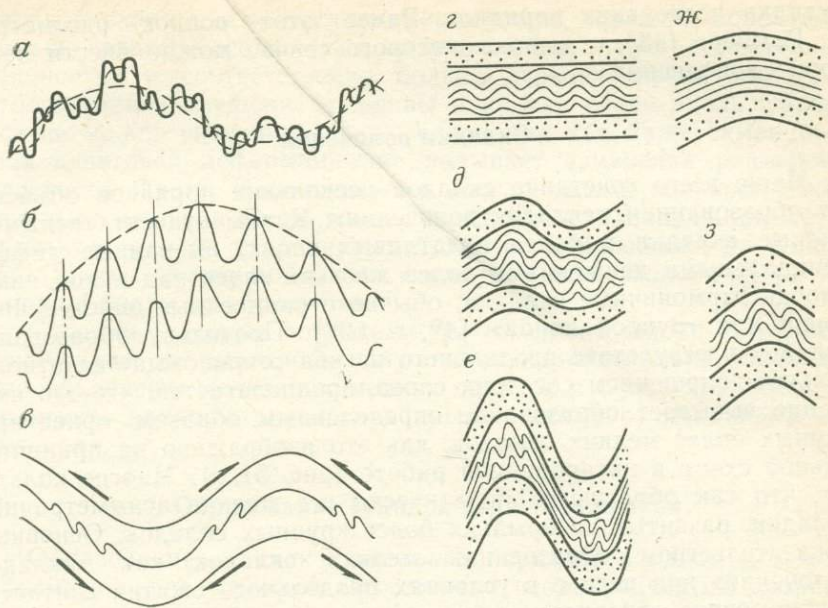


Рис. 31

на принципиальной схеме, в природе встречается редко). На крыльях и в замке более крупной складки находится несколько мелких складок следующего порядка, зеркало которых и обрисовывает более крупную складку. Складки, осложняющие крыло более крупной складки, обычно асимметричны, а их осевые поверхности отклоняются от перпендикуляра к их зеркалу в сторону уменьшения угла с осевой плоскостью более крупной складки вплоть до параллельного ей положения, как на рис. 31, б (в дисгармоничной структуре осевые поверхности мелких складок в очень податливых пачках могут даже сходиться в сторону выпуклости крупной, образуя так называемый обратный веер).

Сейчас имеются два принципиально разных подхода к использованию мелких складок при анализе складчатой структуры. Один из них основан на предположении о строго закономерных геометрических соотношениях складок разного порядка. Исходя из этого считают, что изучение мелких структурных форм дает достаточный материал для суждения о более крупных структурах, об их морфологии и истории формирования. Суть противоположного подхода в том, что закономерное формирование структуры признается только для более крупных складок, а мелкие складки предполагаются формирующимися под влиянием столь разнообразных факторов, что их изучение практически не имеет значения для понимания крупной структуры. Решить, какая из этих позиций правильна, можно, лишь представляя, почему образуются

складки нескольких порядков. Ранее этот вопрос рассмотрел Х. Рамберг [43], в выводы которого сейчас можно внести некоторые дополнения.

Складки волочения

Чаще всего сочетание складок нескольких порядков объясняют образованием «складок волочения». К ним относят «асимметричными складками в более податливых слоях, вызванные дифференциальными движениями более жестких слоев над и под ними. Это дисгармоничные складки, обычно ограниченные определенной зоной или группой пород» [49, с. 503]. Поскольку образование складок в результате продольного изгиба сопровождается относительным смещением соседних слоев, предполагается, что это смещение вызывает образование определенным образом ориентированных более мелких складок, как это изображено на принципиальной схеме в цитированной работе (рис. 31, в). Многие полагают, что так образуются практически все мелкие асимметричные складки, развитые на крыльях более крупных складок. Основным доказательством образования мелких складок как «складок волочения» при изгибе в условиях продольного сжатия считается закономерное отклонение осевых поверхностей мелких складок в крыльях более крупной от перпендикуляра к зеркалу складок именно в ту сторону, в которую смещены соседние слои.

Против возможности такого процесса высказывалось много возражений. Главное из них состоит в том, что при таком механизме образования мелкие складки должны были бы угасать в замковых частях осложняемых ими крупных складок, где нет относительного смещения слоев. В действительности же, вопреки схеме на рис. 31, в, мелкие дисгармоничные складки, как правило, достигают наибольшей интенсивности именно в замках более крупных, что уже исключает предлагаемое объяснение. Существенно также замечание И. В. Кирилловой, что часто рядом с пачкой, чьи мелкие складки называют складками волочения, нет тех ограничивающих ее более жестких пластов, относительное смещение которых считается причиной образования этих складок.

В предлагаемом объяснении образования «складок волочения» можно выделить два утверждения, одно из которых справедливо, а другое глубоко ошибочно. При изгибе слоистой толщи относительные смещения слоев в крыльях складок, действительно, могут вызвать сдвиговые деформации вдоль слоистости в более податливых слоях и пачках. Поэтому, если крыло крупной складки уже осложнено более мелкими складками, смещение слоев при дальнейшем изгибе может вызвать поворот осевых поверхностей мелких складок.

Из смещения слоя по слою при изгибе, которым иногда можно объяснить определенный наклон мелких складок, еще не следует, что при этом должны возникать складки. Согласно принципиальной схеме, как видно на рис. 31, в, в поперечном разрезе

крупной складки длина слоев, образующих «складки волочения», больше длины соседних, не смятых в них слоев с постоянной мощностью и, соответственно, больше первоначальной длины. Но относительное смещение подошвы и кровли слоев вдоль слоистости не может увеличить длины слоев, так как даже самая большая сдвиговая деформация не вызывает изменения размеров в плоскости сдвига. Несомненные и иногда весьма большие относительные смещения вдоль границ слоев происходили, например, на контактах далеко раздвинутых будин с вмещающими их породами. Однако ничего подобного «складкам волочения» при растаскивании будин не образуется.

Складки, которые возникали бы от сдвига вдоль слоистости, никому еще не удавалось получить экспериментально. Очевидно, для объяснения сочетания мелких складок с более крупными надо искать какие-то другие причины, отличные от механизма «волочения».

Образование складок разных порядков

Образование складок нескольких порядков в одном и том же объеме пород в основном обусловлено неоднородностью слоистых толщ, присутствием в них и очень тонкослойных пород, и пород с крайне редкой пластовой отдельностью, и очень податливых, и относительно жестких. При продольном укорочении слоистой толщи в каждой пачке в зависимости от ее мощности, мощности и свойств слагающих слоев и соседних пачек легче других образуются складки определенного размера, что приводит к одновременному росту в разных частях толщи складок разной величины. При этом пачки с более мелкими складками в то же время участвуют в более крупных складках, в связи с чем и возникает осложнение крупных складок мелкими.

Иногда, как это показано экспериментально на моделях [43], мелкие складки, дисгармоничные по отношению к более крупным складкам в соседних пачках, могут возникать в неоднородной толще в условиях продольного укорочения в связи с тем, что по мере нарастания деформации более жесткие или более тонкие слои начинают сминаться в складки уже тогда, когда более податливые и более мощные слои еще продолжают испытывать равномерное утолщение (рис. 31, *з*). Изгиб и образование последними крупных складок, в которые вовлекаются и пачки с мелкими складками (рис. 31, *д*), начинается в этом случае позднее зарождения мелких складок. Мелкие складки продолжают при этом расти, если в соседних слоях идет укорочение вдоль слоистости, что бывает в замковых частях подобных складок. Если такого укорочения нет, то мелкие складки больше не растут: дальнейшая деформация толщи в целом обеспечивается поворотом пачек, смятых в мелкие складки, вместе с соседними слоями, изгибающимися в более крупные складки. Образование тонкослойными пачками мелких складок в замках крупных в связи с тем, что соседние толстосло-

истые пачки испытывают здесь укорочение вдоль слоистости как на стадии изгиба в подобных складках, так и после нее (рис. 31, е) довольно обычно.

Иногда образование мелких складок в замках является результатом продольного укорочения при изгибе на вогнутой стороне мощных слоев и пачек: такие складки угасают к выпуклой стороне пачки. Мелкие складки возникают также при формировании сильно сжатых и резко дисгармоничных складок, когда материал более податливых слоев выжимается в ядра или, наоборот, из ядер складок.

Не исключена возможность, что мелкие складки могут формироваться на крыльях пологих более крупных складок вследствие замедления деформации: изгиб в мощных слоях может тогда смениться однородным укорочением, а более жесткие и тонкие слои, которые раньше изгибались вместе с соседними (рис. 31, ж), будут продолжать изгибаться в складки, но теперь уже того размера, который соответствует их собственным свойствам и мощности, т. е. в более мелкие (рис. 31, з). Разумеется, это возможно лишь при небольших углах, образуемых крыльями более крупных складок с направлением укорочения толщи, т. е. пока эти складки еще очень открытые.

А. В. Лукьяновым описаны складки, образованные слоем, который сначала был смят в изоклинальные складки приблизительно одного размера, а потом этот складчатый «пласт» значительно большей мощности изогнулся в более крупные складки.

Вероятно, существуют и другие варианты условий, при которых соседние или одни и те же слои оказываются одновременно смятыми в складки разных порядков. Может быть, крупные складки могут формироваться и в результате просто неравномерного протекания смятия в мелкие складки, в результате случайных искривлений их зеркала, но этот вопрос не исследован. До сих пор говорилось о сочетании складок двух порядков, но все сказанное относится к любому числу порядков складок, поскольку любые крупные складки могут, в свою очередь, быть более мелкими по отношению к складкам следующего порядка, а мелкие — более крупными по отношению к еще более мелким. Количество порядков складок в значительной степени зависит от диапазона мощностей слоев. Особенно мелкие складки свойственны метаморфическим толщам с низкой температурой метаморфизма, где вторичная расслоенность тонкозернистых пород состоит иногда из слоечков в сотые доли миллиметра, что создает возможность образования многих порядков складок.

Мелкие складки, возникшие на крыльях более крупной, являются препятствием для взаимного проскальзывания смятых в них слоев. Если такими складками охвачены все слои, то дальнейший рост более крупной складки может идти только путем ее однородной деформации. Если только часть слоев смята в мелкие складки, то слои, испытавшие ранее лишь однородное укорочение и потому оставшиеся плоскими, могут впоследствии испытывать

изгиб. При этом в пачках, смятых в мелкие складки, где проскальзывание слоев, а следовательно, и изгиб происходит не могут, идет однородное укорочение в сочетании с простым неоднородным сдвигом, который поворачивает осевые плоскости мелких складок так, что их верхние части отклоняются от нормали к зеркалу в сторону замков антиклиналей, а нижние — замков синклиналей.

Подобие складок разных порядков

В подавляющем большинстве случаев крупные и мелкие складки продольного укорочения, принадлежащие одной генерации, обладают не очень отличающимися (хотя никогда не одинаковыми) степенями сжатости, сходным пространственным положением их осевых поверхностей и шарниров, одинаковыми соотношениями с осложняющими их разрывными нарушениями и со связанными с этими складками упорядоченными текстурами. Это подобие, обусловленное общностью происхождения складок разных размеров, т. е. одинаковым механизмом и историей образования, сохраняется в той степени и тех пределах, в каких сохраняется сходство направления и величины деформации больших и малых объемов, а также сходство исходного пространственного положения изгибающихся в складки поверхностей.

Сходство пространственного положения шарниров складок разных порядков обусловлено тем, что шарниры, находясь в изгибаемых поверхностях, в среднем перпендикулярны направлению наибольшего укорочения толщи. В параллельно наслоенной толще, разные части которой подвергаются деформации в одном направлении, шарниры всех складок, естественно, оказываются в общем параллельными друг другу. Осевые плоскости складок, как показывают эксперименты, также перпендикулярны к направлению наибольшего укорочения, и если оно направлено вдоль исходного положения слоистости, то осевые плоскости в среднем перпендикулярны к зеркалу складок. Эта закономерность не зависит от размеров складок и справедлива для складок разных порядков. Если деформирующие воздействия вызывают наклон складок (например, в результате смещения верхних частей сминающейся толщи относительно нижних), это в равной мере затрагивает и крупные, и мелкие складки.

Неравномерность протекания процесса складкообразования в реальных средах приводит к случайным отклонениям шарниров и осевых плоскостей отдельных складок от строго параллельного положения. Закономерные отклонения осевых плоскостей образуются тогда, когда мелкие складки, возникшие в более жестких (или более тонких) слоях во время равномерного утолщения соседних более податливых (или более мощных) слоев, с началом изгиба последних начинают участвовать в более крупных складках (см. рис. 31, *г* и *д*). Ранее возникшие мелкие складки оказы-

ваются на крыльях крупных складок в повернутом положении, и их осевые поверхности располагаются в крупной складке веерообразно, если только сдвиг вдоль слоистости не удерживает их в прежнем положении. Значительной бывает непараллельность и шарниров, и осевых поверхностей мелких складок в зоне между дисгармонически смятыми пачками.

Отклонения осевых плоскостей от строго параллельного положения сглаживаются в ходе большой деформации: по мере все большего и большего сжатия складок различие в ориентировке их осевых плоскостей постепенно уменьшается. Шарниры складок, как было показано выше, при большой заключительной однородной деформации складчатой структуры оказываются лежащими в почти параллельных плоскостях, однако углы между ними при этом увеличиваются.

Геометрическим следствием параллельности осевых плоскостей крупных и мелких складок является то, что осевые плоскости мелких складок отклоняются от перпендикуляра к их зеркалу на крыльях более крупных складок именно в ту сторону, в какую направлены отклоняться «складки волочения». Если считать такое направление наклона мелких складок достаточным для отнесения их к этому типу, то практически все мелкие складки, осложняющие крупные, в любой складчатой структуре, образовавшейся в условиях продольного укорочения, окажутся «складками волочения». Именно поэтому так распространено представление о широком развитии «складок волочения», особенно в метаморфических толщах, где сочетание складок нескольких порядков встречается повсюду.

Если подобие пространственного положения крупных и мелких складок продольного укорочения достаточно очевидно, то совершенно не очевидно часто наблюдаемое подобие формы их поперечного сечения или хотя бы только равенство их степеней сжатости. Прежде всего, крупные складки, будучи огибающими для мелких, должны иметь меньшую кривизну. Кроме того, образуясь при одном и том же направлении общей деформации толщи, складки разных порядков, как мы видели, могут начинать формироваться в разное время и на разных этапах прекращать свое развитие. Так, если ранее возникшие мелкие складки оказываются потом вовлеченными в более крупные складки (см. рис. 31, *г* и *д*), будучи сравнительно пологими, они остаются пологими на крыльях более крупных складок, если эти крылья только поворачиваются в ходе изгиба, не испытывая продольного укорочения. Мелкие складки, образовавшиеся на уже заложившихся пологих крыльях более крупных складок (см. рис. 31, *ж*, *з*), могут достичь высокой степени сжатости только в случае, если степень сжатости крупных складок растет путем однородной деформации не смятых в мелкие складки слоев. Как отмечалось выше, при столь неоднородной деформации, как складкообразование, величина деформации толщи в целом может быть много больше, чем деформация отдельных объемов внутри этой толщи, и возникаю-

щие внутри этих небольших объемов мелкие складки соответственно могут быть гораздо менее сжатыми, чем крупные.

Причин, по которым крупные складки могут сильно отличаться от мелких по степени сжатости, так много, что настойчивость, с которой многие исследователи подчеркивают подобие мелких и крупных структур может показаться неоправданной. Однако такое подобие — совершенно реальный факт, и никакого противоречия между фактами и приведенными выше соображениями нет. Дело в том, что когда говорят о подобии складок разных порядков, прежде всего имеют в виду их одинаковое пространственное положение и одинаковые соотношения крупных и мелких складок с осложняющими их разрывами и с упорядоченными текстурами. Что же касается близости степени сжатости крупных и мелких складок, то она проявлена не столь отчетливо, хотя в общем ее существование несомненно. Возможно, часто наблюдаемая близость степени сжатости крупных и мелких складок в сильно дислоцированных толщах в значительной мере обусловлена тем, что когда все складки, независимо от их исходной формы, становятся сильно сжатыми, то различие в углах между крыльями оказывается мало заметным. Действительно, мы отчетливо видим разницу между складками, углы между крыльями которых равны 60° и 120° , но воспринимаем как практически одинаковые складки с углами между крыльями в 5° и 10° , хотя в обоих случаях углы отличаются в два раза.

Говорить о подобии положения и формы крупных и мелких складок, естественно, можно только тогда, когда те и другие — складки продольного укорочения, формирующиеся при одном направлении общей деформации толщи. На складки другого происхождения это правило не распространяется.

Возможность формирования только мелких складок

В связи с приблизительным подобием крупных и мелких складок продольного укорочения рассмотрим нередко встречающееся утверждение, что в метаморфических комплексах морфология крупных структур крайне проста, тогда как мелкие структуры построены очень сложно. Результаты детальных геологических съемок, проводящихся в последние годы, показывают, что значительное различие в характере крупных и мелких структур обнаруживается лишь тогда, когда сравниваются складки разных этапов деформации, формировавшиеся в разных условиях [30]. Однако это не решает вопроса о том, обязательно ли вместе со сложными мелкими складками формируются такие же крупные складки, т. е. не могут ли образоваться только мелкие складки, которые «не нарушают общей структуры»? Утверждения, что так бывает в природе, время от времени появляются в печати (правда, без достаточного подкрепления фактическим материалом), причем указывается, что, несмотря на развитие мелких складок, залегание в целом остается ненарушенным. Рассмотрим этот вопрос с общих

позиций, не разбирая степени обоснованности таких взглядов применительно к геологии того или иного конкретного района или комплекса.

Утверждение, что в толще на некотором этапе сформировались только мелкие складки, означает, что зеркало таких складок точно сохраняет исходную форму смятых в этих складки поверхностей. Для неметаморфизованных осадочных толщ, испытавших складкообразование только одного этапа, когда сминалась субгоризонтальная слоистость, это означает образование мелких складок одного порядка, имеющих плоское горизонтальное зеркало. Но никто в таких толщах подобных структур не описывает (исключая очень редкие складки разбухания). Все указания на то, что на некотором этапе образовались только мелкие складки, относятся лишь к метаморфическим комплексам с многоэтапной историей развития, притом обязательно не к последнему этапу складкообразования, структуры которого выявляются в первую очередь и надежнее других. Если верить описаниям, «только мелкие складки» формируются всегда на каком-то из ранних этапов деформаций, структура которого так искажена на последующих этапах, что ни исходная форма деформируемых поверхностей, ни конечный результат деформации не являются столь очевидными, как при складкообразовании в горизонтально лежащих осадках. В недеформированном виде структуры, которые состояли бы «только из мелких складок», почему-то нигде не сохранились (если не считать такими структурами осложнения крыльев более крупных ранних складок наложенными пологими изгибами или сжатыми, но редкими, сугубо локальными складками; подобные формы, действительно, встречаются, но искажение ими ранних структур совершенно ничтожно).

Все это заставляет сомневаться в справедливости утверждений, что на каком-то этапе могли формироваться только мелкие складки, которые сплошь заполняли бы большие объемы и составляли существенный элемент структуры. В качестве дополнительного довода против возможности широкого развития только мелких складок можно отметить, что оно явно неосуществимо в толщах, заключающих в себе тела нерасслоенных пород большой мощности (это весьма обычно в метаморфических комплексах, обычно насыщенных магматическими телами) — такие тела просто не могут изгибаться в мелкие складки, пока в них не образовалась тонкая плоскопараллельная текстура (рассчитывать, что такие тела окажутся достаточно податливыми, чтобы испытывать только однородную деформацию, не приходится, так как их более высокая жесткость по сравнению со сланцеватыми породами очевидна из характера образуемых ими структур [30]).

Таким образом, во всех случаях, когда говорится о формировании только мелких сжатых складок, не нарушающих общей «простой структуры», есть основания подозревать, что крупные структуры того же возраста, что и сложные мелкие, остались

просто невыявленными (повторное более обстоятельное изучение это, как правило, подтверждает).

А ведь именно отсюда появилось представление о принципиальном различии мелких и крупных форм и, как следствие, недооценка роли изучения мелких форм для понимания крупных.

Истоки таких взглядов заключаются прежде всего в недостаточной детальности исследований метаморфических комплексов. При мелкомасштабной геологической съемке геолог обнаруживает, с одной стороны, мелкие, часто сложные структурные формы, которые он видит в обнажениях, с другой, — очень крупные структуры, которые выявляются при геологическом картировании, но чаще всего оказываются сформированными на совсем ином этапе, в других условиях, при меньшей величине деформации всей толщи. К тому же от ранних крупных складок из-за их переработки на последующих этапах деформации и обилия разрывных нарушений часто остаются одни лишь разрозненные фрагменты, тогда как мелкие складки, поскольку их очень много, хоть кое-где да сохраняются.

Значительную роль в появлении ошибочных представлений о соотношениях крупных и мелких складок сыграло широко распространенное мнение, что в условиях высокой пластичности пород возможно образование складок только за счет местного перераспределения («течения») материала, без внешних деформирующих воздействий. Такие представления нанесли большой вред изучению структуры метаморфических комплексов. Многие геологи, наблюдая мелкие изоклинальные складки с полого падающими осевыми поверхностями, считают их лишь местными осложнениями на пологих крыльях «простых крупных структур». Отсюда обычно делается определенный вывод о последовательности слоев в этих крупных структурах, который, однако, часто не имеет ничего общего с действительностью.

Если под предполагаемыми «только мелкими» складками, «не нарушающими общего залегания», имеются в виду складки продольного укорочения, осевые плоскости которых поперечны к их прямолинейному зеркалу, то теоретически такой вариант осуществим и как локальное явление он иногда наблюдается (например, иногда сохраняют плоское зеркало смятые в складки жилы в неслоистой однородно деформируемой породе, как на рис. 26, в). Но многими считается возможным образование только мелких складок (без синхронных с ними крупных форм той же ориентировки), у которых осевые поверхности, наоборот, параллельны, как принято выражаться, «в принципе не нарушенному» положению слоистости. В этом случае речь идет о возникновении в не нарушенной в целом горизонтально лежащей толще мелких лежащих складок. Этот вопрос нам удобнее будет разобрать позднее, при анализе происхождения лежащих складок.

Рассматривая возможность образования «только мелких складок», нельзя забывать, что для деформации толщ требуется совершить работу. Поэтому мы должны учитывать, что эта работа

должна каким-то способом производиться над объемом пород, в котором произошла деформация. Тогда становится ясно, что представление о сложной мелкой складчатости в толщах с «ненарушенным общим залеганием» лишено смысла. Если весь объем в целом не деформировался, то деформация отдельных его частей может происходить только в том случае, если причина деформации находится внутри данного объема. Последнее возможно лишь внутри объемов земной коры гораздо большего размера, чем те, которые видны в обнажениях и изображаются на крупномасштабных и детальных картах и о которых обычно идет речь, когда рассматриваются соотношения крупных и мелких складок.

Внутрипластовые складки

С вопросом о возможности образования только мелких складок связан и вопрос о так называемых «внутрипластовых складках», о которых нередко упоминается в описаниях структуры метаморфических комплексов. Под этим термином подразумеваются складки, в которых участвует лишь небольшое число слоев и которые не продолжают в соседних слоях. В дисгармонической складчатой структуре угасание складок на границе между разными породами, связанное с тем, что слои, лежащие по другую сторону этой границы, были смяты в гораздо более крупные складки или складки того же размера, но в другом месте, встречается очень часто. В связи с этим граничащие со складками слои выглядят иногда на небольшом участке совсем недислоцированными. При желании можно назвать такие складки «внутрипластовыми», но не о них идет речь. Встречаются складки, образовавшиеся одновременно с однородной деформацией прилежащих слоев и имеющие осевые поверхности, поперечные к этим слоям, но они очень немногочисленны. Чаще всего как «внутрипластовые» описываются мелкие сильно сжатые асимметричные складки с осевыми поверхностями, параллельными недислоцированным слоям. Нетрудно, однако, показать, что складки с такой ориентировкой осевых поверхностей не могут возникнуть между действительно недислоцированными слоями.

Если изобразить в поперечном разрезе принципиальную схему таких локальных складок (рис. 32, а), то окажется, что слои, имеющие по левую сторону от места развития складок малую мощность, по правую сторону имеют большую мощность, а те слои, которые по левую сторону были более мощными, по правую сторону становятся гораздо тоньше. Иначе говоря, получается, что по обе стороны от места образования складок, там, где казалось бы, слои остались ненарушенными и должны были сохранять свою первоначальную мощность, мощности слоев оказываются существенно различными. Искусственность такого предположения очевидна. Можно, конечно, изобразить поперечный разрез складок иначе — как на рис. 32, б, где со складкой совпадает место утонения слоев, но, во-первых, реальных структур такого типа,

по-видимому, никто не наблюдал, а во-вторых, абсолютно непонятно, чем могла бы быть вызвана такая деформация внутри недеформированного объема. Можно представить себе внутрипластовые складки и как на рис. 32, *в* (имея в виду, что это не изображение ундулирующих складок, а поперечный разрез складок, шарниры которых параллельны), но, насколько известно автору, никто сколько-нибудь похожих на это систем встречных складок не описывал и не получал экспериментально. Это и не удивительно: такие складки можно нарисовать, но образоваться они ни в каких условиях деформации не могут.

Тем не менее, складки, притом нередко очень тесно сжатые с осевыми поверхностями, практически параллельными границам того пластообразного тела, в пределах которого они наблюдаются, встречаются очень часто в метаморфических комплексах. Полоса их развития нередко оказывается весьма протяженной в направлении, перпендикулярном их шарнирам, т. е. суммарная мощность смятых слоев, измеренная в замках складок вдоль осевых поверхностей, оказывается во много раз больше современной нормальной мощности того пластообразного тела, в пределах которого развиты складки. Принципиальные схемы строения таких складок показаны на рис. 32, *г* и *ж*. Легко видеть, что такое положение складок по отношению к границам их развития возможно только в том случае, когда эти границы срезают смятые в складки поверхности. Иначе говоря, эти границы никак не могут быть стратиграфическими, и поэтому нельзя называть эти складки «внутрипластовыми». В большинстве случаев такие границы имеют разрывный характер, который не всегда сразу распознается только потому, что срезаемые ими складки бывают очень сильно сжатыми, а их крылья могут быть на большом протяжении прямолинейны и срезаться границами под столь острым углом, что в обнажениях малого размера срезания просто может быть не видно. Прослеживание этих границ на достаточном расстоянии позволяет обнаружить, что они срезают и складчатую структуру, и то, что представляется «недислоцированными слоями». Отсутствие в таких «недислоцированных слоях» хорошо заметной складчатой структуры, которая сразу позволила бы увидеть разрывный характер их границы со смятой в складки пачкой, вызвано тем, что или они являются длинными прямолинейными крыльями

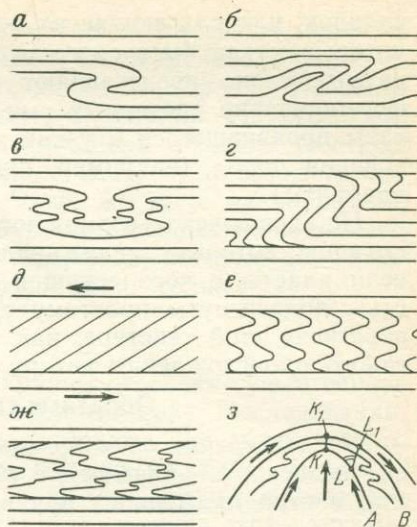


Рис. 32

складок, или слагающие их породы лишены плоскостных текстур, которые могли быть смяты в складки. Иногда эти «недислоцированные слои» представляют собой тела, образовавшиеся после формирования срезаемых ими складок: жилы, дайки или результаты проявившегося в узкой зоне какого-либо процесса преобразования пород (например, окварцевания, создающего вторичные кварциты).

Не исключена возможность образования очень локальных складок, которые заслуживали бы названия внутрипластовых, если пласты с косо секущей их сланцеватостью или полосчатостью подвергнуты простому сдвигу в плоскости напластования навстречу этой текстуре, как на рис. 32, *д*, *е* (складки заведомо такого происхождения автору встречать не приходилось).

Обратные складки волочения

Представление об «обратных складках волочения» было впервые введено, по-видимому, в 1950 г. Р. Широком, а затем этот термин иногда применялся при описании структуры в разных районах. Основной особенностью складок этого типа считается наклон осевых поверхностей, противоположный обычным «складкам волочения»: они отклоняются от перпендикуляра к своему зеркалу не в сторону замка антиклинали, а от замка. Предполагается, что они «образуются в диапировых складках при преобладании радиально направленных тектонических сил, когда каждый нижележащий слой скользит вверх к замку антиклинали по подошве вышележащего слоя» [27, с. 888]. Принципиальная схема предполагаемого механизма образования складок таким путем показана на рис. 32, *з* [27].

Нетрудно убедиться в непригодности такого объяснения. Предполагаемые «радиально направленные тектонические силы» вызывают поперечный изгиб, который сопровождается растяжением слоев на крыльях создаваемой ими складки, и, следовательно, вероятность возникновения здесь дополнительных складок продольного укорочения под действием тех же самых сил невелика. Но если бы мелкие складки при этом почему-либо и возникли, нет оснований ожидать, чтобы они были ориентированы, как на рис. 32, *з*. Отложим от осевой плоскости складки вдоль слоев *A* и *B*, ограничивающих податливую пачку, равные расстояния *KL* и *K₁L₁*. Если считать, что длина этих слоев не изменилась при складкообразовании, то линия *LL₁* при первоначально горизонтальном залегании слоистости была перпендикулярна напластованию. Относительное смещение точек слоя *A* по сравнению со слоем *B* в сторону замка складки, предполагаемое гипотезой «обратных складок волочения», означает, что ранее прямой угол *KLL₁* должен стать тупым. Однако легко видеть, что в любой не разорванной складке угол *KLL₁* всегда будет острым. Иначе говоря, ни при каких условиях, кроме случая диапирового протыкания, материал нижележащего слоя не будет «скользить вверх к замку антиклинали по подошве вышележащего слоя».

Во всех случаях, когда автору встречались мелкие складки на крыльях более крупных, отклоняющиеся от перпендикуляра к их зеркалу не как обычно, а в противоположную сторону, это были лишь единичные складки, но не системы складок. Их образование всегда легко было связать с локальными неоднородностями слоистой толщи, которые и приводили местами к образованию складок аномальной ориентировки. Чаще же всего за «обратные складки волочения» на крыльях крупных складок, по-видимому, принимают складки вообще другой генерации, которые образовались при ином направлении общей деформации толщи.

* * *

*

Тесная связь мелких складок с крупными имеет существенное значение для методики структурно-геологических исследований. Нельзя, объявив мелкие структуры складками «течения», «волочения», «скалывания», не обращать больше на этом основании на них никакого внимания — так, словно они могут образоваться где и как угодно. Всегда есть конкретная причина, которая вызвала появление мелких складок и определяет степень их сжатости и пространственное положение. Знание соотношений мелких складок с крупными позволяет использовать первые для выявления вторых. Надо только иметь в виду, что структуры, видимые в обнажениях, не обязательно связаны непосредственно с теми, которые изображаются в масштабе составленной геологической карты (профиля и т. д.). При наличии складок нескольких порядков складки, видимые в обнажениях, могут осложнить те, которые остаются невыявленными из-за того, что они слишком велики, чтобы их видеть в обнажениях, и слишком мелки, чтобы быть изображенными на карте (в этом одна из принципиальных трудностей геологической съемки сложно построенных толщ в недостаточном крупном масштабе).

Изучение мелких складок, помимо методического, имеет и теоретическое значение: только мелкие складки мы имеем возможность изучить во всех деталях, и потому суждения о способе их образования гораздо обоснованнее, чем о происхождении крупных структур, данные о которых неизбежно оказываются более приблизительными.

ГЛАВА 6 ИЗМЕНЕНИЯ СТРУКТУР И ТЕКСТУР ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ДЕФОРМАЦИИ

Деформация материала слоев при складкообразовании часто приводит к изменению и структур, и текстур пород: изменяются форма, размеры и взаимное расположение зерен. Особенно ярко

это выражено в метаморфических толщах, где в результате деформаций возникают упорядоченные текстуры и катакластические структуры. Но в какой-то мере сходные явления свойственны всем породам, подвергшимся большим деформациям.

Катаклиз и милонитизация

В условиях метаморфизма деформация малых объемов пород протекает в основном через перекристаллизацию ранее существовавших и растворение старых и кристаллизацию новых минералов, т. е. путем переноса ионов в породе из одних мест в другие в растворе, что может сопровождаться также привнесением или выносом некоторых компонентов. Именно с этим связана малая степень деформации зерен метаморфических пород по сравнению со степенью деформации тел этих пород, а часто зерна вообще не несут видимых следов деформации. Если же кристаллизация не поспевает за деформацией, в породе запечатлеваются следы интенсивного разрушения зерен, лишь частично залеченного кристаллизацией.

При большой остаточной деформации горной породы с каждым из слагающих ее минеральных зерен может произойти одно из трех: 1) разрушение (с распадом на малое или большое число обломков целиком всего зерна или только его краевых частей) и взаимное смещение образовавшихся обломков; 2) деформация (одним или одновременно несколькими путями); 3) перемещение частиц на атомном уровне (растворение одних граней и рост других, полное растворение зерна, рост новых, ранее не существовавших зерен, в том числе и новых минералов). Каждый из этих процессов обычно сопровождается другими. Например, если два соседних анизотропных зерна в связи с различием своей ориентировки деформируются по-разному, на их границе обязательно разрушение или растворение. Раздробление — катаклиз зерен — в глубинных условиях обычно в той или иной степени сопровождается ростом новых зерен и разрастанием получившихся обломков (естественно, за счет растворения других обломков).

Исследование влияния глубины на поведение пород на примере пластической деформации гранитоида в лабораторных условиях [46] показало, что при температуре 25 °С и всестороннем давлении 50 МПа в зоне деформации возникали угловатые легко разделяющиеся обломки зерен минералов. При температурах 450—700 °С и давлении 250—400 МПа зерна кварца растягивались в полосы с волнистым угасанием, зерна полевого шпата по-прежнему распадались на обломки (некоторые оставались довольно крупными, образуя порфиорокласты), в зернах биотита возникали кинк-зоны и происходило вытягивание зерен, в зернах амфибола возникали зоны скальвания. При этом порода сохраняла после деформации свою монолитность и не рассыпалась, когда ее вынимали из-под пресса. Условия деформации горных пород весьма далеки по скоростям деформации от этих экспериментов, но тен-

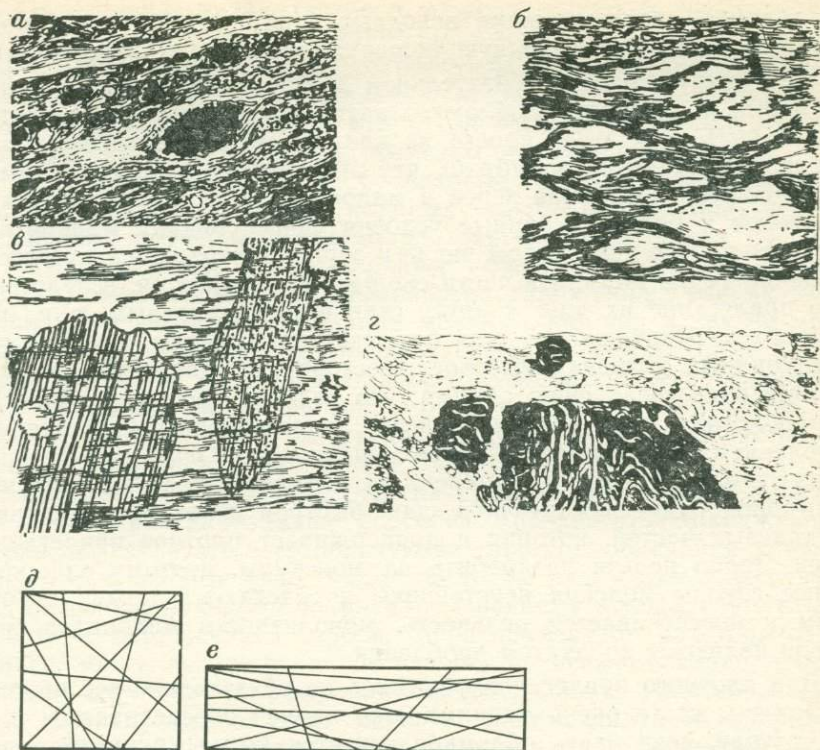


Рис. 33

денция замены раздробления зерен их деформацией по мере роста глубины, несомненно, существует.

Разрушение ранее существовавших зерен минералов и деформация получающихся агрегатов обломков приводит к тому, что последние образуют линзочки, перпендикулярные направлению наибольшего укорочения, иногда вытянутые в разрезе в тончайшие полоски (рис. 33, *a*), в которых лишь местами уцелели более крупные обломки исходных зерен — порфирокласты. В зависимости от крупности обломков и степени вытянутости их агрегатов такие породы называют катаклазитами или милонитами. Существенной их особенностью является то, что эти породы, состоящие из раздробленных зерен, остаются слитными, отнюдь не рассыпающимися на обломки (в отличие от раздробления пород в поверхностных условиях), т. е. их образование сопровождается частичным разрастанием обломков зерен, все время снова спаивающим их. По строению катакlastических пород (особенно, когда катакlast не зашел еще далеко) обычно видно, что раздробление не сопровождалось перемешиванием обломков (или,

как говорят, «перетирированием» исходных пород), и отражает вполне определенно направленную большую остаточную деформацию.

Не обнаруживается обязательной связи между величиной деформации и крупностью обломков катакластических пород (хотя, может быть, для этого просто не хватает целенаправленных наблюдений). Поэтому возможно, что значительно меньшие размеры продуктов дробления зерен в милонитах, чем в катаклазитах, отражают и более глубинные условия формирования милонитов. Когда сплошное тело, в том числе и зерно минерала, разрушаясь, разделяется на части, эти части сколько-то смещаются, вследствие чего прилегание их друг к другу становится неплотным, т. е. общий объем разрушенного тела оказывается большим, чем целого. В глубинных условиях высокое всестороннее давление больше препятствует увеличению объема, что ведет к плотному прилеганию обломков разрушившихся зерен, которое обеспечивается их дроблением на все более и более мелкие части, пока обломки не станут столь малыми, что степень их активизации вследствие измельчения будет достаточной для быстрой перекристаллизации их краевых частей, которая и поддерживает плотное прилегание зерен. Зерно нельзя раздробить на молекулы, поэтому слишком малые группы молекул неустойчивы и срastaются между собой. Этим и обеспечивается цельность, монолитность милонитов, хотя они являются продуктом дробления.

Для плотного прилегания обломков не обязательно все обломки должны стать очень мелкими: оно вполне обеспечивается и в том случае, если часть обломков остается более крупными, создавая порфирокластическую структуру. Сходная структура образуется при сочетании остаточной деформации одних минеральных ассоциаций или пород с разрушением других, менее податливых минералов или пород. Процесс этот происходит на разных уровнях, что позволяет расположить образующиеся более крупные обломки в ряд по их крупности: порфирокласты в шлифах и образцах, будины и иные тектонические отторженцы в обнажениях, бескорневые тела бывших интрузивных пород (в той или иной степени измененных) в метаморфических толщах.

Описывая метаморфические комплексы, нередко противопоставляют катаклазиты и милониты нормальным метаморфическим и кристаллическим сланцам, полагая, что образование первых — следствие гораздо большей деформации по сравнению со вторыми. Однако оснований для такого утверждения нет: сланцеватые метаморфические породы могли испытать и гораздо большие деформации, чем катаклазиты и милониты, просто *скорость и другие условия деформации были таковы, что она вся успевала пройти путем перекристаллизации и метаморфической кристаллизации*, и для раздробления зерен просто не было причины.

Следовательно, гнейсы и метаморфические сланцы так же являются продуктами динамометаморфизма, как катаклазиты и милониты, и в меньшей мере могут именоваться тектонитами.

Образование катаклазитов и милонитов отнюдь не обязательно представляет собой заключительную стадию преобразования пород. Наоборот, после этого процессы перекристаллизации или метаморфической кристаллизации могут пойти так далеко, что прежняя катакластическая структура породы будет лишь с трудом улавливаться по редким реликтам обломочного строения.

Важно уметь отличать реликтовые обломки — порфирокласты — от новообразованных крупных зерен — порфиробластов. Казалось бы, порфирокласты должны легко опознаваться по тому, что они окружены более мелкими обломками того же состава. Однако метаморфическая переработка таких пород весьма часто приводит к перекристаллизации мелких обломков в другие минералы, тогда как крупные обломки остаются в этой массе в виде практически не измененных реликтов. Нередкие в порфирокластах следы дробления не могут быть решающим признаком, поскольку раздроблению могут подвергаться и порфиробласты, выросшие позднее основной массы.

Распространено мнение, что растущий порфиробласт благодаря «силе кристаллизации» способен «раздвигать» окружающие зерна, в результате чего образуются текстуры обтекания крупных зерен, или очковые (рис. 33, б)*. В то же время известны случаи, когда в порфиробласте сохраняются реликты плоскопараллельной текстуры окружающей массы, обрисовываемые некоторыми из минералов этой массы, и совершенно не испытывающие изменений на границах порфиробласта (рис. 33, в). Иногда в крупных зернах наблюдается даже мелкая складчатая структура (рис. 33, г). Такое зерно росло, замещая ранее существовавшие зерна, которые подвергались растворению, а те зерна, которые в этих условиях были нерастворимыми, остались на своих местах, что и позволяет видеть обрисовываемые цепочками этих зерен складки. Никакого раздвигания в стороны при этом не было — иначе складчатая структура не сохранилась бы в зерне в нетронутом виде. Это и не удивительно, поскольку «раздвигать» ранее существовавшие зерна в стороны растущее зерно не может хотя бы по той причине, что в породе нет пустого пространства, куда можно было бы что-либо «раздвигать». Чтобы зерно могло расти, материал, занимающий окружающий зерно объем, должен или быть удален, или пойти (полностью или частично) на построение порфиробласта. Такой процесс идет на границе растущего порфиробласта, и в этом порфиробласте остается на своем месте то, что не участвовало в этом процессе (углистое вещество, рудные минералы и т. д.). Для того же, чтобы порфиробласт «раздвигал» прилегающие зерна, мы должны предположить менее вероятное: что растворение идет не у границы растущего порфиробласта, а лишь на некотором удалении от него; только тогда зерна, непосредственно прилегающие к порфиробласту, могли бы отодви-

* Их иногда называют текстурами обтекания, что очень неудачно: мимо крупных зерен здесь ничто не текло.

гаться в стороны. Кроме того, периметр растущего порфиробласта непрерывно увеличивался, в структуре же окружающих его зерен нет следов их растяжения вдоль границы с порфиробластом, а его следовало бы ожидать, если бы эти зерна действительно раздвигались в стороны. Наоборот, если крупное зерно, облекаемое и огибаемое более мелкими, уже существовало во время деформации породы, то его облекание столь же естественно, как наблюдаемое в более крупных объемах облекание будин прилежащими слоистыми породами в раздавливаемой толще. Наличие текстур облекания наряду с реакционными каймами разбеднения — надежные признаки реликтового характера крупных зерен и роста прилежащих зерен на их месте. Отсутствие реакционных кайм и поглощение зерном окружающих текстур — признаки роста зерна за счет окружающей среды.

Сланцеватость

Существует несколько видов упорядоченных текстур, развивающихся при деформации, и они особенно хорошо проявлены, если деформация пород сопровождалась метаморфизмом. Правда деформация породы не обязательно приводит к появлению упорядоченной текстуры: даже в условиях метаморфизма, где механизмы, ориентирующие зерна минералов, действуют особенно эффективно, в породе и при большой деформации может не возникнуть упорядоченной текстуры, если в ней отсутствуют и не образуются в ходе деформации минералы с отчетливой анизотропией — в первую очередь слюды, а также амфиболы и некоторые другие. Кроме того, кристаллизация новых зерен без одновременных деформаций, т. е. перекристаллизация или метаморфизм в статических условиях, ведет к образованию беспорядочной текстуры и, следовательно, к уничтожению в той или иной степени ранее возникшей упорядоченной текстуры, хотя частью новые зерна могут при этом наследовать старую упорядоченную текстуру.

Сланцеватостью называется одинаковая ориентировка зерен пластинчатых минералов или уплощенных зерен и их агрегатов. Она является наиболее обычной текстурой метаморфических пород. В складках продольного укорочения пластинчатые минералы, синхронные складчатости, ориентированы в среднем параллельно осевым плоскостям складок, иногда — в виде веера, сходящегося к ядру складки или в противоположном направлении. Преимущественно одинаковое положение сланцеватости в разных частях складки позволяет считать ее образующейся в основном на стадии однородной деформации после изгиба. В различных сплюснутых телах сланцеватость тоже перпендикулярна направлению их укорочения. Из этого давно уже сделан вывод, что сланцеватость образуется в условиях негидростатического напряженного состояния и перпендикулярна направлению наибольших сжимающих напряжений. К этому надо, однако, добавить, что приспособление формы и ориентировки зерен к негидростатиче-

скому напряженному состоянию в ходе деформации ведет к очень быстрому выравниванию напряжений. Поскольку величины возможных упругих деформаций пород очень невелики, для выравнивания напряжений до гидростатического состояния достаточно перегруппировки очень небольшой доли частиц, что не может заметно отразиться на текстуре пород. Действительно, например, огромное для масштабов упругих деформаций укорочение на 1 % означает, что средние расстояния между частицами в этом направлении стали на 1 % меньше. Достаточно, чтобы одна из каждой сотни частиц сдвинулась в сторону, и вместо каждых ста частиц на этом направлении осталось 99, и упругая деформация будет этим полностью снята. Но перемещения лишь одной сотой всех частиц мы ни на глаз, ни при микроскопическом исследовании не заметим. Во всяком случае, того, что мы называем упорядоченной текстурой, при этом не получится.

Чтобы произошла значительная перестройка текстуры пород, разность напряжений в разных направлениях должна поддерживаться продолжением деформации: прекращение остаточной деформации вскоре приводит к выравниванию напряжений во всех направлениях. Поэтому точнее будет сказать, что сланцеватость формируется вследствие негидростатического напряженного состояния, существующего в породах, испытывающих большие остаточные деформации. Это вполне естественно, поскольку для любого изменения строения породы, в частности, для образования упорядоченной текстуры из беспорядочной требуется затрата энергии. Пока напряжение не совершает работы, т. е. не производит деформации, оно не может привести к перестройке текстуры.

Сланцеватость может формироваться различными способами. Один из них связан с чисто геометрическими свойствами больших деформаций, а именно с тем, что при больших деформациях сильно изменяются соотношения размеров тел в разных направлениях. Так, при одноосном укорочении, например в четыре раза, размеры в обоих поперечных направлениях увеличиваются вследствие постоянства объема в два раза, а при плоской деформации размер, перпендикулярный укорочению, увеличивается тоже в четыре раза, что приводит к искажению первичных соотношений размеров по осям в первом случае в восемь, а во втором — в шестнадцать раз. Это означает, что если порода состояла из изометричных зерен или иных более или менее изометричных тел (например, оолитов, галек и т. д.) и деформация породы осуществлялась целиком через такую же по величине деформацию этих зерен и тел, то они должны были превратиться при этом в весьма уплощенные или уплощенно-вытянутые зерна и тела. В частности, таков путь образования полосчатых и линейно-полосчатых текстур при катакластических деформациях.

В среде, подвергающейся большой деформации, случайные, беспорядочно распределенные прямые, проходящие через материальные точки среды, поворачиваясь в ходе деформации, приобретают упорядоченную, предпочтительную ориентировку, распола-

гаясь статистически перпендикулярно направлению наибольшего укорочения и параллельно направлению наибольшего удлинения, что показано на примере плоской деформации на рис. 33, *д, е*. В связи с этим возникло предположение, которое было потом неоднократно проверено экспериментально, что жесткие, недеформируемые удлиненные частицы, беспорядочно разбросанные в податливой среде, поворачиваясь при большой деформации, приобретают упорядоченную ориентировку. Поворот реальных жестких зерен сопровождается смещениями по контактам зерен, поскольку эти зерна при деформации среды остаются неизменными и лишь поворачиваются, не удлиняясь в направлении удлинения среды. Для осуществления такого механизма необходимо, чтобы ориентированные зерна были действительно значительно более жесткими, чем окружающий материал, независимо от того, чем обеспечивалась податливость последнего: пребыванием при температуре, близкой к точке плавления, легкостью перекристаллизации или чем-либо другим.

Еще один механизм ориентировки зерен предполагается состоящим в том, что в среде с негидростатическим напряженным состоянием минеральные зерна приобретают форму и направление, соответствующие минимуму упругой энергии. Это должно приводить к ориентировке зерен, упорядоченной как по форме, так и по упругим свойствам. При одном и том же напряжении энергия упругого деформированного тела тем меньше, чем больше модуль упругости. Следовательно, можно полагать, что при росте в такой среде зерен анизотропных материалов наиболее устойчивыми и, следовательно, предпочтительно вырастающими будут зерна, у которых вдоль направления максимальных сжимающих напряжений расположено кристаллографическое направление с наибольшим модулем упругости. Если у данного минерала анизотропия упругих свойств сопровождается неизометричной формой зерен, — а так оно обычно и бывает, так как оба свойства определяются строением элементарной ячейки кристалла, — зерна приобретают упорядоченную ориентировку по форме. Для минералов, по упругим свойствам изотропных, негидростатическое напряженное состояние, видимо, не может создать ориентировку, упорядоченную по форме зерен или по расположению кристаллографических осей, ибо упругая энергия единичного объема зерна в этом случае одинакова при любом его положении и, естественно, не зависит от того, в каком взаимном расположении находятся в зерне эти единичные объемы.

Если более жесткие включения в податливой породе при деформации последней совсем не деформируются или деформируются в меньшей степени, то податливые включения в более жесткой породе могут испытывать деформацию большой величины, чем вся порода [38, 20]. Например, при одноосном сжатии среды с более податливыми изометричными включениями, последние расплющиваются больше, чем окружающая среда (этот принцип используется, например, при отжимании остаточных включений

жидкости из сливочного масла). Мы не будем вдаваться в детали этого процесса, важно, что он, как проверено многовековым опытом, происходит. Н. Б. Лебедева предполагает, что таким способом может формироваться кливаж, о котором известно, что он хотя бы приблизительно перпендикулярен направлению наибольшего укорочения, будучи почти или точно параллелен либо осевым плоскостям складок, либо слоистости в сильно раздавленных крыльях [19].

Возможным способом образования вытянутых одинаковым образом зерен является изменение их формы по принципу Рикке: растворение наиболее сжатых граней и нарастание зерен в направлении наименьших сжимающих напряжений. Этот способ не может, однако, создать упорядоченную ориентировку кристаллографических осей зерен: она остается при этом такой же, какой была в исходной породе. Возможно, этим путем образуются однообразно вытянутые зерна таких минералов, как кварц и карбонаты, которым обычно вытянутый габитус несвойствен.

При всех способах формирования сланцеватой текстуры, однообразно пронизывающей всю толщу смятых в складки пород, это происходит при деформации укорочения-удлинения, оси которой в условиях продольного укорочения неоднородных толщ направлены почти одинаково во всех частях складок и во всех участвующих в складках слоях. Как мы видели раньше, величина однородной деформации может быть гораздо больше, чем величина деформации отдельных слоев при изгибе, и, следовательно, влияние однородной деформации на формирующуюся текстуру гораздо значительнее, чем влияние изгиба. Именно поэтому сланцеватость хорошо проявлена в подобных и близких к ним по форме складках (даже если они слабо сжаты и изгиб слоев невелик) и обычно не образуется в слоях, изогнутых в строго концентрические складки, в которых на выпуклой стороне слоя вдоль слоистости, т. е. перпендикулярно к осевой плоскости складки, происходит не укорочение, а удлинение. Возможно, в связи с этим в замках сжатых концентрических складок иногда наблюдается сочетание сланцеватости, параллельной осевой плоскости, на вогнутой стороне изогнутого слоя со сланцеватостью, параллельной границе слоя, на его выпуклой стороне. Правда, в этих случаях можно думать, что эта параллельная слоистости сланцеватость является более ранней, возникшей при другом направлении деформации толщи.

В телах первоначально однородных и изотропных пород, не смятых в складки, расположение сланцеватости в плоскости, перпендикулярной к направлению наибольшего укорочения, выражено не менее отчетливо, чем в складках.

Считают, что можно встретить сланцеватость, которая обусловлена упорядоченной ориентировкой минералов в процессе осадконакопления и диагенеза. Однако в породах, подвергшихся значительной переработке метаморфическими и тектоническими

процессами, вероятность сохранения такой ориентировки ничтожна.

Существует мнение, что первой новообразованной текстурой, развивающейся в метаморфических породах, является параллельная первичной слоистости сланцеватость субгоризонтальной ориентировки. Одни считают такую ориентировку обусловленной весом вышележащих толщ, что практически невероятно, поскольку за долгое время накопления этих толщ действие их веса трансформируется практически в гидростатическое давление. Другие считают возможным образование субгоризонтальной сланцеватости как наследующей осадочные текстуры. Такое предположение также представляется мало обоснованным. Известно, что, например, беспорядочно ориентированные порфиробласты слюды могут расти в отчетливо сланцеватых и тонкополосчатых породах. Если даже существование явной очень тонкой плоскостной текстуры не повлияло на ориентировку порфиробластов, то тем более трудно ожидать, что сланцеватость унаследует гипотетические осадочные текстуры, где *поверхности неоднородности обычно во много раз реже, а создаваемая ими анизотропия пород значительно слабее.* Таким образом, если формируется субгоризонтальная сланцеватость, то она, надо полагать, как и любая другая, имеет деформационное происхождение, притом связана не просто, как иногда пишут, с направленным снизу или сверху «радиальным давлением», а с вертикальным укорочением пород. Такая обстановка в земной коре, несомненно, встречается. Однако если бы субгоризонтальная сланцеватость была первой из образующихся при метаморфизме текстур и притом параллельной недеформированной слоистости, она должна была бы формироваться в условиях уменьшения мощности слоев, а следовательно, в условиях уменьшения вертикальной мощности как деформируемой, так и вышележащих толщ, т. е. уменьшения глубины залегания. Это никак не увязывается с предполагаемым вовлечением толщи в первый и, следовательно, прогрессивный метаморфизм, для которого, наоборот, нужно, чтобы накопившаяся толща перемещалась в более глубокие условия.

Горизонтально ориентированная сланцеватость в толщах с длительной историей преобразований, действительно, очень часто оказывается самой ранней из всех распознаваемых текстур, но надежных данных (подтверждаемых детальной геологической съемкой) о совпадении ее с первичной слоистостью, вопреки распространенным представлениям, нет. Поэтому, сокрее всего, тот факт, что чаще всего самая ранняя обнаруживаемая текстура субгоризонтальна, связан не с тем, что она вообще самая первая, а, видимо, с тем, что ее образование вследствие какой-то неизвестной нам закономерности стирает предыдущие текстуры, тогда как последующие текстуры не настолько интенсивно развиваются, чтобы ее уничтожить.

Так как обычно мы не знаем конкретного механизма формирования наблюдаемой упорядоченной текстуры, то по степени ее со-

вершенства пока нельзя судить о величине деформации, испытанной породой, хотя какая-то связь между тем и другим, несомненно, есть.

Полосчатость

Полосчатость весьма распространена в метаморфических породах. Она состоит в чередовании параллельных слоев любого происхождения (кроме аккумулятивной слоистости), отличающихся по минеральному составу (качественно или только количественно), а иногда по структуре и текстуре. Многие считают, что термин «полосчатость» неудачен, так как обычно полосами называют то, что нарисовано на поверхности, а полосчатый характер сечения такой породы обусловлен ее слоистым строением. Поэтому ее предлагают так и называть слоистостью, добавляя определение «метаморфическая», «магматическая», «мигматитовая» или иногда просто «новообразованная», чтобы отличать ее от осадочной слоистости. Предложение это вполне логично, но термин «полосчатость» очень уж укоренился в мировой литературе (как и многие другие не менее неудачные термины), и, видимо, нет большой беды в его сохранении, поскольку никаких недоразумений от него не проистекает.

Чаще всего высказывается мнение, что полосчатость метаморфических пород обусловлена «метаморфической дифференциацией», хотя никто не описал механизма этого процесса. Последнее и неудивительно, поскольку собственно метаморфические процессы, т. е. химические реакции и фазовые переходы, не могут создать новую упорядоченную текстуру в массивной породе — они могут приводить лишь к разрушению ранее имевшейся упорядоченности в расположении зерен. Все самопроизвольные процессы в любой системе идут в сторону ее перехода в более вероятное состояние, и беспорядочное расположение является в данном случае более вероятным. Следовательно, если в процессе метаморфизма возникает упорядоченное расположение зерен минералов — в данном случае в виде чередующихся слоев, — этому должна быть вполне конкретной причиной, и эту причину (в том числе причину определенной ориентировки образующейся полосчатости) надо искать. А за словами «метаморфическая дифференциация», к сожалению, никакого содержания не скрывается.

Новообразованная полосчатость метаморфических пород, в том числе и мигматитовая, в сланцеватых породах расположена параллельно сланцеватости (в тех случаях, когда сланцеватость занимает секущее положение по отношению к полосчатости, последняя имеет обычно более раннее происхождение). На этом основании можно предположить, что либо возникновение полосчатости шло в тех же условиях, что и образование сланцеватости, либо при образовании полосчатости каким-либо образом использовалась ранее возникшая сланцеватая текстура. Видимо, в природе происходит и то, и другое.

В тех же условиях деформации, что и сланцеватость, т. е. перпендикулярно направлению наибольшего укорочения, полосчатость образуется при раздавливании крупных зерен или иных тел в тонкие вытянутые линзы более мелких зерен. В таких же условиях полосчатость образуется в результате того, что включения более податливого материала в неоднородной породе в ходе большой деформации распространяются в стороны перпендикулярно направлению сжатия в гораздо большей степени, чем это определяется величиной деформации всей породы. Можно предположить, что таким путем могут быть растянуты в параллельные линзы, например, ранее изометричные обособления кварц-полевошпатового материала, весьма подвижного в условиях высокотемпературного метаморфизма. Однако это объяснение непригодно для пород, полосчатость которых состоит в чередовании ранее существовавшего и новообразованного материала, часто привнесенного в породу извне.

Возникновение полосчатости, включающей полосы новообразованного минерала, обычно считают результатом появления вытянутых вдоль сланцеватости чередующихся зон повышенного и пониженного давления, в результате чего происходит перераспределение и дифференциация вещества или создаются пути для привноса нового материала. При этом предполагается, что полосчатость и сланцеватость формируются одновременно, и направление наибольшего сжатия определяет ориентировку зерен, создающих сланцеватость. Но очевидно, что не может быть чередования зон повышенного и пониженного давления, перпендикулярных к направлению наибольшего сжатия, как не могут возникать перпендикулярные к нему открытые трещины, которые могли бы служить путями проникновения нового материала. Поэтому можно думать, как предположил Н. Эдельман, что образование такой полосчатости происходит после прекращения деформирующих воздействий, создавших сланцеватость. Скорее всего, образование такой полосчатости происходит тогда, когда направление наибольшего укорочения изменяется после формирования сланцеватости настолько, что образует с нею меньший угол, чем с перпендикуляром к ней. Тем самым создается возможность удлинения в направлении, перпендикулярном к сланцеватости, т. е. создаются условия для образования или открытых трещин по сланцеватости, или зон пониженного давления того же направления, — возникают пути циркуляции растворов. В эти зоны могут выноситься наиболее подвижные компоненты пород и кристаллизоваться в виде новых минеральных ассоциаций. Весьма возможно, что составляющая сжатия, действующая вдоль сланцеватости, приводит к укорочению полос остаточного материала, которые уменьшают свой объем за счет выноса подвижных компонентов. При обильном привносе в породу новых компонентов в таких же условиях деформирования может возникнуть полосчатая текстура, в которой новообразованные полосы сложены в основном привнесенным материалом.

Подобно тому, как полосчатость образуется параллельно сланцеватости, она может развиваться по любым параллельным поверхностям ослабленного сцепления в породе, будь то кливаж, трещины, поверхности раздела слоев и т. д.

Тектоническая расслоенность

Важным фактором образования новой расслоенности является раздавливание в ходе больших деформаций соприкасающихся геологических тел. В микромасштабе это милонитовая полосчатость, являющаяся результатом раздавливания крупных зерен разных минералов и вытягивания образующихся мелкозернистых агрегатов в направлении, перпендикулярном к направлению сжатия (см. рис. 33, а). Такое раздавливание может сочетаться с перекристаллизацией существующих или кристаллизацией новых минералов, и при полном замещении мелкозернистых агрегатов вновь выросшими зернами порода становится полосчатым кристаллическим сланцем.

К образованию новой слоистоподобной текстуры в макро-масштабе приводит сплющивание геологических тел самой различной формы и размера, например, галек и валунов в первично грубообломочных породах. Когда разрушение сменяется остаточной деформацией, сплющиваются будины и другие тектонические обломки, в том числе разорванные части складок, а также внедрившиеся интрузивные тела самой разнообразной формы. В метаморфических комплексах нередко достигается изменение линейных размеров по сравнению с первоначальными в 5—10 раз, а в результате отношение размеров в направлениях наибольших укорочения и удлинения изменяется в 25—100 раз. После такого сплющивания тела любой исходной формы выглядят как пластообразные.

Видимость слоистого строения возникает и при большой частоте субпараллельных разрывов, приводящих в соприкосновение породы разного состава. В некоторых случаях подобие слоистого строения создается образованием в породах большого числа параллельных жил: при последующей деформации и метаморфизме их жильная природа может оказаться замаскированной, и такое чередование пород разного состава можно принять за первичную слоистость. К возникновению чередования различных пород может привести также образование узких параллельных зон диафтореза.

При образовании структуры, состоящей из тесно сжатых складок, рассеченных обильными разрывами, уплощение всех геологических тел — фрагментов замков складок, участков крыльев, тектонических линз и будин — также ведет к образованию новой расслоенности толщ, которые оказываются состоящими из чередующихся плоских тел с текстурой, то параллельной их границам, то имеющей складчатое строение, как это можно видеть на геологической карте выходов докембрийских кристаллических слан-

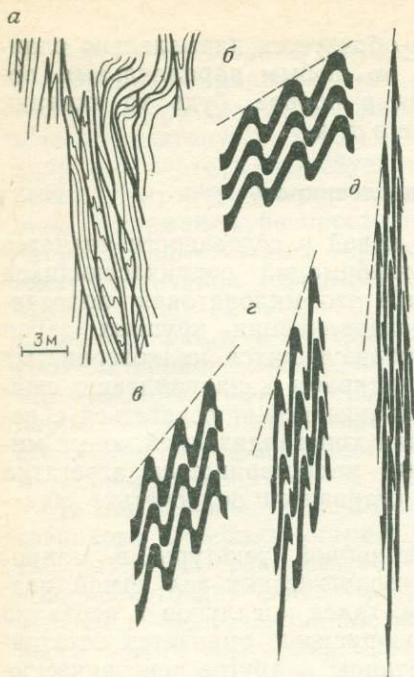


Рис. 34

цев и милонитов в Западном Прибайкалье (рис. 34, а, по Ю. А. Морозову). Вся структура представляет здесь сочетание тектонических пластин, а точнее — уплощенных тектонических линз, при последующей деформации смятых в складки.

Описан также весьма важный механизм образования новой плоскостной текстуры, связанный с формированием в метаморфических породах многочисленных мелких и мельчайших складочек [47]. Каждая такая мелкая складочка (рис. 34, б—д), сплющиваясь в ходе продолжающейся деформации до предела, оказывается в конечном счете отсеченной разрывами от соседних складок. Замки сопряженных складок расходятся вверх и вниз и уплощаются, а породы соседних слоев оказываются неоднократно чередующимися, образуя новую полосчатую текстуру. Ранее существовавшая плоскостная текстура совершенно исчезает, так что часто невозможно установить ее первоначальное положение*.

При оценке всех этих явлений большое значение имеют их масштабы. Если это формы мелкие, то в обнажении можно увидеть и их происхождение, и обобщенное положение прежних границ. Если это более крупные формы, в обнажении мы видим обычно только чередующиеся разные по составу породы, ориентировка границ которых совершенно иная, чем обобщенное положение прежде единой геологической границы, о котором мы из этого обнажения ничего не узнаем.

Линейность

В сланцеватых породах линейно вытянутые зерна и агрегаты зерен располагаются в плоскости сланцеватости. Поскольку сланцеватость ориентируется перпендикулярно к направлению наибольшего укорочения, естественно ожидать, что вытянутость минералов в плоскости сланцеватости совпадает с направлением

* Идея рис. 34, б—д заимствована из [47], но в сам рисунок внесены существенные изменения: здесь изображена схема эволюции складчатой структуры в соответствии с величиной ее деформации, а в [47], где придается существенное значение «пассивным складкам», складчатая структура изображена изменяющейся в большей степени, чем это определяется условиями деформации.

наибольшего удлинения. При складкообразовании направление наибольшего удлинения одинаково во всех частях складки только на стадии однородной деформации, когда оно перпендикулярно к шарниру и параллельно осевой поверхности. Действительно, вытягивание в этом направлении заключенных в породах первоначально более или менее изометричных тел (например, галек) отмечается довольно часто. Но гораздо чаще встречается вытянутость зерен или их агрегатов, параллельная шарнирам складок. Происхождение такой линейности является одним из наименее исследованных вопросов. Многие авторы предполагают, что образование минеральной линейности, параллельной шарнирам, обусловлено тем, что при складкообразовании одновременно происходило и удлинение вдоль шарниров. Последнее происходит, например, при увеличении сжатости складок с ундулирующими шарнирами на участках, где шарниры не параллельны исходному положению слоистости (см. рис. 27, *e* и *ж*). Но едва ли такое удлинение играет существенную роль, поскольку его нет на участках, где шарниры параллельны исходному положению слоистости, а линейность там не пропадает (вообще линейность обычно имеет очень устойчивую ориентировку, что говорит о малом распространении брахискладок в толщах, где формируется линейность).

Удлинение вдоль шарниров вообще едва ли может быть универсальной причиной образования линейности, поскольку деформация вдоль шарниров не является необходимым условием складкообразования. Более того, удлинение слоев вдоль шарниров противодействует образованию и росту складок, и если бы все укорочение вдоль слоистости компенсировалось соответствующим удлинением тоже вдоль слоистости, то никаких складок вообще бы не было. Кроме того, линейность часто обладает осевой симметрией относительно шарниров складок, что должно бы соответствовать одноосному удлинению, а чем оно может быть вызвано, пока неясно.

Исследование анизотропии упругих свойств привело к заключению о совпадении с шарнирами растущих складок осей минимальных сжимающих напряжений [14], хотя происхождение такой ориентировки осей напряжений остается неясным. Во всяком случае, она не объясняет вытягивания вдоль шарниров мелкозернистых агрегатов, состоящих из мелких различных ориентированных зерен. Возможно, такие агрегаты образуются в результате кристаллизации новых зерен вдоль линий пересечений квиважа и слоистости, или в виде седловидных жил при микроффрировке. Кроме того, приходилось наблюдать агрегатную линейность, представляющую собой результат распада очень тонких прожилков на узкие тела, вытянутые вдоль шарниров складок. Прожилки распались или в виде мельчайших муллион-структур, или в результате разделения при дальнейшей деформации образованной ими микроплочатости на оторванные друг от друга складочки. В обоих случаях вытянутость фрагментов прожилков вдоль шарниров складок вполне понятна. В целом же приходится признать,

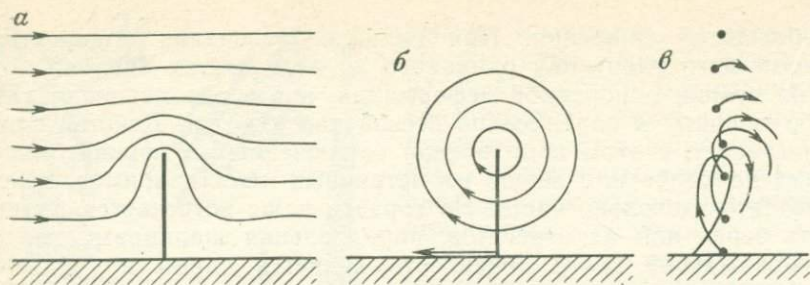


Рис. 35

что происхождение линейной текстуры весьма мало исследовано, и здесь возможны решения, которые могут существенно повлиять на наши представления не только о происхождении этих текстур, но и на процесс складкообразования вообще.

Нередко утверждают, что «направление тектонических движений» (или «направление тектонического транспорта») может определять ориентировку элементов складчатой структуры и направление упорядоченных текстур. Но абсолютного движения не бывает: как мы воспринимаем движение тела, зависит от того, какая система отсчета избрана для изучения этого движения. В связи с этим интересен рис. 35, где изображено непрерывное установившееся движение идеальной жидкости вдоль стенки канала, у которой поставлено поперечное препятствие. Для наблюдателя, неподвижного относительно стенок канала, линии тока* и траектории частиц жидкости имеют вид, изображенный на рис. 35, а. По отношению к наблюдателю, движущемуся по течению вместе с жидкостью, частицы жидкости неподвижны, а препятствие движется. Наблюдателю кажется (рис. 35, б), что препятствие толкает частицы ему навстречу и отбрасывает их в сторону, а после того, как частицы обогнули препятствие, они устремляются в пространство, освобождающееся позади препятствия (что представляется плывущему наблюдателю, легко понять, представив себе неподвижную жидкость и движущееся в ней вдоль боковой стенки препятствие). Поскольку всякое движение относительно, то картина движения на рис. 35, б ничуть не менее истинна, чем картина на рис. 35, а, и какую из них выбрать, зависит исключительно от того, как нам удобнее изучать движение**.

* Линией тока называется линия, в любой точке которой скорость движения жидкости направлена по касательной к этой линии.

** Движение, изображенное на рис. 35, б легко принять за вихревое, но это не так, поскольку вихри связаны с вращением частиц, а здесь вращения не происходит. От произведенного изменения системы отсчета поступательное движение частиц, изображенное на рис. 35, а, не может измениться на вращательное. В этой системе отсчета, связанной с жидкостью, частицы около препятствия также совершают поступательное движение, но только по замкнутой кривой (подобно тому, как педали велосипеда движутся относительно его рамы: они всегда остаются обращенными одной стороной к ступням велосипедиста и другой — к земле).

Движение жидкости около препятствия в системе, связанной с плывущим по течению наблюдателем, не является установившимся. Поэтому траектории частиц в этой системе не совпадают с линиями тока. Так, траектории частиц, находящихся на одном поперечнике, когда они огибают препятствие, выглядят так, как на рис. 35, в: движение частиц в некоторый момент перед препятствием начинается, а после обгибания препятствия кончается, частицы же, более далекие от препятствия, остаются в этой системе неподвижными.

Рассмотренный пример заставляет задуматься, относительно чего надо рассматривать перемещение объемов или частиц горных пород, чтобы получить нужное «направление тектонического перемещения», почему движение относительно какой-то одной, а не каких-либо других систем отсчета должно определять образование складчатой структуры и упорядоченных текстур (особенно если учесть, что в геологической среде нет неподвижных труб или русел, по которым текли бы горные породы), и что вообще следует называть «направлением тектонического движения»: направлением скоростей частиц в некоторый момент времени — тогда встает вопрос, в какой именно — или их траектории. Очевидно, что характер когда-то сформировавшихся текстур пород не может зависеть от избранной нами сейчас системы отсчета, и, следовательно, текстуры горных пород не могут быть прямым следствием перемещения геологического тела относительно чего-либо, а определяются тем, что происходило с самим телом, т. е., как было показано выше, его напряженным и деформированным состоянием.

Текстуры течения магматических пород

Вероятно, многие отнесутся с недоверием к предшествующим строкам: как можно утверждать, что перемещение геологических тел не вызывает образования в них новых текстур, если на примере современных вулканов и ледников можно убедиться, что текстуры течения в лавах и льде возникают именно благодаря их движению, и положение текстур определяется направлением движения. Действительно, в этих случаях упорядоченные текстуры возникают в движении: если лед или лава покоятся относительно того, на чем они лежат, новые текстуры в них не образуются. Но двигаться им тоже не обязательно: если бы лавовый или ледниковый поток находился в покое, а двигалось навстречу ложе потока, происходило бы совершенно то же самое. Причиной возникновения в лавах и льдах текстур, вытянутых по направлению движения, является не движение само по себе, а то, что движущийся материал испытывает деформацию из-за трения о русло потока — в простейшем случае простой сдвиг.

Как было показано выше, при большой величине сдвиговой деформации (а при большой длине пути, который проходит движущаяся лава, деформация столь велика, что тангенс угла сдви-

га можно считать бесконечно большим) исходный объем практически любой формы превращается в линейно-вытянутый. Действительно, если глубина потока 10 м, а путь, проделанный лавой, 1000 м, то считая, что скорость нарастает от дна потока к его поверхности по линейному закону, получим тангенс угла сдвига равным 100. Это значит, что любой объем лавы, чем-то отличающийся от окружающего его вещества (например, цветом), что позволяет его выделить, но не отличающийся существенно по своим механическим свойствам, вытянется в тело с соотношением линейных размеров $1:100^2=1:10\ 000$. При ином, параболическом, законе распределения скоростей потока деформация наиболее заметна у дна и стенок потока, уменьшаясь до нуля в его середине.

В плоском потоке — т. е. в таком, где расстояние между боковыми стенками настолько превышает глубину потока, что для большей части движущегося вещества влиянием стенок можно пренебречь, — мы имеем право считать, что в направлении, перпендикулярном плоскости деформации, никаких изменений не происходит. Из этого следует, что вытягивающиеся при деформации объемы движущегося вещества, уменьшая размеры в направлении, перпендикулярном днищу, сохраняют прежние размеры в направлении, параллельном днищу и перпендикулярном линиям тока. Иначе говоря, формирующаяся при этом текстура должна бы быть линейно-плоскостной (как и при всяком сплющивании тел, сопровождающемся вытягиванием их лишь в одном направлении): в сечении, перпендикулярном потоку, эти тела должны иметь тоже вытянутую форму, хотя и не столь вытянутую, как в сечении, параллельном потоку (соотношение размеров в нем изменится не в $\text{tg}^2\gamma$ раз, а только в $\text{tg}\gamma$ раз). Однако практически плоскостной характер текстуры, образующейся таким путем в лавовых потоках, оказывается слабо выраженным. По-видимому, на характере формирующейся текстуры сказывается не только трение о боковые стенки, когда поток довольно узок, но и в большей степени — непрямолинейность потока. В природе стенки потока почти всегда неровные, так что поток и искривляется в целом, и неоднократно то сужается, то расширяется. Форма поперечного профиля русла потока тоже изменяется вдоль потока. Из-за этого отдельные малые объемы внутри текущего вещества оказываются на новом отрезке потока в ином положении по отношению к стенкам потока, чем они были раньше, в результате чего плоскость деформации смещается по отношению к ее прежнему положению в этом объеме и, следовательно, изменение размеров этого объема при дальнейшем сдвиге происходит в иных направлениях. Нетрудно видеть, что при большом числе случайных поворотов плоскости деформации по отношению к любому малому объему внутри потока текстура в сечении, перпендикулярном потоку, в конце концов становится беспорядочной при сохранении линейного в целом характера текстуры в продольном сечении потока.

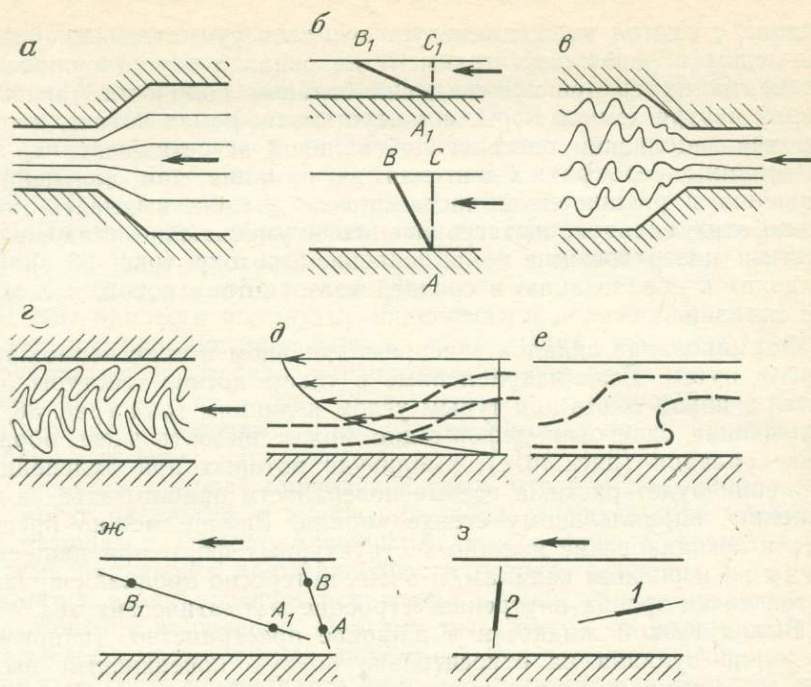


Рис. 36

Приобретаемая вязким материалом потока линейная текстура под влиянием неправильностей формы канала может изменяться и в сечении, продольном к направлению потока. Линейная текстура становится лучше выраженной при входе в более узкую часть потока, так как при этом текущее вещество уменьшается в поперечнике и вытягивается вдоль потока (рис. 36, а). Кроме того, в узкой части потока увеличивается по сравнению с более широкими частями сдвиговая деформация, происходящая при прохождении равных количеств вещества через поперечное сечение потока. Так, на рис. 36, б равные площади треугольников отражают перемещение равных количеств вещества через сечения AC и A_1C_1 : в более мелком потоке угол сдвига больше и это также способствует усилению совершенства линейной текстуры.

Наоборот, выход из узкой части потока в широкую приводит к нарушению линейного характера текстуры. Дело в том, что при этом обычно не происходит процесса, обратного тому, что было на входе в сужение — не происходит равномерного утолщения текущего вещества с соответствующим ему укорочением вдоль потока. Утолщение происходит очень неравномерно и, видимо, существенная роль в нем принадлежит продольному изгибу, поскольку текстуры в месте расширения изгибаются в складки (рис. 36, в), хотя и не столь правильные, как при однородном ужо-

рочении слоистой толщи (следует ожидать существенных различий между образованием таким путем складок в установившемся потоке, например при прохождении больших количеств магмы по каналу внутри земной коры, и в неустановившемся потоке, например при заполнении растекающейся лавой встретившейся на пути впадины рельефа). Сдвиговая деформация при дальнейшем движении в расширенной части потока должна вызывать искажение этих складок, вытягивание их и уменьшение угла между осевыми поверхностями и направлением потока (рис. 36, *г*), что приводит к образованию в средней части потока новой, наложенной складки.

Формирование складок в непрямолинейном потоке возможно и другим путем. Если искривленные в таком потоке текстуры окажутся в новом месте под тупым углом к линиям тока (рис. 36, *д*), дальнейшая сдвиговая деформация может вызвать здесь образование складок (рис. 36, *е*), амплитуда которых при дальнейшем движении будет расти, а осевые поверхности приближаться к положению, параллельному стенке канала. Вполне можно предполагать возникновение подобных структурных форм при движении магмы по неровным каналам, и очень интересно проанализировать с этой точки зрения внутреннее строение магматических тел.

Выход вязкой жидкости в широкое пространство (например, из жерла вулкана на относительно ровную поверхность) вызывает ее растекание во все стороны на большой площади. Если при этом в поднимающейся лаве чем-то выделяются некоторые объемы приблизительно изометричной формы, при растекании они расплющиваются по горизонтали, что должно вести к формированию плоскостных текстур.

Рассмотрим теперь другой путь образования упорядоченных текстур в вязком ламинарном потоке, связанный с тем, что прямая, проходящая в данный момент через любые две частицы течения относительно стенок вещества, как это ясно из рис. 36, *ж*, при очень большой величине сдвига становится практически параллельной направлению сдвига, т. е. линиям тока. Это происходит не только в плоскости деформации, что изображено на рис. 36, *ж*, но и в перпендикулярной к ней плоскости, проходящей через направление сдвига. Пространственное положение жестких включений в вязкой жидкости целиком определяется изменением положения в пространстве окружающих их частиц жидкости. Поэтому все жесткие включения удлиненной формы (например, выделившиеся из расплава игольчатые кристаллы) независимо от их исходной ориентировки поворачиваются в результате сдвиговой деформации окружающей среды, стремясь в пределе занять положение, параллельное линиям тока.

Идеально параллельное расположение удлиненных включений достижимо только при бесконечно большом сдвиге. Так как реальная величина сдвига всегда кончена, это само по себе уже служит причиной обязательно неполной параллельности включе-

ний. Поскольку скорости в вязком ламинарном потоке распределяются в поперечном сечении по параболическому закону, то градиент скорости потока — или, что то же самое, скорость сдвига — возрастает от середины потока к его стенкам.

Если текущая масса по своим свойствам ближе к идеально пластичному материалу, чем к вязкой жидкости, концентрация сдвиговой деформации у стенок еще выше. В связи с этим упорядоченная текстура, образовавшаяся благодаря трению потока о стенки, наиболее ярко выражена у стенок и может совсем не проявиться в центральной части потока.

Чтобы привести вытянутые включения в положение, почти параллельное направлению сдвига, наибольшая величина сдвига требуется для включений, расположенных под очень тупым углом к направлению сдвига (рис. 36, в): поворот на недостаточно большой угол из положения 1 в положение 2 может ориентировать их, наоборот, поперек направления сдвига. Непрямолинейность стенок потока в природе приводит к тому, что в подобном положении могут оказаться и включения, ранее в результате поворота уже ставшие почти параллельными линиям тока. Следовательно, местные нарушения прямолинейности потока приводят и к постоянному возникновению искажений общей упорядоченности в расположении включений. Поэтому мы никогда не видим строгой параллельности вытянутых включений в «текстурах течения»: их упорядоченность проявляется лишь статистически, с большей или меньшей степенью выраженности.

Если прохождение лавы через сужение в канале усиливает линейную текстуру, образованную удлиненными включениями, то выход из такого сужения, наоборот, вызывает поворот включения, различный в разных местах сечения потока, и, следовательно, нарушение упорядоченной текстуры. Если лава, выходя из жерла вулкана, растекается во все стороны тонким слоем по ровной поверхности, трение об эту поверхность будет вести к формированию имеющимся в лаве включениями линейной текстуры, направленной радиально от центра растекания, и тем более совершенной, чем дальше от него.

Мы остановились на процессе формирования текстур в магматическом расплаве, движущемся относительно жестких стенок из вмещающих пород (закономерности которого только к этому классу явлений и относятся), чтобы яснее были отличия условий формирования текстур в толще горных пород, где нет деления на подвижное вещество и вещество стенок, относительно которых этот материал движется. Граничные условия деформации для любого рассматриваемого объема здесь в общем случае совсем иные: как деформируется материал, слагающий рассматриваемый объем, у границы этого объема, так же деформируется и материал, находящийся непосредственно по другую сторону этой границы (если на границе нет нарушения сплошности).

ГЛАВА 7
НАЛОЖЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

В структуре, по-видимому, всех метаморфических, а иногда и неметаморфизованных комплексов отражено последовательное наложение деформаций разных направлений. Ярче всего оно выражается в смятии в складки тел, сплюснутых до почти пластообразного вида предшествующей деформацией, и в смятии в новые складки ранее образовавшейся складчатой структуры (рис. 37, а). При этом в новые складки оказываются смятыми крылья ранних складок, их осевые поверхности и текстуры, связанные с ранними складками. Возможность образования таких структур в результате наложения деформаций проверена экспериментально.

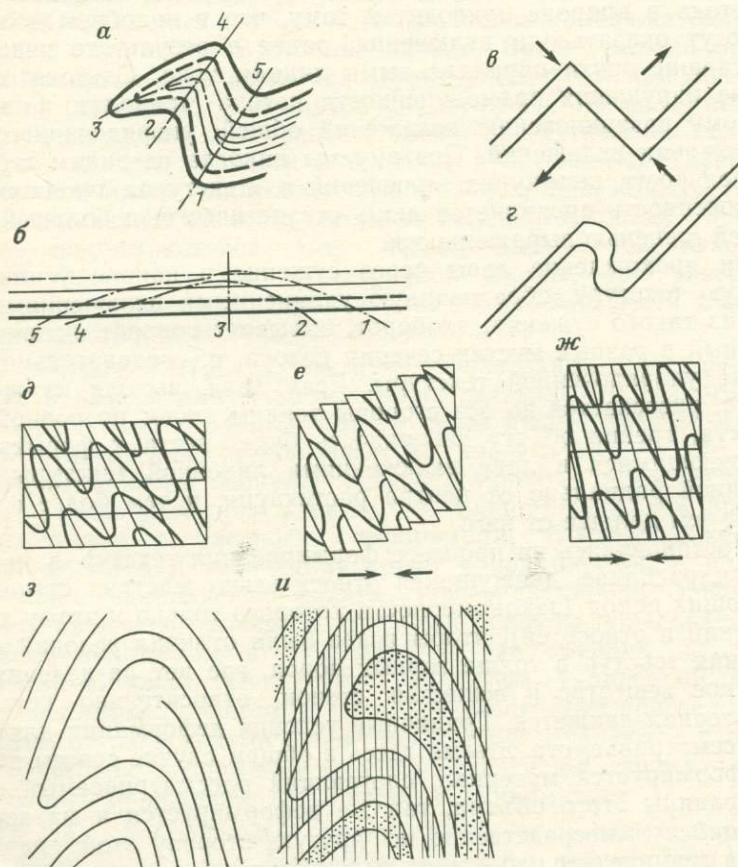


Рис. 37

Иногда высказываются сомнения в необходимости изменения направления деформаций для получения структур такого типа. Ранее была показана несостоятельность этих сомнений [17]. К приведенным доводам можно добавить, что поскольку осевые поверхности складок перпендикулярны к направлению наибольшего укорочения и это направление в деформируемой среде одно, то не могут одновременно формироваться складки с пересекающимися осевыми поверхностями.

Чтобы видеть невозможность одновременного образования наложенных складок, не обязательно даже исходить из какого-либо представления о способе образования складок. Дело в том, что нельзя представить непротиворечивую картину начальной стадии заложения сразу двух систем складок, даже если пренебречь для простоты закономерными изменениями мощности и длины слоев при складкообразовании. Чтобы получить изображение такой гипотетической стадии заложения двух систем складок, отметим в наложенных складках места пересечения их осевых поверхностей с поверхностью каждого слоя (см. рис. 37, а) и распрямим все складки. Мы получим расположение шарниров зарождающихся складок для случая, если бы наложенные складки зарождались одновременно с ранними. Очевидно, что полученная картина совершенно нереальна. Как видно из рис. 37, а, в наложенной складке слои залегают то в прямой, то в обратной последовательности, т. е. если при прямой последовательности слоев складка является синклиналью, то при обратной последовательности слоев той же пачки она становится антиклиналью. Если бы эта наложенная складка закладывалась вместе с более ранней, тогда в ненарушенной еще толще должны были бы закладываться рядом две складки с выпуклостью в одну сторону (на рис. 37, б две синклинали), чтобы одна из них потом сложилась бы в точности со складкой выпуклостью в противоположную сторону (с антиклиналью), образовав с ней одну наложенную складку, что в высшей степени мало вероятно. Даже если считать возможным образование складчатой структуры путем неоднородного поперечного сдвига слоев, и тогда нельзя представить себе сдвиг одновременно в двух направлениях, который мог бы создать такие структуры. Таким образом, объяснить образование наложенных складок можно только изменением направления деформаций.

Условия наложения деформаций

Неравномерность протекания деформаций в земной коре приводит к изменению взаимного пространственного положения объемов горных пород. Этим создаются предпосылки к тому, чтобы на один и тот же объем горных пород воздействия осуществлялись в разное время в различных направлениях, даже если источники этих воздействий не изменялись.

В одних случаях в новые складки сминаются ранее существовавшие текстуры, смятые в сжатые складки и потому приобрета-

шие почти параллельное положение в разных крыльях складок, что позволяет им в дальнейшем изгибаться вместе. В других случаях, как показывают наблюдения над природными складками, механическая расслоенность, изгибающаяся в новые складки, обуславливается плоскостной текстурой, возникшей в связи с ранней складчатостью. Если при этом старая текстура сохранилась, она может не играть никакой роли в механическом смысле и лишь пассивно принимать ту форму, которая получается при изгибе новообразованной текстуры. Все сопутствующие наложенным складкам явления (дополнительные мелкие складки, упорядоченные текстуры) развиваются в них так же, как и в первых складках.

Направление деформации могло изменяться со временем как резко, так и постепенно, и, надо думать, не все изменения направления деформации достаточно отражаются в геологических структурах и текстурах пород, чтобы их можно было обнаружить. Те изменения направления деформации, которые удается обнаружить, считают соответствующими смене направления деформации, и деформации одного направления относят к одному этапу. Таким образом, выделяемые нами этапы деформации не есть нечто абсолютное, они лишь отражают наши возможности обнаруживать в ходе структурных исследований изменения направления деформации. Представление об этапах деформации имеет в основном методическое значение, будучи необходимым для расшифровки структур такого типа.

Если деформации первого этапа не проявились в данном объеме горных пород, для него деформации второго этапа, естественно, оказываются самыми ранними. Если деформации первого этапа привели только к образованию упорядоченной текстуры (например, в интрузивных телах), наложение деформации второго этапа вызывает смятие этих текстур в складки, которые в данном объеме пород оказываются первыми складками, тогда как в окружающих исходно слоистых толщах это будут уже вторые складки.

Хотя при наложении деформаций нового направления возможно наложение новых складок на старые при любом их генезисе, мы рассмотрим только наложение складок продольного укорочения, с которыми приходится встречаться чаще всего. Будем считать, что наложение складок определяет новый этап деформации толщи, если и первые, и вторые складки не единичные, а образуют систему параллельно расположенных складок с закономерной ориентировкой осевых поверхностей и шарниров и другими признаками складок продольного укорочения.

При образовании наложенных складок в метаморфических комплексах роль механической расслоенности, необходимой для образования складок, большей частью (хотя и не всегда) играли новообразованные плоскостные текстуры, возникшие на предшествующих этапах деформации. Поскольку такие текстуры часто имеют однообразное положение в пределах больших объемов пород, это обуславливает обычно правильную, однообразную ориен-

тировку и форму наложенных складок. Слоистость (или любая более ранняя текстура) приобретает при этом более сложную форму, отражающую наложение деформаций разного плана. Так как поверхности сланцеватости и полосчатости создают обычно более тонкую механическую расслоенность, чем поверхности напластования, то в метаморфических комплексах наложенные складки могут быть гораздо более мелкими, чем самые первые складки, в которые смята первичная слоистость.

Появление создающих механическую расслоенность поверхностей ослабленного сцепления в неполосчатых сланцеватых породах связано с существованием спайности, параллельной большим граням пластинчатых минералов. Такие минералы далеко не всегда составляют основную часть породы, а нередко распределены в ней в виде разобщенных зерен, не создавая протяженных поверхностей пониженного сцепления. Тем не менее, можно предполагать, что в такой породе сдвиговые смещения легче всего происходят именно вдоль плоскостей спайности пластинчатых минералов: в этом случае новым поверхностям скольжения в окружающих минералах легче всего возникнуть на продолжении плоскостей спайности, чем в любом другом случайном направлении. Сложнее обстоит дело в этом случае с конкретной оценкой такой характеристики, как толщина слоев, влияющая на размеры складок — этот вопрос требует еще своего исследования. Сам же факт изгибания в складки сланцеватых текстур, непараллельных какой-либо расслоенности, хорошо известен. В полосчатых сланцеватых породах, где параллельно зернам пластинчатых минералов образуются сплошные новообразованные слои, механическая роль спайности пластинчатых минералов проявляется еще резче.

Такие плоскостные текстуры, как кливаж и сланцеватость, которые образуются перпендикулярно к направлению наибольшего укорочения, не могут подвергнуться продольному изгибу, пока направление деформации толщи не изменится настолько, что направление наибольшего укорочения окажется под углом, меньшим, чем 45° к направлению этой текстуры. Ранее (см. рис. 24) было выяснено, что хорошо выраженные складки могут образоваться при угле между направлениями наибольшего укорочения и сминаемой текстурой не более 15° , т. е. для образования очень сжатых наложенных складок в результате продольного изгиба плоскостных текстур предыдущего этапа необходимо, чтобы угол между прежним и новым направлениями наибольшего укорочения был близок к прямому. Поэтому, анализируя наложенные деформации, при которых в новые складки сминаются или текстуры, образовавшиеся на предыдущем этапе, или практически параллельные крылья ранее тесно сжатых складок, в первом приближении можно считать, что новое направление наибольшего укорочения перпендикулярно прежнему.

В природе, однако, можно ожидать любых изменений направления деформации. Пусть на некотором этапе деформации образовались открытые складки с углами между крыльями около 90°

и прежняя слоистость сохранила свое механическое значение (рис. 37, в). Если новое направление наибольшего укорочения проходит под углом к прежнему около 45° при сохранении прежнего положения плоскости деформации (рис. 37, з), то на тех крыльях складок, которые субпараллельны новому направлению укорочения, возможно образование более мелких новых складок. Здесь следует иметь в виду, что на предыдущей стадии складкообразования складки приобрели оптимальные для данных слоев размеры. Для дальнейшего смятия слоев в складки меньшего размера требуются значительно большие усилия, и потому не исключена возможность, что энергетически более выгодным окажется не образование мелких новых складок, а однородное укорочение крыльев. Наоборот, в крыльях, субперпендикулярных укорочению, будет идти только утоньшение слоев. Таким образом, изменение направления деформации после образования складок может в одних местах привести к появлению новых складок, а в других — нет.

Если ко времени изменения направления деформации уже сформировалась плоскостная текстура, параллельная осевым поверхностям ранних складок, уничтожив механическое значение прежней слоистости (рис. 37, д), то изменение направления наибольшего укорочения на малый угол делает возможным дальнейшую деформацию толщи либо путем сдвига вдоль этой плоскостной текстуры (рис. 37, е), либо путем однородного укорочения-удлинения, как на рис. 37, ж (плоскость деформации при этом может и остаться прежней, и измениться). В обоих случаях наложенные складки не образуются, в связи с чем изменения направления деформации можно и не заметить. Следовательно, когда мы по изменениям направления деформации выделяем ее этапы, мы учитываем не все изменения, а только те, которые запечатлелись в структуре, что сделало возможным их обнаружение.

Различные варианты наложения складок

Разберем простейшие варианты наложения складок продольного укорочения, ограничиваясь случаями, когда деформации каждого этапа плоские, плоскость наложенной деформации перпендикулярна к плоскости ранней деформации или совпадает с ней, а оси наложенной деформации либо обе совпадают с осями ранней деформации, либо одна из них перпендикулярна к ним. При этом имеем в виду, что в идеальном случае плоскость деформации перпендикулярна к шарниру складки, осевая плоскость складки перпендикулярна к направлению наибольшего укорочения, а шарнир перпендикулярен к направлению наибольшего удлинения.

Обозначим, как это принято, направление шарнира ранней складки через b , перпендикуляр к нему в осевой плоскости через a и перпендикуляр к осевой плоскости через c (помня, однако, что осевая плоскость ab — не «плоскость скольжения» и a — не «направление движения» в том смысле, как это принимается ги-

потезой «пассивных складок»). Через $Ш_1$ и $Ш_2$ обозначим соответственно шарниры ранних и наложенных складок, а через $ОП_1$ и $ОП_2$ — осевые плоскости ранних и наложенных складок.

При принятых нами условиях возможны пять вариантов нового положения осей плоской деформации по отношению к основным направлениям в ранней складке и, следовательно, к осям деформации при ее образовании (шестой вариант соответствует расположению осей при образовании ранней складки и может привести только к ее дальнейшему росту). По осям a , b и c происходит следующее:

$a (\perp Ш_1, \parallel ОП_1)$	$b (\parallel Ш_1)$	$c (\perp ОП_1)$	на рис. 38
1) удлинение	укорочение	—	$a-d$
2) укорочение	—	удлинение	$e-u$
3) —	укорочение	удлинение	$k-n$
4) —	удлинение	укорочение	o
5) укорочение	удлинение	—	p

Эти варианты показаны на рис. 38, где за исходные взяты прямые складки с горизонтальными шарнирами, хотя их можно повернуть как угодно — от этого изменится только положение наложенных складок. Рассмотрим эти варианты.

1. Наибольшее укорочение смятой в складки толщи происходит вдоль шарниров ранних складок, а направление наибольшего удлинения перпендикулярно к зеркалу ранних складок и соответственно к их шарнирам (рис. 38, $a-d$). Деформация происходит в осевых плоскостях ранних складок. Результат зависит от того, какова степень сжатости ранних складок и насколько сохранили свое механическое значение текстуры, смятые в ранние складки. При достаточно открытых ранних складках, в которых исходная слоистая текстура не подвергалась перестройке, эта текстура сминается в новые складки, поперечные к более ранним. Возникает (рис. 38, e) так называемая пересекающаяся складчатость [22]* с образованием куполообразных форм в местах пересечения антиклиналей и мульдообразных — в местах пересечения синклиналей (четкая система расположения этих складок позволяет легко отличить их от куполов и мульд, образующихся при поперечном воздействии). Осевые плоскости ранних складок остаются плоскими, а шарниры ранних складок испытывают изгиб в этих плоскостях. Шарниры новых складок в замках ранних складок нормальны к шарнирам и осевым поверхностям ранних складок, а на крыльях ранних складок параллельны линии падения крыльев. Соотношения между основными элементами ранних и наложенных складок можно записать в следующем виде: $ОП_2 \perp ОП_1$, $Ш_2 \perp Ш_1$, $ОП_2 \perp Ш_1$ (см. рис. 38, b). Угол между

* В [22] результат наложения складок определяется путем суммирования третьей координаты z двух смятых в складки поверхностей, занимающих одну и ту же площадь в плоскости XY . При полной геометрической безупречности проведенных преобразований полученные модели наложения складчатостей не отражают никакого реального физического процесса и потому имеют весьма отдаленное отношение к действительности.

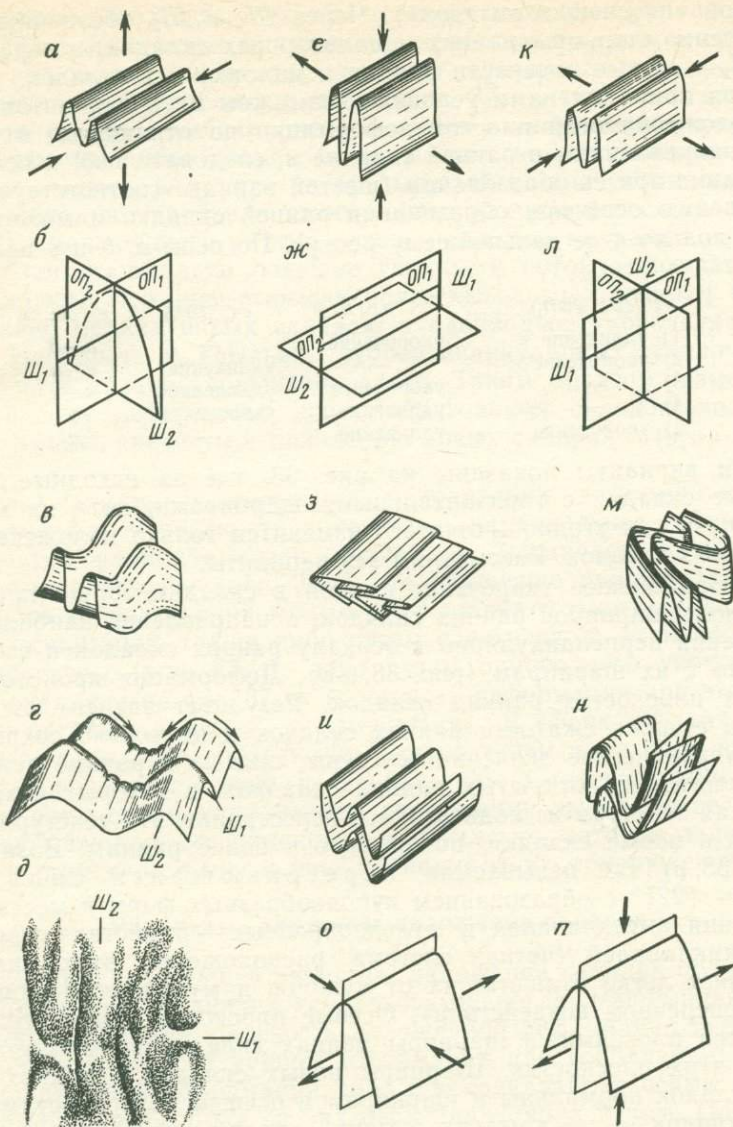


Рис. 38

$Ш_2$ и $ОП_1$ изменяется в зависимости от падения слоев в крыльях ранних складок, достигая прямого в месте пересечения $Ш_1$ и $Ш_2$. Поскольку $Ш_1$ изгибаются в ходе наложенной деформации, соотношения $Ш_2 \perp Ш_1$ и $ОП_2 \perp Ш_1$ справедливы только для ее начального этапа, сохраняясь на всех стадиях деформации лишь в точках пересечения шарниров.

Слои в наложенных антиклиналях испытывают укорочение вдоль шарниров ранних синклиналей и удлинение вдоль шарниров ранних антиклиналей, что может привести к образованию в местах сжатия дополнительных складок, поперечных к ранним (рис. 38, *г*). В наложенных синклиналях наблюдается обратная картина. Чем теснее сжаты ранние складки, тем больше величина такой деформации при одной и той же степени сжатости наложенных складок. В связи с этим, как подмечено при моделировании [36], наложенные складки могут не проходить насквозь через замки ранних складок, угасая в них и сменяясь на своем продолжении складками с обратным направлением выпуклости (рис. 38, *д* — вид модели сверху). Этими признаками можно воспользоваться, чтобы определить, которая из двух пересекающихся систем складок более ранняя.

Если толща с двумя пересекающимися системами складок подвергнется в дальнейшем трехмерной деформации с всесторонним укорочением в плоскости зеркала складок и удлинением перпендикулярно к нему, образовавшиеся на пересечении одноименных складок купола и мульды при большой величине деформации превращаются в сосульковидные складки (см. рис. 27, *з*).

Чем сильнее сжаты ранние складки, тем больше сопротивление толщи изгибу в осевых плоскостях этих складок и тем труднее наложенной деформации осуществляться через образование поперечных складок. Когда ранние складки очень сильно сжаты, или когда механическое значение слоистости уничтожено сланцеватостью или кливажем, в толще пород исчезают поверхности, образующие с направлением удлинения угол, достаточно близкий к прямому, которые могли бы изгибаться в складки путем деформации в осевой плоскости ранних складок при укорочении вдоль их шарниров. Поэтому, хотя возможность наложения деформации такого направления на сжатые складки не исключена, совершенно неясно, каким может быть ее структурный результат. Возможно, с таким наложением деформаций связаны встречающиеся иногда случаи изгиба линейных текстур в осевых плоскостях складок, в которых они образовались, однако осуществимость этого процесса не исследована.

Возможно, описания структур, образовавшихся при таком наложении деформаций, отсутствуют не только потому, что они не изучены или их трудно распознать: если направление наибольшего укорочения задается внешними условиями наложенной деформации, то направление наибольшего удлинения может в значительной мере определяться строением деформируемой толщи. Очевидно, что при вертикальной или крутопадающей плоскостной текстуре горизонтальное укорочение вдоль этой текстуры гораздо легче идет с удлинением в горизонтальном же направлении поперек нее так как при этом возможен изгиб (создавая иной вариант наложения деформаций), чем с удлинением по вертикали вдоль плоскостной текстуры, когда изгиб невозможен. Разумеется,

во всех случаях надо, чтобы для удлинения по горизонтали находилось необходимое пространство.

2. Наложенная деформация осуществляется в той же плоскости, что и при образовании ранних складок, но направление деформации прямо противоположно: наибольшее укорочение параллельно осевым поверхностям ранних складок и перпендикулярно к их шарнирам, а наибольшее удлинение — перпендикулярно к их осевым поверхностям (рис. 38, *e-u*).

Структурный результат этого варианта наложенной деформации, видимо, зависит от характера ранней складчатости. Если ранние складки открытые и параллельно их осевым поверхностям не образовалась новая текстура, видимо, можно ожидать выпрямления ранее образовавшихся изгибов (что так привычно в обыденной практике). Так действительно бывает, поскольку наблюдалось, как жила, секущая складки приблизительно параллельно их зеркалу, была разорвана на будины, раздвинутые в направлении, перпендикулярном к шарнирам складок. В приповерхностных условиях при таком плане деформаций и субгоризонтальном зеркале ранних складок вполне естественно ожидать, что деформация толщи может пойти через образование наклонных нормальных сбросов.

Если ранние складки сильно сжаты или если при их образовании возникла плоскостная текстура, параллельная осевым поверхностям, наложенная деформация такого направления приводит к образованию новых складок. Соотношения их элементов с ранними складками таковы (рис. 38, *ж*): $Ш_2 \parallel Ш_1$, $Ш_2 \parallel ОП_1$, $ОП_2 \parallel Ш_1$ и (на начальной стадии деформации и в замках складок) $ОП_2 \perp ОП_1$. Это, пожалуй, наиболее распространенный случай наложения складок в метаморфических комплексах. Наложенные складки с шарнирами, практически параллельными шарнирам ранних складок, отмечаются в этих комплексах почти всюду, из чего можно заключить, что смена плана деформации на противоположный была обычным явлением в истории их развития. В то же время именно из-за параллельности шарниров (а, следовательно, и связанных с ними линейных текстур) эти складки часто труднее обнаружить и отделить их от ранних, чем наложенные складки другой ориентировки. Видимо, с таким вариантом наложения деформаций может быть связана встречающаяся иногда сланцеватость, секущая складки с крыла на крыло, под углом к осевым плоскостям. Некоторые исследователи считают, что складки разных генераций, имеющие параллельные шарниры, следует относить к одному деформационному циклу, и это не лишено оснований [30].

При близком к вертикальному положению осевых поверхностей ранних складок и параллельных им текстур и горизонтальных шарнирах рассматриваемый вариант наложения новой деформации создает лежачие складки (рис. 38, *з*). Крылья и осевые поверхности ранних прямых складок, изгибаясь, поворачиваются и, если новые складки сжаты до изоклинальных, ранние складки

становятся в крыльях новых складок тоже лежащими. Если ранние складки лежащие, то новые будут прямыми (рис. 38, *и*). Поворот ранних лежащих складок при изгибе превращает их в наклонные, а при большой сжатости новых складок — в прямые (за исключением замков новых складок, где ранние складки хотя и изгибаются, но остаются в прежнем положении, т. е. лежащими).

3. Направление наибольшего укорочения параллельно шарнирам ранних складок, а направление наибольшего удлинения перпендикулярно к их осевым поверхностям (рис. 38, *к-н*). Что происходит в такой ситуации с открытыми складками — совершенно неизвестно (подходя чисто геометрически, можно ожидать, что они должны при этом становиться еще более открытыми, но, видимо, этот процесс не многим вероятнее, чем деформация плоских слоев в плоскости слоистости без появления изгибов и с сохранением прежней мощности). Для тех случаев, когда ранние складки сильно сжаты или образование плоскостных текстур, параллельных их осевым поверхностям, практически уничтожил механическое значение прежней слоистости, такое наложение деформаций широко распространено. Оно вызывает изгиб и осевых поверхностей, и шарниров ранних складок. Для начального этапа наложенной деформации соотношения элементов ранних и наложенных складок можно записать так: $Ш_2 \perp Ш_1$, $ОП_2 \perp Ш_1$ и $ОП_2 \perp ОП_1$. Если в новые складки изогнуты текстуры, параллельные осевым поверхностям ранних складок, $Ш_2 \parallel ОП_1$, если в новые складки изогнуты те же текстуры, что и в более ранних складках, угол между $Ш_2$ и $ОП_1$ зависит от степени их сжатости.

При субвертикальных осевых поверхностях ранних складок такое наложение деформаций создает систему новых складок с крутыми шарнирами (рис. 38, *л*). При субгоризонтальном положении осевых поверхностей ранних складок такой вариант наложения деформаций создает новые прямые складки с субгоризонтальными шарнирами, а шарниры и осевые поверхности ранних лежащих складок, поворачиваясь, приобретают крутое положение, т. е. лежащие складки превращаются в крутых крыльях наложенных складок в складки с субвертикальными шарнирами (рис. 38, *н*).

4. Направление наибольшего укорочения остается то же, что и при ранней деформации, а наибольшее удлинение происходит вдоль шарниров ранних складок (рис. 38, *о*). Этот вариант кажется мало вероятным, так как требует, чтобы удлинение вдоль осевых плоскостей ранних складок перпендикулярно к их шарнирам, т. е. в направлении, в котором оно осуществляется легче всего (через изгиб слоев), сменилось удлинением в направлении, в котором удлинению ничто не способствует. Однако нельзя отрицать его возможность (как и любого другого положения осей деформации). Наложённые складки при этом образоваться не могут, поскольку нет текстур, перпендикулярно к которым шло бы удлинение и которые могли бы изгибаться в наложенные складки. В приповерхностных условиях удлинению складок вдоль

шарниров (при том же укорочении, какое было при росте складки) нередко соответствует образованию диагональных сдвигов. В глубинных зонах земной коры, где однородная деформация весьма обычна, можно ожидать, что деформация выразится в увеличении степени сжатости складок за счет их вытягивания вдоль шарниров. Будинаж слоев при таком вытягивании складок должен приводить к образованию будин с длинной осью не вдоль шарниров, как обычно, а перпендикулярно к ним, а также к вытягиванию минеральных агрегатов и отдельных зерен минералов параллельно шарнирам. Такого сочетания ориентировок будин и минеральной линейности, кажется, никто не описывал, но, может быть, на это просто не обращали внимания; во всяком случае, осуществимость такого сочетания стоит проверить. Но этот вариант наложения деформаций трудно отличить от одноактной трехмерной деформации, когда удлинение сминаемой толщи идет одновременно и перпендикулярно к шарнирам, и вдоль шарниров.

5. Наложенная деформация происходит в осевой плоскости ранних складок, причем наибольшее укорочение перпендикулярно к их шарнирам, а наибольшее удлинение параллельно шарнирам (рис. 38, *n*). Этот случай не отмечался в геологических описаниях и не изучался на моделях. Наложенные складки в этих условиях, как и в предыдущем варианте, образоваться не могут. Теоретически, такая наложенная деформация могла бы вести к уменьшению амплитуды ранее существовавших складок за счет их удлинения вдоль шарниров, к образованию сланцеватости, секущей ранние складки с крыла на крыло, к образованию линейных текстур, параллельных направлению удлинения, т. е. параллельных шарнирам ранних складок. Обнаружить такую наложенную деформацию можно только по секущей сланцеватости, но для того, чтобы отличить ее от так же секущей крылья сланцеватости, которая может возникнуть при варианте 2, нужны дополнительные данные о линейной ориентировке минералов, образующих эту секущую сланцеватость (она может указывать на то, как шло удлинение — вдоль шарниров или поперек). Этот вариант наложения деформаций, как и предыдущий, не исследован.

Итак, из пяти основных вариантов наложения деформации только в трех происходит образование новых складок. Один из них осуществляется при наибольшем укорочении, параллельном к зеркалу ранних складок (вдоль шарниров), и удлинении, перпендикулярном к нему, если степень сжатости ранних складок невелика. Два других варианта протекают при наибольшем укорочении, параллельном осевым поверхностям ранних складок, и обычно осуществляются при большой сжатости ранних складок или хорошем развитии связанных с ними плоскостных текстур.

В природе направления наибольшего укорочения и удлинения при наложенной деформации могут идти и под косыми углами к основным элементам ранних складок, что практически исключает возможность сплошного развития системы новых складок, выражается в искажении формы ранних складок и образовании новых

складок только на подходящим образом ориентированных крыльях ранних.

Два последних варианта наложения деформаций (4 и 5), отвечающие удлинению вдоль шарниров ранних складок, не только трудно распознаваемы, но, как можно предполагать, и довольно редко осуществляются в природе, поскольку направления максимального удлинения и укорочения, видимо, зависят не только от внешних условий, но и от того, в каких направлениях деформируемый объем оказывает большее сопротивление деформации и в каких — меньшее. Слоистая среда оказывает наибольшее сопротивление деформациям в тех направлениях, при которых не может осуществляться изгиб слоев. Поэтому те варианты наложения деформаций, при которых не может происходить образование складок, видимо, и не приводят к большим деформациям, хотя, строго говоря, характер течения процесса в этих случаях зависит от того, что именно задается внешними условиями: величина и направление действующих сил или величина и направление смещения границ деформируемого объема. Когда этими условиями задается величина и направление смещения (что для небольших объемов земной коры вероятнее), деформационные свойства среды, казалось бы, не должны влиять на то, в каком направлении пойдет деформация данного объема. Однако эксперименты с модельными материалами показывают, что свойства среды могут обусловить протекание в ней деформаций, направление которых не соответствует задаваемому внешними условиями. Так, при экспериментах со сжатием ранних складок вдоль их шарниров при отсутствии возможности удлинения, перпендикулярного к осевым плоскостям ранних складок (вариант 1, рис. 38, *a*), местами все же возникали новые складки с крутыми шарнирами, соответствующие варианту 3 (рис. 38, *м* [45]). Необходимое для этого удлинение в направлении, перпендикулярном к осевым поверхностям ранних складок, обеспечивалось тем, что в направлении удлинения толщи в целом выжимался материал соседних, более податливых слоев.

Поскольку при наложенных деформациях изгибу подвергается уже не параллельно-слоистая толща, в которой свойства слоев можно считать не изменяющимися вдоль слоистости, а среда с более сложной структурой, это, несомненно, накладывает отпечаток на характер деформации. Когда формирование ранней складчатой структуры не сопровождается появлением новой плоскостной текстуры, роль механической расслоенности при образовании новых складок играет та же плоскостная текстура, что и при образовании ранних складок. Но она после ранней складчатости имеет различную ориентировку в разных частях складки. Поэтому новые складки формируются, приобретая в разных частях ранних складок разное положение осевых поверхностей и шарниров. Кроме того, когда в крыло новой складки попадает замок ранней складки (рис. 37, *з*), скольжение слоев друг по другу, необходимое для протекания изгиба, в этом крыле происходит труд-

нее, чем в крыле, в которое попало только крыло ранней складки. Это может привести к асимметрии новой складки (более детально этот вопрос пока не исследован).

Если при образовании наложенных складок механическое значение имеет не более ранняя, изогнутая в ранние складки слоистая текстура, а та, которая образовалась вместе с этими складками, влияние ранней складчатой структуры на характер новых складок, несомненно, значительно меньше, но не исключается полностью. Поскольку в этом случае текстуры, которые будут изгибаться в новые складки, пересекают разные породы (рис. 37, *u*), то, с одной стороны, образуемые ими новые «слои» имеют различные свойства в разных своих частях, причем это изменение может происходить очень часто (в зависимости от мощности пересекаемых этой текстурой тел), и притом для разных «слоев» почти в одних и тех же местах. С другой стороны, различия свойств соседних «слоев», поскольку они на некотором протяжении образовались из одной и той же породы и обычно имеют приблизительно одинаковую мощность, практически отсутствуют. Иначе говоря, толща с новообразованной плоскостной текстурой в направлении, поперечном к этой текстуре, может быть более однородной, чем первично слоистая, а в направлении вдоль этой текстуры она явно неоднородна. Все это не может не накладывать отпечатка на характер формирующихся складок, но пока что об этом приходится говорить лишь в порядке постановки вопроса, так как он совершенно не изучался. Можно думать, что специфика наложенной деформации по сравнению с первой деформацией выражена тем менее ярко, чем более тесно сжаты ранние складки. Если они изоклиналильны, а связанная с ними плоскостная текстура хорошо развита, деформационные свойства толщи такого строения мало чем отличаются от свойств толщи с первичной параллельной слоистостью.

Наложённые деформации, как и ранние, не сводятся только к изгибанию уже имевшихся плоскостных текстур. В их ходе осуществляется и однородная деформация укорочения-удлинения. Поскольку наложенной деформации обычно подвергаются породы сланцеватые или с кливажем, а частота поверхностей сланцеватости и кливажа во много раз больше, чем поверхностей пластовой отдельности, роль однородной деформации до изгиба едва ли очень заметна. Однако большая частота поверхностей расслоения не препятствует однородной деформации после изгиба. Она проявлена очень широко, что видно из весьма обычного утоньшения крыльев наложенных складок. Когда в крылья наложенных складок попадают замковые части ранних складок (см. рис. 37, *з*), однородная деформация приводит к увеличению степени сжатости последних по сравнению с исходной. С этим в какой-то мере может быть связан тот факт, что ранние складки почти всегда более тесно сжаты, чем наложенные, но из этого не следует, что широко распространенные изоклиналильные складки обязательно стали такими лишь в ходе наложенных деформаций. В замках на-

ложенных складок благодаря происходящему здесь утолщению изгибаемых тел ранние складки могут стать только более открытыми (см. рис. 37, з). Если в замках наложенных складок ранние складки изоклиналины, значит такими они были и до наложения новых складок.

Приведенный анализ наложенных деформаций относится в основном к случаям, когда изменяется направление деформации больших объемов земной коры, охватывающих много складок. Кроме того, многочисленны варианты локального наложения деформаций, не связанных с каким-либо новым этапом деформаций крупных объемов. Таково, например, образование складок между будинами, возникающими на раздавливаемом крыле крупной складки: эти межбудиные складки формируются при продолжающемся росте осложняемой складки, но являются результатом деформации иного направления и имеют иное положение в пространстве.

Лежачие складки

Выше мы рассмотрели структуры, получающиеся при наложении деформаций разного плана. Но из этого еще не очевидно, что такие же результаты не могут быть получены каким-либо иным путем. Особенно большой интерес вызывает в связи с этим образование лежачих складок. В неметаморфизованных толщах лежачие складки не часты, и если встречаются, то всегда в сложной структурной обстановке. В подавляющем большинстве метаморфических комплексов описываются лежачие изоклиналинные складки, а в древних глубоко метаморфизованных комплексах их образование хотя бы на одном из этапов развития, по-видимому, обязательно.

Можно предположить разные способы образования лежачих складок: 1) поворот прямых складок на 90° вокруг горизонтальной оси, параллельной к их шарнирам; 2) горизонтальный сдвиг верхней части моноклинали относительно нижней в сторону падения; 3) сдвиг на угол, близкий к прямому, верхних частей смятой в прямые складки толщи относительно ее нижних частей в горизонтальном направлении перпендикулярно к шарнирам; 4) вертикальное укорочение объемов пород с вертикальными плоскостными текстурами при возможности удлинения в направлении, перпендикулярном к этим текстурам (см. рис. 38, з).

Лежачие складки, представляющие собой, видимо, повернутые на бок ранее прямые складки, наблюдаются, например, внутри некоторых тектонических покровов (Швейцарские Альпы). Это не наложенные складки, они образованы первичной слоистостью и в них сохраняется нормальная последовательность слоев. Не исключена возможность, что и в более глубоких зонах земной коры в результате поворота отдельных ее частей ранее прямые складки могут стать лежачими [8, 30]. Однако, если лежачие складки одинаковой ориентировки занимают площадь, размеры которой попе-

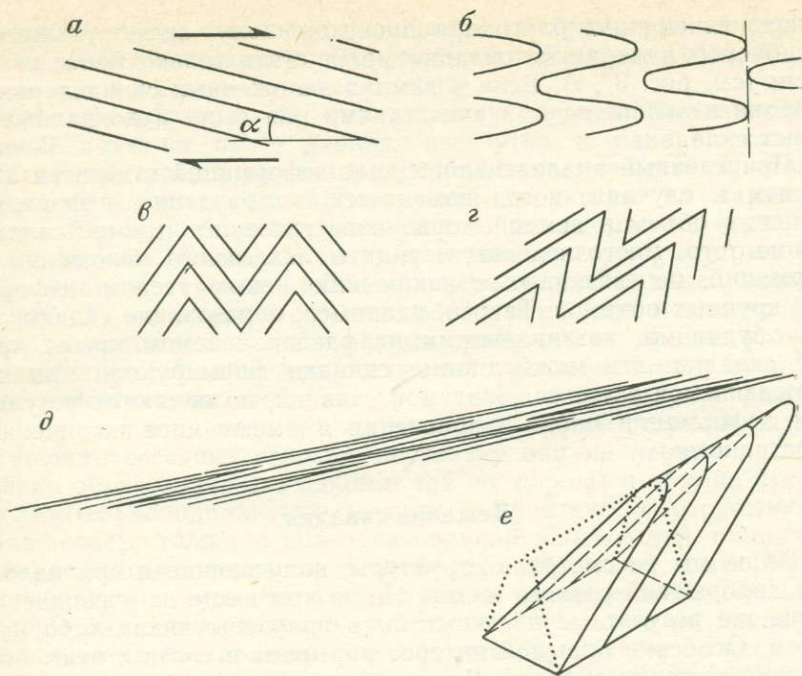


Рис. 39

рек шарниров измеряются десятками километров, возможность однообразного поворота столь огромных объемов земной коры в высшей степени нереальна (в случае поворота на 90° огромного блока пород мы видели бы в направлении поперек шарниров зональность метаморфизма, соответствующую такому же размаху по глубине, каковы сейчас размеры по горизонтали).

Теоретически возможно образование лежащих складок в результате сдвига верхних частей наклонной толщи относительно нижних в сторону падения (рис. 39, а, б). Если угол сдвига будет составлять в сумме с исходным углом падения 90° , зеркало складок будет вертикальным, а складки — лежащими. Причиной образования складок здесь является укорочение вдоль первоначально наклонных слоев или текстур, протекающее в своеобразных условиях [43, 47]. Однако предположение, что угол сдвига будет определяться предшествующим углом падения, в высшей степени искусственно. Если сумма углов не равна 90° , складки будут не лежащими, а наклонными. При этом должна наблюдаться зависимость степени сжатости складок от угла падения их осевых плоскостей, что если и бывает, то очень редко. Следовательно, образование развитых на большой площади лежащих, в особенности сильно сжатых, складок таким путем очень мало вероятно.

В принципе не исключена возможность образования лежащих складок в бывшей горизонтально наслоенной толще, смятой в

прямые складки, в результате сдвига на большое расстояние верхних ее частей относительно нижних (рис. 39, в-д). Например, при смещении верхних частей смятой в прямые складки толщи, имеющей после складкообразования мощность 5 км, относительно ее нижних частей на 30 км должны получиться складки с углом падения осевых поверхностей около 10° , которые уже трудно отличить от истинно лежащих складок. Такой вариант образования лежащих складок в глубинных зонах земной коры, казалось бы, согласуется с распространенными сейчас представлениями о громадных горизонтальных смещениях больших плит литосферы. Однако едва ли такой процесс осуществляется в сколько-нибудь широких масштабах. Дело не только в том, что мало вероятно осуществление в земной коре условий, при которых мог бы происходить такой огромный сдвиг. Это предположение плохо согласуется с имеющимися структурными данными.

Во-первых, таким путем не могут получиться строго лежащие складки: они всегда будут только наклонные, притом наклонены все в одну сторону однообразно на огромной площади. Геологические же данные, наоборот, скорее говорят о разнообразии направлений опрокидывания складок (хотя гораздо чаще оно, к сожалению, остается неизвестным).

Во-вторых, преобразоваться таким способом в почти лежащие могут только складки, шарниры которых образуют достаточно близкий к прямому угол с направлением сдвига. При сдвиге верхних частей прямых складок относительно нижних не поперек, а вдоль шарниров (рис. 39, е), складки останутся прямыми. Следовательно, если исходные прямые складки имеют разные простирания, то при таком сдвиге часть из них должна стать почти лежащими, часть — наклонными под разными углами, а часть — остаться прямыми. Хотя специального исследования этого вопроса не проводилось, но такого явления, чтобы прямые, наклонные и лежащие складки были разновозрастны и угол падения их осевых поверхностей зависел бы от их простирания, кажется, никто еще не описывал. Кроме того, ранние линейные текстуры, изогнутые в такие складки, должны были бы приобретать в ходе сдвига вдоль шарнира совершенно определенное пространственное положение: изгибаясь в замках, на крыльях погружаться и притом очень полого в направлении сдвига низов толщи (см. рис. 39, е). Такое поведение линейности отмечается крайне редко.

В-третьих, если бы лежащие складки формировались путем сдвига прямых складок, то в их подвернутых крыльях слои должны были бы быть более мощными, чем в нормальных крыльях, причем эта разница должна зависеть от угла между зеркалом складок и их осевыми плоскостями и особенно хорошо быть видна при не очень большом опрокидывании складок (см. рис. 39, е, д). Хотя складки этого вида иногда наблюдаются, однако среди опрокинутых складок резко преобладают складки с уменьшенной мощностью слоев в подвернутых крыльях, что противоречит предложенному механизму их образования.

Наконец, в природе мы практически не видим, чтобы в конкретных структурах наряду с лежащими были развиты наклонные более открытые складки той же генерации, которые могли бы рассматриваться как результат промежуточных стадий предполагаемого процесса. В предположенном варианте процесса складки становятся близкими к лежащим только тогда, когда они уже стали практически изоклинальными. В природе же мы, наоборот, чаще встречаем среди лежащих складок одной генерации складки, имеющие разную степень сжатости — от слабой волнистости, осложняющей вертикально стоящие текстуры, через открытые складки до изоклинальных. Именно это заставляет думать, что лежащие складки образуются чаще всего тем способом, который мы рассматривали ранее: при вертикальном укорочении объемов пород, уже обладающих вертикальными или субвертикальными текстурами. Доводом в пользу образования лежащих складок в большинстве случаев в условиях вертикального укорочения является и то, что их зеркало обычно бывает наклонным или вертикальным, тогда как у лежащих складок, образовавшихся из прямых за счет сдвига по горизонтали, зеркало должно бы быть горизонтальным.

При образовании лежащих складок в условиях вертикального укорочения они являются не первыми складками осадочных слоев, а всегда наложенными. Они могут быть первыми складками крутопадающих жил, даек, новообразованных текстур. Распространенность именно этого способа образования лежащих складок подтверждается тем, что почти всегда в них смята не первичная слоистость, а упорядоченные текстуры, образовавшиеся в ходе предшествующей деформации.

Хотя особенности строения практически всех встречающихся лежащих складок объясняются образованием их путем вертикального укорочения объемов пород с крутопадающими текстурами [30], тем не менее не прекращаются поиски какого-либо иного способа образования таких складок. Неудовлетворенность наиболее естественным объяснением их происхождения связана с существованием представления о широком распространении, особенно в метаморфических комплексах, мелких локально развитых лежащих складок, чередующихся с недеформированными слоями, так что «стратиграфические единицы сколько-нибудь заметной мощности оказываются недислоцированными» [18, с. 88]. Эта точка зрения, высказанная еще десятилетия назад, не подтверждается проведенными в самых разных районах весьма детальными геологическими съемками метаморфических комплексов различного уровня метаморфизма и разного возраста [30]. Однако в результате изучения истории деформаций многих метаморфических комплексов оказалось, что самыми ранними расшифрованными структурами часто являются именно лежащие тесно сжатые складки. Отсюда и возникли попытки обнаружить в земной коре такие процессы, которые могли бы «без каких-либо промежуточных стадий дислоцировать горизонтально- или пологозалегающие

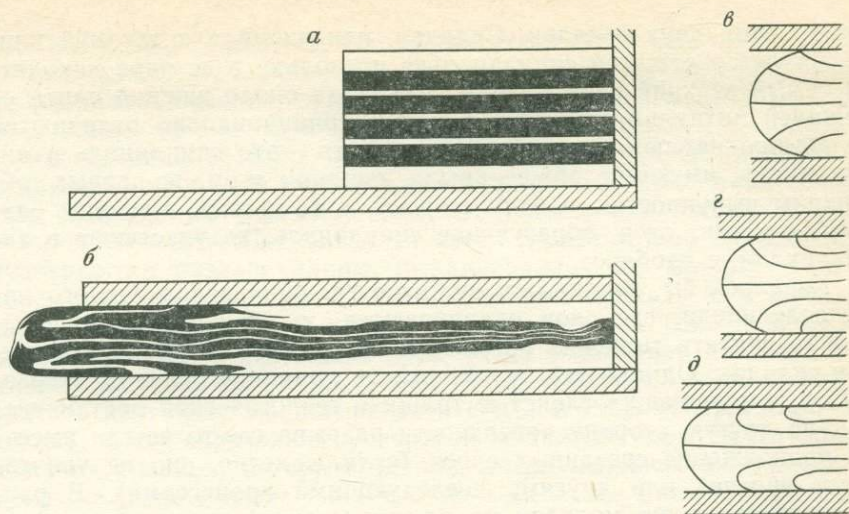


Рис. 40

слои в лежачие складки различной степени сжатости, до изокли-
нальных» [18, с. 90].

Реальной необходимости поисков такого способа нет, поскольку в подавляющем большинстве случаев в самые ранние лежачие складки оказываются смятыми не слоистость, а заведомо вторичные текстуры. Тем не менее интересно познакомиться с попытками отыскать этот способ, которые делались не десятилетия назад, а в самое последнее время, когда о закономерностях тектонических деформаций стало уже многое известно.

Так, Ю. В. Миллер считает, что ему удалось в эксперименте на модельном материале получить лежачие складки в недислоцированной горизонтальной толще и, следовательно, возможность образования таких структур доказана. Результаты его эксперимента воспроизведены на рис. 40, а и б [18, рис. 2].

Модель до деформации представляла собой прямоугольный параллелепипед из горизонтально-слоистого материала и была ограничена с пяти сторон жесткими плитами, а одна из сторон, перпендикулярных слоистости, оставалась свободной. Затем производилось сближение верхней и нижней плит, которое должно было имитировать вертикальное раздавливание толщи, и материал модели вынужден был выдавливаться в сторону ее свободной поверхности, в незанятое пространство между верхней и нижней плитами.

Основная особенность получившейся здесь структуры состоит в том (см. рис. 40, б), что около обеих сближающихся плит образовалось по одной сжатой складке с осевыми поверхностями, параллельными плитам и соответственно — исходному положению слоистости. Остальная часть модели представляет собой общее

крыло этих двух складок. Складка, прилежащая к верхней плите, является лежачей синклиналью, поскольку в ее ядре находится самый верхний слой модели, а складка около нижней плиты — лежачей антиклиналью. Эти складки принципиально отличаются от обычно наблюдаемых в природе. Хотя — это синклиналь и антиклиналь, имеющие общее крыло, они при этом, во-первых, обращены выпуклостью в одну сторону, а во-вторых, сложены разными слоями: слои, образующие синклиналь, не участвуют в антиклинали, и наоборот.

Казалось бы, верхнюю и нижнюю границы раздавленного параллелепипеда, где слои оканчиваются у сближавшихся плит, можно считать моделью разрывных нарушений, срезающих крылья складок. Однако эти поверхности в принципе отличны от разрывов, нарушающих слоистые толщи в геологической обстановке: там по другую сторону поверхности разрыва где-то всегда имеется продолжение срезанных слоев (если, конечно, оно не уничтожено эрозией или другими последующими процессами). В рассматриваемых же моделях по другую сторону кажущихся «поверхностей срезания», т. е. верхней и нижней границ модели, никакого продолжения слоев нет и никогда не было. Здесь все происходило совсем иначе: сначала существовала «поверхность срезания» слоев в виде свободной вертикальной стороны модели, где оканчивались все слои, потом эта поверхность в ходе опыта очень сильно деформировалась и вытянулась, и ее части прилегли вплотную к верхней и нижней плитам, создав здесь впечатление срезания слоев.

Таким образом, получившаяся на моделях структура крайне своеобразна и ее никак нельзя назвать соответствующей природной обстановке. Тем не менее интересно, как же она получилась. Не трудно догадаться, что изображенный на рис. 40, б результат моделирования обусловлен в основном выбором материала, притом вовсе не теми его свойствами, которые, как пишется в [18], удовлетворяют условиям подобия. Для модели была выбрана смесь канифоли с машинным маслом — вещество, в обычных условиях напоминающее свежую хвойную смолу, мед или густой сахарный сироп, т. е. обладающее липкостью. Это физическое свойство редко упоминается в учебниках, но от этого не становится менее реальным. Если к свободной поверхности липкого вещества прикоснуться каким-нибудь предметом, оно от этого предмета уже не отлипнет и при попытке удалить этот предмет будет тянуться за ним длинным постепенно утоняющимся «хвостом».

Другим решающим фактором получения такой структуры, как на рис. 40, б, явилось наличие у недеформированной модели свободной поверхности, перпендикулярной к слоистости. В статье не приведены изображения промежуточных стадий опыта, но их легко представить, что и показано на рис. 40, в-д. При сближении верхней и нижней жестких плит, сдавливающих модель, она выдавливалась вбок в свободное пространство, в связи с чем ее боковая поверхность приобретала, как об этом и пишется в ста-

ть, выпуклую форму. При этом выпуклая часть модели сначала не подвергалась сдавливанию благодаря наличию жестких, почти не раздавливавшихся слоев в верхней и нижней частях модели, показанных на рис. 40, *а* и *б* белым. При дальнейшем сближении плиты последовательно, начиная от крайних слоев, подходили вплотную к свободным концам слоев и те сразу прилипали к плитам. Дальнейшее поведение каждого слоя с прилипшим концом резко изменялось. Поскольку та часть слоя, которая продолжала подвергаться раздавливанию, выдавливалась все дальше вбок, а конец слоя уже прилип к плите и не мог сместиться, в каждом слое образовался изгиб, амплитуда которого все больше и больше увеличивалась (подобное происходит с лежащей на столе бумажной лентой, если один конец ее приклеить к столу, а потом двигать другой вдоль поверхности стола в сторону приклеенного конца). Слои образовали у верхней и нижней плит нечто вроде лежащих складок, которые, однако, росли необычным образом — с перемещением замка складки вдоль слоя все дальше и дальше от прилипшего конца.

Неудачный выбор липкого материала в качестве модели горных пород, особенно в условиях, когда этому материалу было к чему прилипнуть, очевиден: горные породы липкостью не обладают, свидетельством чему образование в них разрывов, а едва ли кому придет в голову пытаться получить разрыв в меду или сахарном сиропе. Не отражает природной обстановки и второй фактор — существование сбоку от раздавливаемой пачки слоев свободного пространства, что создает возможность образования изгибов концов выдавливаемых в него слоев, из которых развиваются «лежащие складки». Введение такого условия уже само по себе исключает возможность проведения аналогии между данной моделью и природной обстановкой. При этом безразлично, предполагать ли, что пустоты между жесткими пластами образовались в земной коре рядом с местом возникновения каждой будущей пары «складок» заранее, до раздавливания, или что слоистая пачка была рассечена в этих местах разрывами уже в процессе раздавливания, после чего в каждом таком месте одна из ее частей неизвестным способом удалялась от той, в которой формировались «складки»: оба эти варианта достаточно фантастичны. Нельзя предположить и разрыв слоистой пачки на части с их последующим удалением друг от друга так, как это происходит при будинаже в раздавливаемых толщах. Там картина прямо противоположная: будины образуются из более жестких частей разреза, и в промежутки между расходящимися будинами материал самих будин не выдавливается.

Если с описанной моделью поступить так, как обычно поступают при интерпретации результатов моделирования, т. е. отсечь те части модели, строение которых обусловлено влиянием граничных условий, по каким-либо причинам нетипичных для природной обстановки, — в данном случае наличием *пустого пространства с одной стороны деформируемого объема и прилипанием*

к жестким недеформируемым плитам снизу и сверху, — то от этой модели ничего не останется, кроме области раздавливания слоев в ее правой части. Таким образом, описанный опыт не может служить доказательством возможности образования лежачих складок в горизонтально наслоенной толще, поскольку полученная в нем структура не является аналогом складок, которые обычно наблюдаются в природе, а осуществление в природной обстановке условий, в которых образовались «складки» модели, совершенно невероятно.

Описания различных попыток объяснить происхождение тех или иных структур (в том числе не существующих в природе, представление о которых возникло в результате ошибочной интерпретации фактов) время от времени появляются в литературе. Подробный разбор одной из предполагаемых моделей лежачих складок приведен здесь в основном, чтобы показать, что и к выводам из результатов моделирования надо относиться критически: эти выводы, как мы видим, иногда и не имеют серьезных оснований.

Складки с вертикальными шарнирами

Складки с вертикальными или круто погружающимися шарнирами тоже свойственны преимущественно метаморфическим толщам. Такое положение шарниров можно иногда встретить на отдельных участках складок и в неметаморфизованных породах, где оно обычно связано с резкой ундуляцией шарниров (при сжатии брахискладок углы погружения их шарниров возрастают с ростом амплитуды). Складки с вертикальными шарнирами наблюдались также в узких ядрах соляных диапиров. Сходная ситуация может возникать в условиях метаморфизма и гранитизации, где крутые шарниры складок метаморфических комплексов иногда связываются с диапиризмом гранитного материала. Как частные случаи складки с крутыми шарнирами могут возникать в крутопадающих слоях в косо секущей их сдвиговой зоне (по схеме рис. 39, а, б, если считать ее видом сверху) или вследствие нагнетания куда-то материала крутопадающих податливых слоев, выдавливаемого по горизонтали жестким прижимаемым блоком [6]. Разумеется, последнее объяснение пригодно в том случае, когда такие блоки запечатлены в геологической структуре.

В рассмотренных случаях образование складок с крутыми шарнирами представляет собой локальное явление. Более или менее однообразное заполнение большого пространства складками с такими шарнирами возможно только в результате наложенной деформации, поскольку шарниры остаются в целом параллельными додеформационному положению изгибаемых поверхностей, которые, следовательно, должны были быть вертикальными. Непосредственно в горизонтально наслоенной толще структура, состоящая из таких складок, образоваться не может.

Выше мы рассмотрели два пути образования складок с вертикальными шарнирами в ходе наложенной деформации, и трудно

сказать, какой из них имел большее значение. Один из них — смятие ранних лежачих складок (см. рис. 38, *н*) — требует деформации в вертикальной плоскости, второй — смятие прямых сильно сжатых складок (см. рис. 38, *м*) — происходит в результате деформации в горизонтальной плоскости, и изменение вертикальных размеров не играет при этом роли. По-видимому, чаще осуществляется первый вариант, поскольку для второго необходимы значительное укорочение исходной складчатой структуры вдоль простирания складок и соответствующее удлинение его поперек простирания, что представляется менее вероятным. Насколько складки с вертикальными шарнирами продолжают в глубину, зависит от того, какой была мощность пакета лежачих складок в первом случае или какова была мощность толщи, смятой в прямые сжатые складки — во втором.

Образование складок с вертикальными шарнирами возможно также при соответствующем повороте объемов коры, содержащих складки с субгоризонтальными или наклонными шарнирами (как прямых, так и лежачих). Эту возможность необходимо учитывать при интерпретации полевых наблюдений. Однако образование таким путем системы складок, занимающей большую площадь, нереально по тем же причинам, по каким нереально образование таким путем лежачих складок.

* * *

*

Последовательное наложение складок разных направлений является одной из основных причин причудливости рисунка геологических границ на картах выходов метаморфических комплексов. Она особенно ярко проявлена, если ни предшествующие деформации не создали нового плоско-параллельного строения толщи, ни наложенные деформации не привели к большому сплющиванию тел и образованию сжатых складок. Но когда очень интенсивные деформации накладываются на уже сильно сжатые складки, конечная структура, естественно, не менее сложна, но может выглядеть на первый взгляд иногда очень просто (вплоть до того, что похожа на ничем не осложненную моноклираль), что является причиной многих ошибок при расшифровке геологической структуры.

При анализе величины деформаций в структуре, сформированной наложением складчатостей, надо учитывать, что если в крыльях наложенных складок подвергаются раздавливанию слои или иные тела, уже испытавшие раздавливание при формировании ранних складок, то, отнеся всю деформацию к одному этапу, мы получим завышенное представление о степени деформации на этом этапе. В частности, наблюдая сильно сжатые ранние складки в крыльях наложенных складок, мы должны иметь в виду, что до образования последних ранние складки могли быть заметно менее сжатыми.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Складчатые структуры по своим морфологическим особенностям и происхождению делятся на две принципиально различные группы: созданные неравномерным поперечным воздействием на слоистую толщу и обусловленные укорочением слоистой толщи вдоль слоистости.

Морфологические особенности голоморфной складчатости — преимущественно линейный характер складок, присутствие в них пластообразных тел, сохранивших одинаковой свою мощность в разных частях складок, увеличение разницы мощностей слоев податливых пород на крыльях и в замках складок с ростом степени сжатости последних, зависимость размеров складок от мощности слоев, приблизительно параллельное расположение как шарниров, так и осевых поверхностей складок разных порядков, возникающих в одно время, — все это позволяет говорить, что преобладающей причиной образования таких складок является укорочение слоистых толщ вдоль поверхностей слоистости при увеличении размеров в перпендикулярном направлении. Только в этом случае равномерное нагружение может создать складчатую структуру, состоящую из сходных по форме и расположению складок, в сколь угодно большом объеме пород.

Главный процесс, определяющий формирование таких складок в слоистых толщах, — выход из неустойчивого равновесия и изгиб слоев и других пластообразных тел в условиях укорочения вдоль слоистости. Изгиб обязательно сопровождается не только относительным смещением слоев, но и охватывающей то или иное число слоев деформацией укорочения-удлинения, неравномерно протекающей в разных частях формирующихся складок. Кроме того, существенную роль играет более или менее однородная деформация слоев, которая может происходить как до начала изгиба, так и по достижении складками той степени сжатости, при которой дальнейшая деформация всей толщи легче протекает как однородная, чем путем изгиба и относительного смещения слоев.

Результатом неравномерного нагружения является образование складок поперечного воздействия и локальных складок нагнетания, иногда существенно нарушающих упорядоченный характер складчатой структуры, возникшей в условиях общего продольного укорочения, или, наоборот, представляющих собой наиболее крупные структурные формы, на фоне которых образуются более мелкие складки продольного укорочения. Когда образование складок связано с неравномерным поперечным воздействием, у каждой складки есть своя отдельная причина. Например, складки, в которых осадочные слои огибают блоки жесткого фундамента, получились в результате разделения фундамента на блоки и смещения этих блоков. Складка, огибающая соляной диапир, создана поднятием этого диапира. Межбудинная складка возникла

как следствие образования и раздвигания будин. Голоморфная складчатость, наоборот, характерна тем, что в довольно больших объемах земной коры у всех складок одна общая причина их появления, и причина эта — укорочение слоистой толщи вдоль слоистости, притом в размерах, соответствующих степени сжатости складок.

Серьезных попыток определить в каждом конкретном случае, чем обусловлены именно такие, а не иные смещения блоков фундамента, пока не делается, поскольку очевидно, что причина смещений заключена в процессах, происходящих на глубинах, недоступных для геологических наблюдений. В то же время нет недостатка в гипотезах, пытающихся объяснить причину продольного укорочения слоистых толщ при образовании голоморфной складчатости. Мы здесь не будем ни разбирать эти гипотезы, ни предлагать новую, поскольку для решения такого вопроса нужно исследовать не только механические, но и геологические закономерности складкообразования. Даже если бы мы пытались решать этот вопрос, основываясь только на морфологии складчатой структуры, нам необходимо было бы исследовать не только объемы коры, более или менее однообразно заполненные складками (чему посвящена данная работа), но и переходы между объемами коры, различающимися характером одновременно формирующихся структур. Это означает необходимость исследовать, как происходит смена складчатой системы другими структурами вдоль ее простираия, поперек и по вертикали. Достаточного количества надежных данных такого типа пока нет, хотя и существуют интересные и, видимо, перспективные гипотезы.

Вопрос о механизме образования складок — не отвлеченный теоретический вопрос. Геологические данные обычно неполны. При проведении геологической съемки и других полевых наблюдений, при составлении различной графики, изображающей геологическую структуру, наблюдаемые факты не всегда удается интерпретировать однозначно. Все время приходится решать какой вариант интерпретации наиболее вероятен. Обычно принято выбирать простейший из возможных. Однако опыт детальных исследований структуры показывает, что в условиях сложного складчатого строения этот критерий непригоден. Наиболее надежна та интерпретация наблюденных фактов, которая учитывает механические и геометрические закономерности формирования складчатой структуры и опирается на данные о характере и истории деформаций, получаемые при наблюдениях мелких структурных форм и деформационных текстур.

Складки, даже самые причудливые, не беспорядочны, а подчиняются ряду закономерностей. Степень сжатости складок, форма их замков и крыльев, кривизна слоев, характер изменения мощности слоев, — все это взаимосвязано, подчинено определенным законам, так же как и последовательность изменений формы складок в процессе их роста, соотношения между складками и формирующимися вместе с ними новыми текстурами пород. Использо-

зование закономерностей складкообразования при изучении геологической структуры помогает отвергнуть многие неприемлемые с этих позиций варианты и тем самым обеспечить создание модели структуры со значительно более высокой вероятностью того, что она хорошо отражает объективную действительность.

Как правило, модель сложной структуры, близко соответствующую действительности, удается создать в том случае, если в процессе ее изучения все время стараться найти ответ на вопросы: как она продолжается вверх и вниз, что ее окружает, из чего и как она возникла, как развивалась, как взаимодействовала с окружающей средой, в каких условиях это происходило, какими процессами сопровождалось. При этом надо иметь в виду, что далеко не все теоретически возможное является вероятным. В частности, трудно ожидать, что на доступном нам для наблюдения гипсометрическом уровне, обусловленном уровнем денудации, который по отношению к складчатой структуре случаен, структура обладает уникальными особенностями, которых нет в более глубоких и не было в уже размытых частях коры. Многие предположения приходится отбросить вследствие того, что или не удается построить разумное продолжение структуры в пространстве или нельзя представить предшествующие стадии ее развития.

Мы рассмотрели некоторые, представляющиеся наиболее существенными закономерности формирования складок. Автор старался ограничиться при этом применением элементарного математического аппарата, учитывая, что степень сложности последнего еще не является гарантией высокой достоверности результата: она зависит прежде всего от адекватности модели исследуемому процессу. К тому же для большинства практически интересных задач структурной геологии строгое аналитическое решение или невозможно, или очень сложно. Однако многие из этих задач, как мы видели, допускают приближенное качественное решение с помощью простых, доступных каждому расчетов. Аналогичным образом, и при решении частных задач в ходе расшифровки конкретных геологических структур такие простые расчеты могут оказать неоценимую услугу. Например, многие предположения о скатиях, растяжениях и прочих возможных деформациях и смещениях очень часто оказываются несостоятельными, когда мы подсчитаем, хотя бы приблизительно, во сколько раз должны были при этом измениться размеры (учитывая, что деформация сама по себе не ведет к изменению объема деформируемых тел).

Рассматривая явления, происходящие в тех объемах земной коры, где образуются складки, мы изучили смятие в складки слоистой среды и отдельных пластообразных тел в среде, оказывающей сопротивление. При этом не рассматривались отражение процесса складкообразования в рельефе, различие плотности пород, слагающих слои, различие всестороннего давления в разных частях исследуемого объема. Учет этих факторов в ряде случаев, особенно когда речь идет о процессах в больших объемах пород, может внести значительные усложнения.

Применение данных о механизме тектонических деформаций к анализу конкретных структур обычно тормозится тем, что в геологической литературе имеются разнообразные, зачастую взаимно исключаящие (и нередко совершенно ошибочные, но глубоко укоренившиеся) толкования различных сторон механизма образования складчатой структуры, которые без критического рассмотрения переходят из одной работы в другую. Хочется надеяться, что приведенный анализ некоторых гипотез механизма складкообразования поможет читателю самостоятельно разобраться в степени обоснованности тех высказываний на эту тему, с которыми ему придется встретиться. Во всех случаях разумно руководствоваться простым соображением: если получающееся решение противоречит какому-нибудь из основных законов природы, неизмеримо вероятнее, что мы допустили ошибку при наблюдении или истолковании фактов, чем нашли опровержение этого закона. Надо также иметь в виду, что лишь часть содержания данной книги является изложением надежно установленных закономерностей. В основном же в ней приводятся взгляды автора и других исследователей, в ряде случаев еще нуждающиеся в проверке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. 2-е изд. М., Госгеолтехиздат, 1962, 608 с.
2. Белоусов В. В. Структурная геология. 2-е изд. М., Изд-во МГУ, 1971, 277 с.
3. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М., Недра, 1975, 262 с.
4. Белоусов В. В., Черткова Е. И., Эз В. В. Моделирование складчатости в условиях продольного изгиба. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1955, т. 30, № 5, с. 117—124.
5. Войновский-Кригер К. Г. Некоторые соображения об изоклинальной складчатости. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1948, т. 23, № 6, с. 69—82.
6. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV. М., Изд-во АН СССР, 1963, 544 с.
7. Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., Наука, 1975, 536 с.
8. Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М., Недра, 1979, 246 с.
9. Григорьев А. С., Ионкин В. П. Решение задач тектонофизики методами механики твердого деформируемого тела. — Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 1, 1972, с. 3—34.
10. Григорьев А. С., Ионкин В. П. Об образовании и напряженном состоянии складок продольного изгиба большой амплитуды. — Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, 1975, № 12, с. 26—34.
11. Гуревич Г. И. Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М., Наука, 1974, 483 с.
12. Ефимов А. Н., Тетяева Т. М. Расчленение и корреляция метаморфических комплексов докембрия и нижнего палеозоя Забайкалья. М., Недра, 1982, 209 с. (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000; вып. 10).
13. Клоос Э. Линейность. — В кн.: Вопросы структурной геологии. М., Изд-во иностр. литературы, 1958, с. 7—95.
14. Кожевников В. Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах. Л., Наука, 1982, 183 с.
15. Лазарев Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения Карельской АССР. — Л., Наука, 1971, 192 с.
16. Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы. — В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М., Наука, 1980, с. 105—146.
17. Миллер Ю. В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм. — Геотектоника, 1976, № 6, с. 99—108.
18. Миллер Ю. В. Послойное и субпослойное течение пород и его роль в структурообразовании. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 88—96.
19. Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. — 2-е изд./Ред. Белоусов В. В., Эз В. В. М., Недра, 1977, 271 с.
20. Паталах Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, Наука, 1970, 216 с.
21. Паталах Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, Наука, 1981, 180 с.
22. Паталах Е. И., Слепых Ю. Ф. Пересекающаяся складчатость. М., Недра, 1974, 118 с.
23. Паталах Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, Наука, 1974, 208 с.
24. Работнов Ю. Н. Механика деформируемого твердого тела. М., Наука, 1979, 744 с.
25. Ситтер, де Л. У. Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1960, 473 с.

26. Теория складкообразования в земной коре/Ж. С. Ержанов, А. К. Егоров, И. А. Гарагаш и др. М., Наука, 1975, 239 с.
27. Чесноков С. В. К структурной эволюции гнейсовых куполов. Складки волочения в куполах Восточно-Уральского антиклинория. — Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 4, с. 888—891.
28. Эз В. В. Экспериментальное воспроизведение складчатой структуры со складками разнообразных простираний. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 34, № 4, с. 113—116.
29. Эз В. В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., Наука, 1976, 167 с.
30. Эз В. В. Структурная геология метаморфических комплексов. — М., Недра, 1978, 191 с.
31. Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория Южного Урала. М., Наука, 1965, 102 с.
32. Bhattacharyya D. S. Contrasts across the shear zone in the Precambrian rocks of western Singhbhum. — Geol. Mijnbouw, 1978, vol. 57, N 1, p. 59—63.
33. Biot M. A. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. — Bull. Geol. Soc. America, 1961, vol. 72, N 11, p. 1595—1620.
34. Biot M. A. Mechanics of incremental deformation. New-York: Wiley, 1965. 504 p.
35. Donath F. A., Parker R. B. Folds and folding. — Bull. Geol. Soc. America, 1964, vol. 75, N 1, p. 45—62.
36. Ghosh S. K. Strain distribution in superposed buckling folds and the problem of reorientation of early lineations. — Tectonophysics, 1974, vol. 21, N 3, p. 249—272.
37. Hansen E. Strain facies. V. etc.; Springer-Verlag, 1971. 207 p.
38. Hartman P., Den Tex E. Piezocrystalline fabrics of olivine in the theory and nature. — In: 22nd Intern. Geol. Congr. Sect. Rock Deformation and Tectonics. S. n., S. 1. New Delhi, India, 1964, p. 84—114.
39. Paterson M. S., Weiss L. E. Experimental deformation and folding in phyllite. — Bull. Geol. Soc. America, 1966, vol. 77, N 4, p. 343—374.
40. Ramberg H. Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. — Geol. Rundschau. Bd. 51, N 2, 1961, p. 405—439.
41. Ramberg H. Evolution of drag folds. — Geolog. Mag., 1963, vol. 100, N 2, p. 97—106.
42. Ramberg H. Experimental study of gravity tectonics by means of the centrifuged models. — Bull. Geolog. Inst. Univ. Uppsala, vol. 42, 1963, p. 1—97.
43. Ramberg H. Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. — Tectonophysics., vol. 1, N 4, 1964, p. 307—342.
44. Ramsay J. G. Folding and fracturing of rocks. — N. Y.: McGraw Hill, 1967. 568 p.
45. Skjerna L. Experiments on superimposed buckie folding. — Tectonophysics, 1975, vol. 27, N 3, p. 255—270.
46. Stesky R. M. Mechanisms of high temperature frictional sliding in Westerly granite. — Canad. J. Earth Scien., 1978, vol. 15, N 3, p. 361—375.
47. Turner F. J., Weiss L. W. Structural analysis of metamorphic tectonites. — N. Y.: McGraw Hill, 1963. 545 p.
48. Wilson G. Ptygmatic structures and their formation. — Geol. Mag., 1952, vol. 89, N 1, p. 1—21.
49. Wilson G. The tectonic significance of small structures and their importance to the geologist in the field. — Ann. Soc. Geol. Belg., 1961, t. 84, bull. N 9, p. 424—548.
50. Wynne-Edwards H. R. Flow folding. — Amer. J. Sci., 1963, vol. 261, N 9, p. 793—814.

Амплитуда складки 106

Выдавливание из крыльев в замки 125

Вязкость 46, 47, 51, 53, 122

Грануляция 50

Давление 12

— в точке 14

— литостатическое 44

Двойникование механическое 50

Деформация в точке 18, 26

— линейная 17, 20

— , концентрация 80, 81, 114

— кусковая 51

— необратимая 78

— неоднородная 18, 23—28, 31—32

— одномерная 17

— неоднородная 17, 23, 27, 31, 35, 104, 114, 121

— остаточная 26, 37—52, 57, 68, 77

— относительная 17, 19, 21, 25—26, 37

— пластическая 38, 42, 49, 64, 76, 79

— плоская 16, 19—21, 23, 35, 58

— поперечная 63

— , скорость 45—47, 53, 77, 78, 80

— тектоническая 5, 7, 9, 12, 16, 29, 32, 40, 55

— , скорость 7—8, 9, 29, 52

— трехмерная 16, 35, 58, 147—151

— упругая 33, 41—43, 57, 61, 68, 74

— упруго-пластическая 39, 64

— , этапы 210, 212, 221, 229

Диафторез 199

Жесткость 53, 111

— изгибная 62, 89, 99

Изгиб 24, 58—63, 93, 107

— поперечный 64—68

— продольный 73—85, 104, 115, 121, 122

— чистый 58—64, 65

Катаклиз 188—190

Катаклазиты 189—190, 191

Кинк-зоны 112

Кливаж 87, 128, 161, 162

Коэффициент жесткости 36

— Пуассона 34

Крип 39

Кручение 28, 58

— простое 28, 32

Линейность 200—203

Линия тока 202

Метаморфическая дифференциация 197

Метод сечений 10, 58

Милониты 189—191

Модуль объемного сжатия 34

— сдвига 34

— упругости 34

— Юнга 34

Момент изгибающий 60, 74, 79, 95, 105

— инерции сечения 61, 62, 74

Мощность нормальная 85, 92, 97, 103, 106, 107, 118

— общая деформированной толщи 86, 97, 98

— осевая 86, 97, 102, 104, 116

Мультион-структуры 121, 201

Нагружение 33

— , кривая 37—38

Нагрузка 33

Направление тектонического перемещения 202—203

Напряжения 11, 56

— , время релаксации 43, 51

— главные 13

— касательные 11, 13, 34, 66

— , закон парности 14

— нормальные 11, 61, 80

— , сжимающие и растягивающие 12, 56, 63

Напряженное состояние 8, 13, 51

— — гидростатическое 13, 14, 41—42, 44, 193

— — линейное 14

— — негидростатическое 44, 51, 192, 194

— — неоднородное 15

— — однородное 13

— — плоское 14, 19, 35

— — трехмерное 14

Начальное сопротивление сдвигу 47

Нейтральная ось сечения 60

— поверхность 60, 66, 81, 94

Осевая линия сечения 93, 94

— плоскость складки 90, 102, 179, 180

— поверхность складки 90, 113

Оси деформации 18—20

— кинематические 155, 163

— напряжений 13

Ось складчатости 143

Перекристаллизация 188—190, 192

Пластичность 38—39

- Плоскость деформации 16, 21
 — скольжения 20, 21, 28
 Податливость 53, 111
 Подворот слоев 172—173
 Поле напряжений 13
 Ползучесть 39—40, 47, 53, 64
 Полосчатость 87, 197—199
 Полосы сброса 50
 Порфиробласты 191—192
 Порфирокласты 189—190, 191
 Послойное перераспределение матери-
 ала 103
 Предел ползучести 40
 — пропорциональности 33, 37
 — прочности 36, 38
 — упругости 33, 36, 37, 42, 76, 79
 Птигматитовые жилы 145—147
- Расслоенность механическая 87, 143,
 210—211
 — тектоническая 199—200
- Сдвиг 20, 77, 122
 — относительный 34, 45
 — простой 19—22, 28, 32, 58, 127
 — — неоднородный 27, 58, 104, 107,
 154
 — — однородный 21, 113
 — — поперечный 71, 104
 — чистый 35
 Сжатие равномерное всестороннее 13
 Сила критическая 74
 Силы активные 15
 — внешние 10
 — массовые 14
 — объемные 14
 — перерезывающие 64
 — поверхностные 14
 — распределенные 68
 — реактивные 14, 15
 — трения 110
 — упругие 10, 11
 Складки асимметричные 113, 135,
 139—142, 143, 176
 — веерообразные 105
 — внутрилпастовые 184—186
 — волочения 176—177, 180
 — волочения обратные 186—187
 — дисгармоничные 101, 176
 — жильных тел 145—147
 — изгиба со скольжением 101
 — изоклиальные 98—100, 102, 126
 — конические 143, 147—148
 — концентрические 91—102, 103, 111,
 122, 123, 129
 — коробления 86
 — коробчатые 72
 — ламинарного течения 163—166
 — лежащие 221—228
 — межбуждинные 73, 145
 — мелкие 110, 118, 123, 135, 136,
 144—145, 175, 177—178, 181—184, 187
 — наложенные 209—220, 229
 — нескольких порядков 174—181
 — облекания буждин 67, 73
 — общего смятия 86
 — пассивные 69, 114, 154—163, 200
 — подобные 102—114, 123, 154
 — поперечного воздействия 69—73,
 84, 154, 230
 — — изгиба 69
 — приразрывные 170—174
 — продольного изгиба 86
 — — расплющивания 166—168
 — — сжатия 86
 — — укорочения 85—89, 103, 143—
 144, 168, 295
 — — — , наложение 209—220
 — псевдоподобные 123—128
 — , размеры 82, 84, 87, 88, 89, 97, 99,
 136, 177
 — разных порядков 177—181
 — сосульковидные 150, 215
 — течения 154, 156, 168—170
 — , угасание 70, 71, 84, 147—148, 174,
 184
 — цилиндрические 88
 — шевронные 112, 131, 135
 — штамповые 69
 Складчатость голоморфная 85, 87, 162,
 174, 230
 — дисгармоничная 89, 97, 99, 101, 111,
 129—130, 144, 175
 — пересекающаяся 213
 Скольжение трансляционное 50
 Сланцеватость 87, 192—197, 198
 След поверхности 58
 Слоистость 69, 87
 Слой 69, 73, 87, 96
 — компетентный 82, 156
 Срединная линия складок 99
 Степень деформации 132—133
 — удлинения 17, 52
 — укорочения 17
 Структура катакlastическая 50
 — милонитовая 50
 — порфирокlastическая 190
 — течения 53
- Текстура линейная 73, 205
 — новая упорядоченная 121, 192, 206,
 210
 — очковая 191
 — полосчатая 193, 197—199
 — течения магматических пород 203—
 208
 Тело анизотропное 12
 — вязкое 46, 48
 — вязко-пластичное 47
 — жесткое 53
 — жильное 145—147
 — изотропное 12

- пластичное 47, 53
- податливое 53
- упруго-вязкое 9
- упруго-пластичное 9
- хрупкое 36
- Течение вязкой жидкости 40
 - дифференциальное 160
 - пластическое 39, 53
 - послойное 103
- Точка перегиба крыла 90, 94, 104
- Угасание волнистое 50, 188
- Угол закручивания 28
 - сдвига 21
- Укорочение-удлинение 19, 20, 23, 55, 58, 104, 135, 140, 230
- — при простом сдвиге 23
- Упрочнение 38, 115
- Упругое последствие 39
- Упругость 47
- Уравнение Максвелла 46
- Формула Эйлера 74
- Шарнир пластический 79
 - складки 90, 143, 179
 - — , расхождение 149
 - — , ундуляция 147
- Эллипсоид деформации 19, 22
 - напряжений 13, 14, 19
- Эпюра напряжений 61, 66

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Обозначения физических величин	6
Глава 1. Основы механики деформируемых сред применительно к задачам структурной геологии	7
Особенности объектов структурно-геологических исследований	7
Упругие силы	10
Общее понятие о деформации	16
Однородные деформации	17
Неоднородные деформации	23
Деформации сплошной среды	29
Упругие деформации и напряжения	33
Остаточные деформации	37
Деформационные свойства горных пород	52
Использование данных механики при анализе геологических структур	55
Глава 2. Виды изгиба при складкообразовании	58
Механика изгиба	58
Поперечный изгиб	64
Складки поперечного воздействия	69
Продольный изгиб	73
Продольный изгиб в среде, оказывающей сопротивление	81
Складки продольного укорочения	85
Глава 3. Образование складок разных типов	89
Концентрические складки	91
Подобные складки	102
Однородная деформация при складкообразовании	114
Складки продольного укорочения в толщах неоднородного состава	121
Величина деформации при образовании складок продольного укорочения	130
Направление деформации и ориентировка деформируемых тектур	134
Складчатость нагнетания	143
Птигматитовые жилы	145
Трехмерная деформация при складкообразовании	147
Глава 4. Гипотезы механизма складкообразования	151
Требования к гипотезам	151
Пассивные складки	154
Складки ламинарного течения	163
Складки продольного расплющивания	166
Складки течения	168
Приразрывные складки	170
Глава 5. Образование нескольких порядков складок	174
Складки волочения	176
Образование складок разных порядков	177
Подобие складок разных порядков	179
Возможность формирования только мелких складок	181
Внутрипластовые складки	184
Обратные складки волочения	186
Глава 6. Изменения структур и тектур горных пород при деформации	187
Катаклаз и милонитизация	188
Сланцеватость	192

Полосчатость	197
Тектоническая расслоенность	199
Линейность	200
Текстуры течения магматических пород	203
Глава 7. Наложённые деформации	208
Условия наложения деформаций	209
Различные варианты наложения складок	212
Лежачие складки	221
Складки с вертикальными шарнирами	228
Заключение	230
Список литературы	234
Предметный указатель	236

Валентин Викторович Эз

СКЛАДКООБРАЗОВАНИЕ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Редактор издательства *И. Ф. Искра*
 Переплет художника *А. Я. Толмачева*
 Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
 Технический редактор *Л. Н. Шиманова*
 Корректор *Л. В. Сметанина*
 ИБ № 5742

Сдано в набор 15.10.84. Подписано в печать 21.01.85. Т-04725. Формат 60×90^{1/16}.
 Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 15,0.
 Усл. кр.-отт. 15,0. Уч.-изд. л. 17,5. Тираж 2050 экз. Заказ 1248/9497—1. Цена 3 руб.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
 Третьяковский проезд, 1/19
 Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

4771