

*Структурная*  
**ГЕОЛОГИЯ**

В. В. БЕЛОУСОВ

# СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
1961

*Допущено Министерством высшего и среднего  
специального образования РСФСР в качестве  
учебного пособия для университетов, горных и  
геолого-разведочных вузов*

## ВВЕДЕНИЕ

Структурная геология представляет собой раздел геотектоники и является дисциплиной, изучающей формы залегания горных пород в земной коре. Изучение строения земной коры показывает, что горные породы образуют тела различной формы. Например, осадочные горные породы залегают обычно в виде слоев, т. е. тел, имеющих большую пространственную протяженность, но малую толщину. Слои осадочных горных пород могут лежать горизонтально, но могут быть наклонны и изогнуты в выпуклые и вогнутые складки. Горизонтальные, наклонные или изогнутые слои представляют собой геометрические тела, в виде которых в данных случаях залегает та или иная осадочная горная порода. Магматические интрузивные горные породы залегают в земной коре в виде массивов куполообразной, цилиндрической, каплевидной и другой формы.

Тела, образуемые в земной коре различными породами, называются формами залегания горных пород или структурными формами. Иногда они именуется просто «структурами». Этот термин, однако, нельзя признать вполне правильным, так как «структура» в переводе на русский язык означает, как известно, «строение». Поэтому можно, например, сказать «складчатая структура», имея в виду строение того или иного участка земной коры в целом, характеризующееся наличием в нем складок; но было бы неправильным употреблять термин «структура» по отношению, например, к одной складке, как это нередко делается. В данном случае правильно сказать «структурная форма», или «форма залегания». Предметом структурной геологии как раз и является изучение форм залегания горных пород, или структурных форм.

Что значит изучать формы залегания горных пород?

Изучение форм залегания горных пород может быть мор-

фологическим, когда внимание обращается на форму тех тел, в виде которых залегают горные породы, и генетическим, когда ставится вопрос о происхождении той или иной формы залегания. Основной задачей структурной геологии является морфологическое изучение форм залегания горных пород, т. е. описание внешнего облика различных структурных форм и классификация их. Однако чисто морфологическая классификация структурных форм, составленная без всякого учета условий их образования, не может быть удовлетворительной: в ней могут быть смешаны воедино структурные формы генетически настолько различные, что такая классификация окажется на практике неприемлемой. Поэтому структурная геология занимается и вопросами условий образования структурных форм.

Условия образования структурных форм могут в свою очередь изучаться с разных точек зрения. Так, например, можно ставить перед собой задачу кинематического характера, интересуясь тем, каково было движение материала земной коры, которое непосредственно привело к образованию данной структурной формы. Как нередко выражаются, в этом заключается исследование «механизма» образования структурных форм. При изучении, например, с этой точки зрения складки, образуемой каким-либо слоем, исследователь отвечает на вопрос, как двигалось вещество слоя в разных его частях в процессе образования данной складки.

Структурные формы можно изучать также с исторической точки зрения, т. е. устанавливая, как распределялось в геологическом времени развитие тех или иных конкретных структурных форм.

При изучении структурных форм можно ставить и вопросы генетического или динамического характера: какие силы привели к образованию данной структурной формы, каким было их направление и каково их происхождение. Под действием одних и тех же сил в разных условиях могут возникнуть разные структурные формы. Поэтому при рассмотрении генетической стороны формирования структурных форм изучается взаимоотношение сил со свойствами той среды, на которую они воздействуют (характер горных пород, первоначальное залегание слоев, глубина под поверхностью земли и т. п.).

Структурная геология интересуется вопросами кинематического характера и дополняет ими рассмотрение морфологических особенностей структурных форм. Что же касается исторических и генетических вопросов, то они относятся в основном к общей геотектонике.

Значение структурной геологии в общем комплексе геологических дисциплин чрезвычайно велико. Без правильного пони-

мания структурных форм невозможна доброкачественная геологическая съемка: если геолог не знает, какие могут быть в данном случае формы залегания горных пород, он не сумеет связать между собой отдельные обнажения горных пород и его карта будет лишена «структурности». Такая карта будет состоять из бесформенных пятен — выходов горных пород, и какие-либо практические выводы сделать из нее будет невозможно.

Геологическое картирование, в сущности, и состоит в выявлении, изучении и фиксации на карте и на профилях структурных форм, развитых на изучаемом участке. Поэтому структурная геология изучается в наших специальных учебных заведениях в тесной связи с курсом геокартирования.

Формы залегания горных пород коренным образом влияют на условия распределения любых полезных ископаемых. Например, нефть и природный газ, как правило, сосредоточиваются в сводах антиклинальных складок; для того чтобы найти нефть, надо прежде всего найти антиклинальные своды. Это затруднительно сделать без хорошего понимания всех морфологических особенностей складчатой структуры. В связи с этим геологи-нефтяники используют особенно тонкие методы изучения форм залегания горных пород. Многие рудные полезные ископаемые глубинного происхождения образуют тела, выполняющие трещины в земной коре. Структурная геология дает материалы для понимания особенностей трещин различных типов и закономерностей их расположения в земной коре. Существует особый раздел прикладной геологии, носящий название «структура рудных месторождений».

Знание форм залегания горных пород имеет очень большое значение для решения гидрогеологических вопросов, поскольку пути и способы движения подземных вод определяются условиями залегания пород. Формы залегания пород обязательно учитываются при инженерно-геологических изысканиях, т. е. при определении условий строительства сооружений.

Изучение условий залегания горных пород представляет собой всегда первую стадию на пути к теоретическим заключениям об истории развития данного участка земной коры, о тех тектонических движениях, которые раньше здесь происходили. Знание структурных форм для геолога так же необходимо, как для физиолога знание анатомии. Возможно даже, что геологу знание морфологии еще нужнее: физиолог может непосредственно наблюдать функции тех или иных органов человеческого организма, а геолог может восстановить историю тектонических движений земной коры только по их конечным результатам, коими являются формы залегания горных пород.

В дальнейшем, приводя описание различных структурных форм, мы в малой мере касаемся методов их изучения, поскольку основные методы изучения форм залегания горных пород излагаются в курсах геокартирования и в некоторых других. Нами будут кратко освещены лишь некоторые специальные методы структурной геологии. Но и в этих случаях мы не будем останавливаться на технике исследования, а ограничимся лишь изложением принципов последнего.

Курс структурной геологии опирается на сведения, получаемые студентами в курсе общей геологии, а также в процессе академических полевых практик, дающих первоначальные представления о залегании горных пород в природе.

---

## ПЕРВИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

### Общие замечания

Формы залегания горных пород можно разделить на первичные и вторичные. Под первичными мы понимаем те структурные формы, которые возникают в процессе образования самих пород и тесно связаны с условиями их образования. Вторичные структурные формы возникают в результате тех или иных последующих изменений первичных форм. Такие изменения происходят обычно при механических воздействиях на горные породы, вызываемых различными причинами, среди которых тектонические движения земной коры играют главенствующую роль. Следовательно, в большинстве случаев вторичные структурные формы представляют собой результат изменений первичного залегания горных пород под влиянием тектонических движений. Тектонические вторичные формы залегания называются также тектоническими нарушениями, или тектоническими дислокациями.

Первичные формы залегания, как правило, различны для осадочных и магматических пород. Метаморфические породы, являющиеся продуктом изменения как осадочных, так и магматических пород, имеют формы залегания в одних случаях характерные для осадочных пород, в других — для магматических. Но поскольку метаморфизм развивается обычно там, где имели место сильные тектонические движения, метаморфические породы, как правило, обнаруживают только вторичные формы залегания.

Кроме форм залегания той или иной горной породы, следует иметь в виду формы расположения внутри породы составляющих ее элементов (зерен, кристаллов, окаменелостей), или внутреннюю структуру породы. Для особенностей внутреннего строения пород употребляются разные термины. Так, на-

пример, для особенностей, связанных с формой и величиной зерен, часто употребляют термин «структура» породы, а особенности, определяемые относительным расположением зерен, называют «текстурой» породы.

Первичное внутреннее строение горной породы определяется условиями ее образования. Но в процессе дальнейших тектонических воздействий внутреннее строение может измениться, в связи с чем возникает вторичное внутреннее строение породы. Изменение внешних структурных форм под влиянием тектонических причин мы называем внешними тектоническими нарушениями, или дислокациями. Можно говорить и о внутренних тектонических нарушениях, или дислокациях, имея в виду изменения внутреннего строения пород по тектоническим причинам.

## **1. ПЕРВИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД**

### **Слой как форма залегания**

Обычной первичной формой залегания осадочных горных пород является горизонтально лежащий слой, или пласт.

Под слоем, или пластом, понимается образованное какой-либо осадочной породой тело, имеющее значительную горизонтальную протяженность и относительно малые вертикальные размеры (толщину или мощность). Толщина (мощность) слоя бывает от нескольких сантиметров до нескольких метров, тогда как в горизонтальных направлениях слой может быть прослежен на сотни метров, на километры и даже более.

Слоистое строение осадочных толщ подчеркивается тем, что обычно в вертикальном направлении наблюдается перемежаемость слоев разного состава, т. е. слои, лежащие друг на друге, образованы различными горными породами. Так, например, на слое грубого песчаника залегает слой тонкозернистого песчаника, выше залегает слой глины, потом слой мергеля или опять песчаника и т. п. Но слоистость наблюдается и в однородных толщах; например, однородная толща известняка также всегда обнаруживает разделение на слои. В этих случаях слои ограничены сверху и снизу видимыми разделами в форме горизонтальных трещин. Такие же трещины между слоями, наблюдаются и в случае разнородных по составу слоев.

При рассмотрении слоя как структурного элемента осадочных толщ различают подошву и кровлю слоя, а также его мощность. Кровля слоя является «поверхностью напластования», или ложем для вышележащего слоя.

В огромном большинстве случаев первичное залегание слоев горизонтально. Это связано с условиями их образования, так как слои отлагаются обычно либо на выровненных абразией участках дна мелкого моря, либо на выровненных субаэральными процессами поверхностях низменных континентальных равнин, на дне долин и т. п.

Однако в некоторых случаях первичное залегание слоев оказывается не горизонтальным, а наклонным. Это наблюдается на склонах долин, на крутом подводном склоне морского берега, на краях массивов рифовых кораллов, при заполнении впадин кровли нижележащих пород. Особенно часто наклонное первичное положение слоев свойственно современным или геологически очень молодым осадкам (четвертичным и верхнетретичным). В более древних отложениях это явление наблюдается редко. Последнее обстоятельство связано с тем, что с течением времени наклонные слои, образующиеся на относительно крутых участках морского дна или наземных долин, легко разрушаются дальнейшей морской абразией или наземной эрозией. На местах их залегания на выровненной поверхности рельефа в дальнейшем образуются горизонтальные слои.

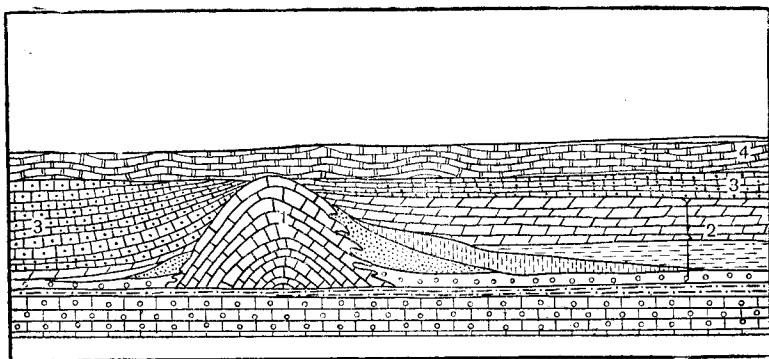


Рис. 1. Первичное наклонное положение слоев. Нижнекаменноугольный рифовый массив в штате Нью-Мексика (США):  
 1—рифовый массив Аламагордо; 2—слоистые породы Аламагордо;  
 3—свита Арценте; 4—свита Донна Анна (по Лаудону)

Отмечено, что первичная наклонность слоев наблюдается лишь в ограниченных стратиграфических интервалах, быстро сменяясь вверх по разрезу горизонтальным залеганием (рис. 1).

Угол первичного наклона слоев едва ли превышает когда-либо 15—20°. Таким образом, в огромном большинстве случаев первичным залеганием слоя можно считать горизонтальное.

Кровля и подошва слоя могут быть плоскими и параллельными друг другу, но могут также обнаруживать волнистость или неправильный рельеф, состоящий из выступов и впадин.

Плоские поверхности напластования обычно наблюдаются там, где осадочная толща формировалась без перерывов в процессе осадконакопления. Неровные поверхности слоев свидетельствуют чаще всего о перерыве в отложении осадков, когда происходил размыв ранее образовавшихся слоев.

### **Первичное внутреннее строение осадочных пород**

Внутреннее строение слоев осадочных пород, поскольку оно зависит в основном от физико-географических условий формирования образующих данный слой осадков, весьма разнообразно. Соответствующие вопросы специально рассматриваются в курсе петрографии осадочных пород или литологии. Здесь мы упомянем только некоторые главнейшие особенности внутреннего строения слоя осадочных пород.

Такие особенности определяются в первую очередь взаимным расположением зерен породы. Это расположение связано с движением той среды, в которой происходило отложение осадка, и наилучшим образом проявляется в грубообломочных породах (конгломератах и песках). Так, например, в прибрежно-морских конгломератах нередко наблюдается как бы черепитчатое взаимное расположение уплощенных галек. Они наклонены преимущественно в ту сторону, откуда набегали волны прибоя, т. е. в сторону бассейна, а длинные оси продолговатых галек чаще всего располагаются вдоль линии берега. Гальки, отложенные в речных потоках, располагаются обычно поперек потока с наклоном навстречу течению.

Удлиненные по форме зерна осадочных пород, например длинные раковины, также ориентируются в зависимости от движения среды; в речных потоках они вытягиваются в направлении течения, причем если раковины имеют раструбы, то последние поворачиваются вниз по течению; в зоне морского прибоя удлиненные раковины располагаются параллельно берегу, а раструбы повернуты неопределенно в ту и другую сторону. Ориентировка удлиненных зерен наблюдается и в песках. Они оказываются вытянутыми преимущественно по направлению течения реки, причем это распространяется и на морские пески, отложившиеся в зоне сильных течений.

При детальном рассмотрении разреза слоя обычно можно подметить наличие внутри него как бы слоистости меньшего масштаба, состоящей из крайне тонких прослоев, имеющих толщину в несколько и даже в одно зерно осадка. Такие

прослои различаются размером и составом зерен, нередко их цветом. Они наблюдаются в конгломератах, песках, глинах, реже в известняках.

Прослои могут залегать параллельно всему слою. При этом они могут быть сплошными (полосовидными), прослеживающимися непрерывно на большое расстояние, но могут быть и линзовидными, прерывистыми, быстро выклинивающимися.

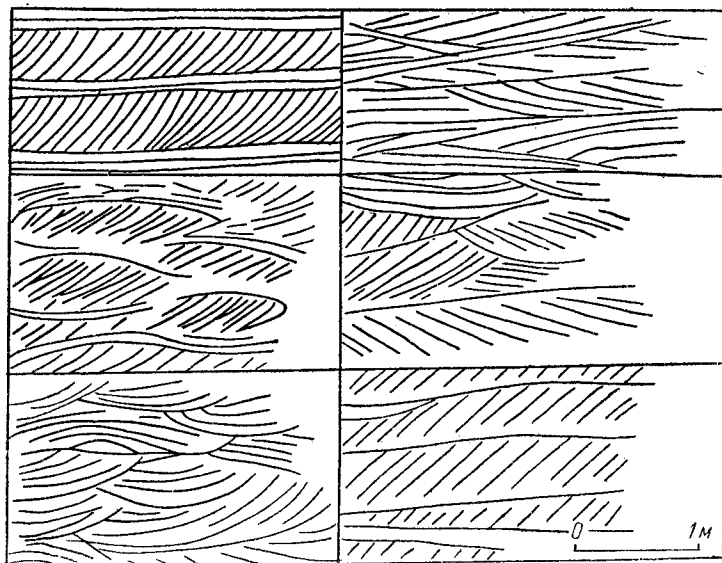


Рис. 2. Разновидности косой слоистости

Нередко встречается штриховатая микрослоистость, обусловленная наличием среди однородной песчаной породы включений (штрихов) слюды, примазков глины, растительного детрита. Но прослои могут залегать и наклонно по отношению к слою. Это так называемая косая слоистость. Примеры ее изображены на рис. 2. Обычно к подошве слоя наклонные прослойки выполаживаются, приближаясь к положению, параллельному слою.

Косая слоистость образуется при отложении песка на дне речных потоков, в зоне морского прибоя, в дюнах. Выделяют несколько разновидностей косой слоистости, и по ее характеру определяют условия образования песков. Она может быть использована также для определения кровли и подошвы слоя в сильно дислоцированных породах.

Прослой в слоях песка могут быть волнистыми, что обычно является результатом образования ряби на поверхности песка под влиянием волнения, в условиях очень малой глубины дна или под воздействием ветра. Иногда прослой в слоях глин или аргиллитов очень сложно изогнуты и закручены, что является следствием оплывания илистого, насыщенного водой осадка (во время его образования) по дну бассейна, обладающему ничтожным уклоном.

Весьма существенной особенностью внутренней структуры слоя является присутствие в нем окаменелостей органического происхождения. Общеизвестно, что по окаменелостям определяется геологический возраст осадочных пород. Они же помогают определить физико-географические условия образования последних. С точки зрения структурной геологии окаменелости также представляют интерес: если мы имеем дело с остатками прикреплявшихся или зарывавшихся в грунт организмов, которые должны были находиться в определенном положении по отношению к дну, они позволяют определить положение кровли и подошвы слоя; по искажению первоначальной формы окаменелости (расплющивание, растягивание, разрывание) можно судить о степени и характере тектонической деформированности слоя.

### Сочетание слоев

**Формации.** Чередование пород, связанное со слоистостью, лишь в редких случаях кажется беспорядочным. Обычно в расположении пород в разрезе наблюдается некоторая правильность. Так, например, если одна значительная по мощности часть разреза сложена толщей глин, среди которых другие породы (песчаники, известняки) образуют только тонкие и редкие прослой, то другая часть того же разреза может быть сложена преимущественно известняками или же равномерным переслаиванием известняков и глин и т. д. Такая группировка пород в разрезе позволяет выделять то, что обычно именуется формациями осадочных пород. Формацией называют, таким образом, толщу, состоящую из некоторого определенного чередования пород, находящихся между собой в более или менее закономерном количественном соотношении. Такое понятие формации является морфологическим. В геотектонике рассматривается другое, более общее понимание формаций, исходящее из тектонических условий их образования. Конкретные формации часто называют в зависимости от преобладающих в них пород: известняковая формация, сланцевая формация, песчаноглинистая формация и т. д.

Интересной формой сочетания слоев является так называемая ритмическая слоистость. Она характеризуется ритмическим повторением в разрезе некоторого ограниченного

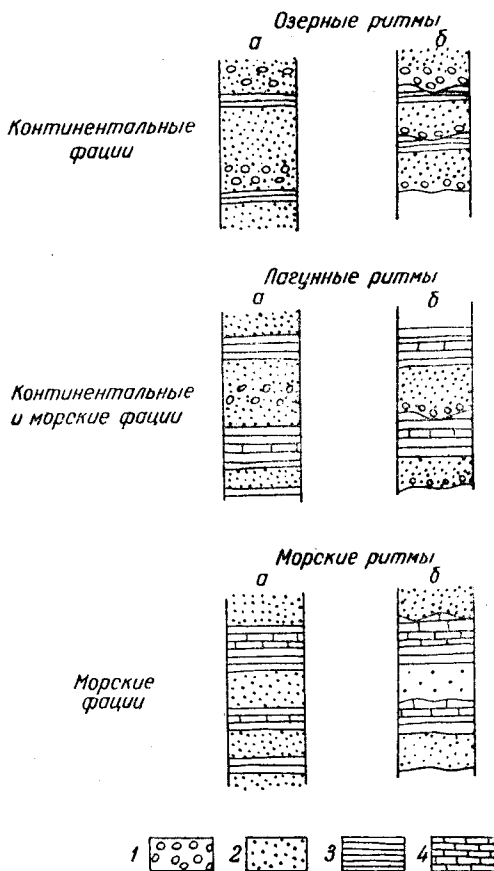


Рис. 3. Разновидности ритмической слоистости:

*a*—непрерывной, *б*—прерывной (по Л. Б. Рухину); 1—конгломераты; 2—пески; 3—глины; 4—известняки

«набора» пород, расположенных в определенной последовательности. Такой набор, например, может состоять снизу вверх из грубозернистого песчаника, тонкозернистого песчаника, глины, мергеля, известняка. Мощность каждого «ритма» обыч-

но не превышает 2—3 м и очень большое число их (сотни и тысячи) следует друг за другом в разрезе, отличаясь между собой колебаниями мощности всего ритма или отдельных составляющих его слоев, а также местными выпадениями того или иного элемента ритма. Мощность ритмов и их состав испытывают также изменение и по площади.

Ритмическая слоистость особенно характерна для так называемых флишевых формаций, которые состоят обычно из чередующихся прослоев песчаника или известняка, мергеля и глины. Флишевые формации характеризуются очень большими мощностями (несколько километров). Ритмическая слоистость часто встречается также в угленосных формациях, где повторяются континентальные отложения (снизу вверх: песчаники, алевролиты, глины, уголь) и морские (глины, известняки, пески). Границы между ритмами всегда бывают резкими, а переходы между элементами ритма — постепенными.

Ритмическая слоистость может быть использована для определения кровли и подошвы слоя, что весьма важно в тех случаях, когда наблюдается не только нормальное, но и перевернутое залегание слоев. Основываются при этом на том, что более грубые отложения в подавляющем числе случаев залегают в подошве ритма, тогда как кровле ритма свойственны породы более тонкие, вверх от которых наблюдается резкий переход к грубым породам подошвы следующего ритма (рис. 3).

Разные формы слоистости, смена формаций вверх или вниз по разрезу отражают изменчивость осадочных толщ в вертикальном направлении. Изменения литологического состава осадочных пород обычно называются фациальными изменениями (изменения фаций или литофаций). В данном случае слои разного возраста, следующие друг за другом в разрезе, различаются своим составом или, как говорят, своими литофациями.

### **Изменения литофаций и мощности отложений на площади**

Существенным свойством осадочных толщ является их изменчивость не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлениях. При этом изменениям подвергаются не только составы пород, но и их мощность. Другими словами, перемещаясь по площади из одного пункта в другой, мы всегда можем заметить, что толща слоев определенного возраста меняется и по своему составу и по своей мощности. Толщи одного и того же возраста сложены в разных местах различными породами, и мощность их неодинакова.

Такая горизонтальная изменчивость проявляется в каждом

случае в разной степени. В одних областях изменения происходят медленно, постепенно и становятся заметными лишь на больших расстояниях (в сотни километров), в других же — изменения литофаций и мощностей происходят очень резко и на близких расстояниях. Последнее наблюдается в геосинклиналях, тогда как устойчивость состава и мощностей характерна для платформ (см. главу VIII).

На рис. 4 приведен пример изменения литофаций и мощностей осадочных толщ в горизонтальном направлении. В зоне перехода литофаций наблюдается выклинивание слоев одного состава и появление слоев другого состава. В связи с этим

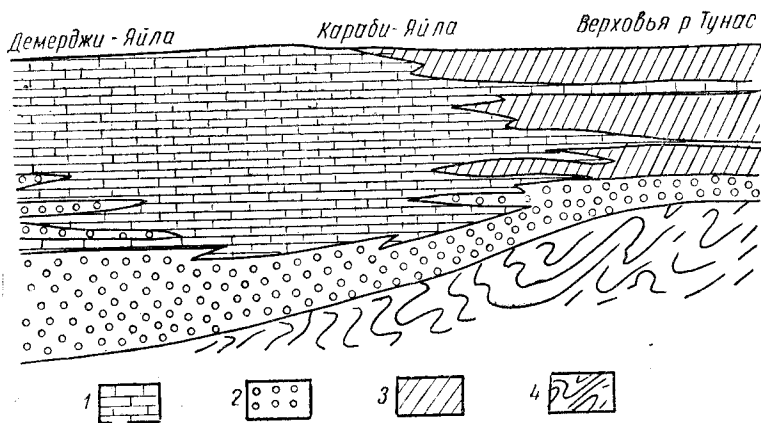


Рис. 4. Профиль, показывающий изменения мощности и литофаций верхне-юрских отложений в Крыму (по М. В. Муратову): 1—известняки; 2—конгломераты; 3—флиш (глины, песчаники, известняки); 4—«таврические» глинистые сланцы

граница между двумя литофациями обычно является зазубренной: слои одной литофации входят в виде клиньев в слои пород другой литофации. Поскольку часто с течением времени наблюдается смещение зоны смены литофаций в том или другом направлении, зазубренная граница литофаций редко бывает в целом вертикальной; чаще всего она наклонена, причем направление наклона может меняться.

Иногда та или иная литофация имеет весьма ограниченное распространение, занимая, например, очень узкую полосу среди пород других литофаций. Если формирование этой литофации было ограничено также и во времени, то породы данной литофации образуют в разрезе короткие линзы слоев, быстро выклинивающиеся в двух противоположных или во всех

направлениях. Такое линзовидное залегание чаще всего свойственно осадочным породам континентального происхождения (например, речным пескам) (рис. 5).

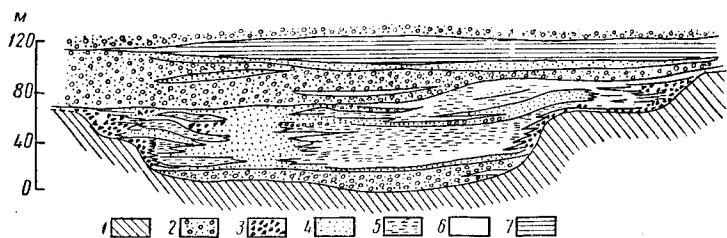


Рис. 5. Линзовидное залегание пород на северной окраине Подмосковского бассейна (по Е. П. Брунс):

1—палеозойские породы; 2—конгломераты; 3—брекчии; 4—лесчаники; 5—песчаники и глины; 6—глины; 7—угли

При изменении мощности осадочных толщ наблюдается либо постепенное выклинивание слоев одних за другими, либо, наоборот, появление новых слоев при соответственном уменьшении или увеличении общей мощности толщи.

### О причинах изменений мощности и литофаций отложений

Изменения мощностей и фаций осадочных толщ отражают процесс медленных поднятий и опусканий земной коры, т. е. ее так называемых колебательных движений. Мощность осадочных отложений отвечает величине прогибания земной коры. В геологических разрезах мы видим преимущественно либо морские мелководные отложения, либо дельтовые и другие прибрежные континентальные отложения. Отложения этих типов накапливаются в областях прогибания земной коры по мере развития прогибания и как бы компенсируют его. Поэтому, чем больше прогнулась земная кора, тем больше накопилось осадков. Следовательно, если, например, юрские отложения в одном районе имеют мощность 300 м, а в другом — 2000 м, это означает, что в течение юрского периода земная кора прогнулась в обоих районах, но в первом — на 300 м, а во втором — на 2000 м.

Там, где происходит поднятие земной коры, ее поверхность поднимается выше уровня моря и выше уровня континентального накопления и подвергается размыву. Продукты размыва сносятся в соседние депрессии, где они отлагаются зонами: наиболее грубые обломочные осадки располагаются ближе к бе-

регу; более тонкие осадки — на большем расстоянии от него, а там, куда обломочный материал вовсе не поступает, накапливаются известняки и другие осадки, наиболее слабо связанные с приносом обломочного материала. Так образуются литофациальные зоны; этим определяется смена литофаций осадков одного геологического возраста на площади.

Если поднятие в области суши становится более интенсивным, количество обломочного материала возрастает и он разносится на более широкой площади. По мере того как образуются новые участки суши, а старые исчезают, испытывая опускание, размещение и характер литофаций меняются. Это является причиной изменения литофаций во времени, т. е. вверх по разрезу. Например, ритмическая слоистость чаще всего отражает периодическое усиление и ослабление поднятия в соседней области размыва.

Последние затронутые здесь вопросы подробнее рассматриваются в курсе общей геотектоники.

### **Массивное залегание осадочных пород**

В некоторых случаях осадочные породы первично залегают не в виде слоев, а в форме более или менее крупных массивов. Такая форма залегания свойственна рифовым известнякам. Последние образуются преимущественно колониальными кораллами, но нередко также водорослями, мшанками и археоциатами. Массивные скопления этих колониальных организмов называются биогермами.

Форма биогермов бывает куполовидная, груболинзовидная, грибообразная. Биогермы обычно окружены слоями обломочных перекристаллизованных известняков, образованных в значительной степени за счет разрушения рифов. Эти слои нередко бывают наклонены под углом 10—15° от рифа наружу (см. рис. 1).

## **2. ПЕРВИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД**

В соответствии с различиями условий своего образования эффузивные, или надкоровые, и интрузивные, или внутрикоровые, магматические породы обладают разными формами залегания.

### **Эффузивные породы**

Первичные формы залегания эффузивных пород имеют сходство с формами залегания осадочных пород. Лавы, обла-

дающие значительной текучестью (основные и средние по своему химическому составу), изливаясь на поверхность, образуют потоки, или покровы, имеющие вид слоев той или иной мощности. При многократном излиянии, когда очередной лавовый поток успевает затвердеть до образования следующего покрова, образуются толщи, состоящие из многих потоков разной мощности и состава.

Лавовые потоки сплошь и рядом чередуются со слоями вулканических туфов и брекчий, а также со слоями осадочных и смешанных вулканогенно-осадочных пород.

В зависимости от объема излившейся лавы и степени ее текучести лавовые потоки занимают площадь самого различного размера. Основные лавы нередко растекаются на огромных площадях и образуют покровы удивительно равномерной мощности. Кислые лавы, являющиеся относительно более вязкими, растекаются на меньшей площади и часто образуют над центрами излияния скопления куполовидной формы, называемые экструзивными куполами.

Там, где денудация обнажила жерло древнего вулкана, подводный магму канал, можно видеть залегание эффузивных пород в виде так называемых некк, или вулканических трубок. Некки, или трубки, представляют собой заполнение вулканических жерл лавой или брекчией, состоящей из обломков застывшей лавы. Некки имеют форму неправильных цилиндров, труб или линз и нередко достигают нескольких километров в поперечнике.

Элементами первичного внутреннего строения эффузивных пород являются различные отдельности, которые возникают в процессе формирования самой эффузивной породы, а также ее флюидалность. Под отдельностями понимаются естественно возникающие блоки породы закономерной формы, ограниченные трещинами. Отдельности образуются при растрескивании лавы в процессе ее охлаждения и застывания, когда объем ее уменьшается.

Наиболее широко распространенной отдельностью в основных лавах является так называемая столбчатая или призматическая отдельность. В этом случае застывший лавовый поток разделен на столбы многогранной призматической формы, расположенные преимущественно перпендикулярно к поверхности потока.

Встречается также шаровая, или «подушечная», отдельность, образование которой связывают с быстрым охлаждением лавы, пришедшей в соприкосновение с водой.

Более мелкие элементы внутренней структуры лавы могут быть выражены флюидалным строением, которое представля-

ет собой результат течения лавы, когда она была еще жидкой. Это течение привело к ориентированному расположению отдельных удлинённых фенокристов<sup>1</sup>, а также газовых пустот и миндалин в направлении бывшего движения лавы (рис. 6). Флюидальная текстура позволяет восстанавливать направление течения древних лавовых потоков.

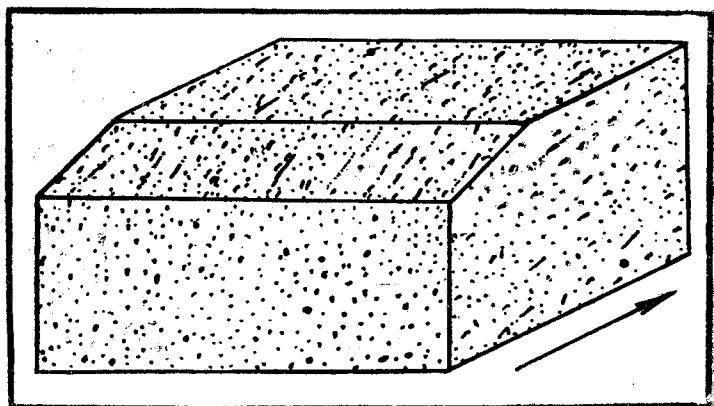


Рис. 6. Флюидальная текстура. Стрелкой показано направление движения лавового потока

К элементам первичного внутреннего строения эффузивных пород относятся также изменения состава, структуры, внешнего облика этих пород, часто наблюдаемые в пределах одного лавового потока от подошвы к кровле. При застывании потока газовые пузыри собираются в верхней его части, в связи с чем застывшая порода обычно обладает сверху большим числом пустот и миндалин, чем внизу. Нередко у поверхности поток оказывается несколько более кислым по составу, чем в подошве.

В тесном сообществе с лавами находятся слои туфов и вулканических брекчий. В типичных туфах и брекчиях их компоненты, представляющие собой результат наземного и подводного осаждения продуктов твердых выбросов вулканов, располагаются беспорядочно. Если пирокластический материал подверг-

<sup>1</sup> Фенокристы (или фенокристаллы) — аналог порфировых выделений, т. е. более или менее крупные кристаллы или кристаллические зерна, расположенные в мелкозернистой полустекловатой или стекловатой массе порфировых пород.

ся некоторому переносу водными потоками или переотложению морскими волнами и к нему вдобавок примешивается чисто осадочный материал, то такие породы смешанного вулканогенно-осадочного происхождения (туффиты) обнаруживают в своем залегании значительно большее сходство с типичными осадочными породами и, в частности, характеризуются слоистостью.

Эффузивные породы группируются в земной коре в более или менее крупные комплексы, называемые, как и комплексы

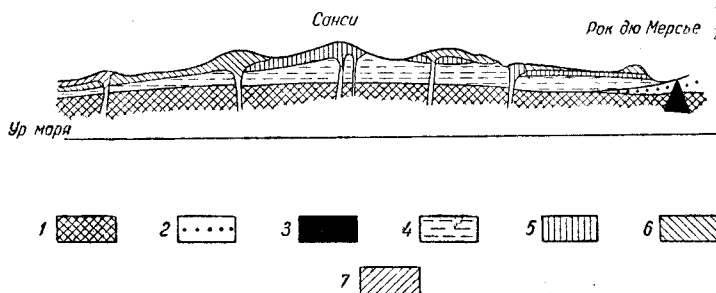


Рис. 7. Смена фаций вулканогенных пород в разрезе. Массив Мон-Дор (Франция):

1—фундамент; 2—риолитовый туф; 3—фонолит (эффузивный аналог нифелиновых сиенитов); 4—андезитовый туф; 5—порфирированный трахит; 6—роговообманковый андезит; 7—базальт

осадочных пород, формациями. Каждая вулканогенная формация характеризуется преобладанием лав или пирокластического материала, определенным химическим составом пород, той или иной последовательностью чередования лав, туфов и брекчий.

В расположении вулканогенных пород можно подметить иногда ритмичность, которая может быть выражена в правильном чередовании лав разного состава (основных, средних и кислых), в чередовании лав или туфов или в перемежаемости туфов и брекчий разного состава и грубости. В той же ритмической перемежаемости могут принимать участие и осадочные породы, правильно чередующиеся с вулканогенными.

Изменение характера и состава эффузивных пород происходит, естественно, не только в вертикальном, но и в любом горизонтальном направлении. Как и осадочные породы, эффузивные породы меняют свой состав или свои «фации» на площади: лавы заменяются на том же стратиграфическом уровне туфами, брекчиями и т. д. (рис. 7).

## Интрузивные породы

Значительно большее разнообразие форм залегания обнаруживают интрузивные породы. По отношению к залеганию вмещающих осадочных или метаморфических пород структурные формы интрузивных пород делятся на согласные и несогласные (или секущие). В первом случае тело интрузивной породы имеет плоскую или линзовидную форму и залегает между слоями осадочных пород согласно с ними. Во втором случае интрузивное тело пересекает слои вмещающих пород.

Это деление условно: некоторые интрузии являются в одной своей части (обычно в кровле) согласными, а в других — секущими. Поэтому можно говорить о частично согласных или частично секущих интрузиях.

К согласным интрузиям относятся: пластовые интрузии или силлы, лакколлиты, сложные лакколлиты, лополиты и факоллиты.

К числу частично согласных интрузий принадлежат интрузивные купола и магматические диапиры.

К числу несогласных или секущих интрузий относятся трещинные интрузии, батолиты и штоки.

Следует отметить, что химический состав интрузий находится в тесной связи с формой залегания: для интрузивных тел определенной формы характерен определенный состав пород (основной, кислый, щелочной или средний).

### *Согласные интрузии*

Пластовые интрузии представляют собой плоские магматические тела, внедрившиеся вдоль поверхностей напластования осадочных пород. Естественно, что где-то должен находиться подводящий канал пластовой интрузии, каковым бывает обычно глубокая трещина. Но такие подводящие каналы часто невидимы в пределах изучаемых разрезов. Некоторые пластовые интрузии занимают пространство в тысячи квадратных километров. При этом мощность интрузивного тела иногда сохраняется на всей площади с удивительным постоянством. В штате Нью-Джерси (США) имеется пластовая интрузия триасового возраста, тело которой мощностью в 300 м прослеживается на 160 км.

В одном геологическом разрезе иногда можно наблюдать ряд пластовых интрузий, перемежающихся с осадочными породами (рис. 8). Магма, образующая пластовые интрузии, обычно имеет основной состав.

Разновидностью пластовых интрузий является гарпюлитовое интрузивное тело, образовавшееся по поверхности несогласия в осадочной толще.

Лакколиты представляют собой линзообразные или каваеобразные магматические тела, внедрившиеся между слоями и приподнявшие над собой в форме купола вышележащие



Рис. 8. Пластовые интрузии диабазов (черное) среди ордовичских и силурийских отложений района г. Праги

слои (рис. 9). В некоторых случаях удается наблюдать подводящие каналы, заполненные той же магматической породой. Но иногда такие подводящие каналы, возможно, вовсе отсутствуют; в этих случаях лакколиты следует рассматривать как пластовые интрузии, пережатые и разделенные на отдельные линзы последующими деформациями.

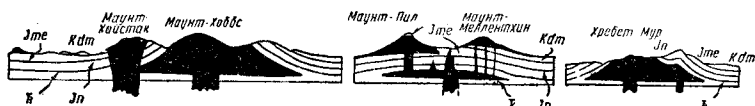


Рис. 9. Лакколиты гор Ла-Саль (по Ирдли)

*Kd*—дакотские песчаники; *Jms*—группы Моррисон и Сан-Рафаэль; *Jgr*—группа Глен-Каньон; *kc*—песчаники Чинли; *Jml*—формация Мак-Элмо; *Kdm*—дакотские песчаники и глинистые сланцы Манкэс; *Jn*—песчаники Уингейт, Кайента и Навахо; *k*—триасовые и пермские слои

Встречаются сложные лакколиты, состоящие как бы из ряда межпластовых интрузивных линз, наложенных друг на друга, и имеющие в вертикальном разрезе вид, напоминающий фигуру елки (рис. 10). В этом случае все тело сложного лакколита является секущим по отношению к вмещающим слоям, тогда как отдельные элементы этого сложного тела находятся в согласном залегании с окружающими породами.

Для лакколитов характерен средний и щелочной состав пород (андезиты, нефелиновые сиениты и др.).

Лополиты представляют собой большие, имеющие площадь во многие тысячи квадратных километров, пластовые инт-

рузивные тела, залегающие среди слоев, образующих пологую чашеобразную вогнутость, и поэтому в свою очередь имеющие форму пологой чаши или блюда (рис. 11). Лополиты встречаются на платформах в синеклизах. Мощность их достигает сотен метров. Состав их преимущественно основной, но с местными отклонениями состава до кислого.

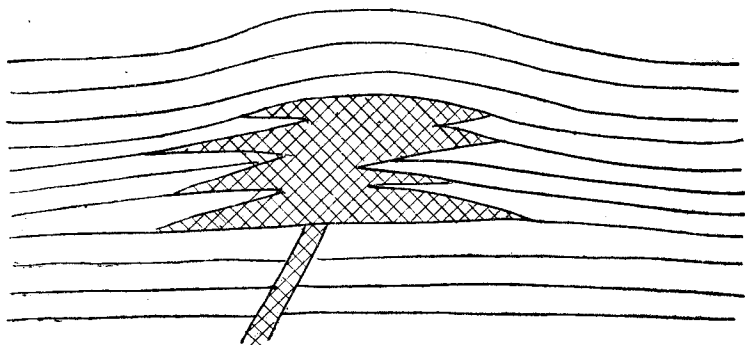


Рис. 10. Сложный лакколит

Факолиты — чечевицеобразные изогнутые вверх или вниз небольшие интрузивные тела, расположенные в замках антиклинальных или синклиналиных складок (рис. 12).

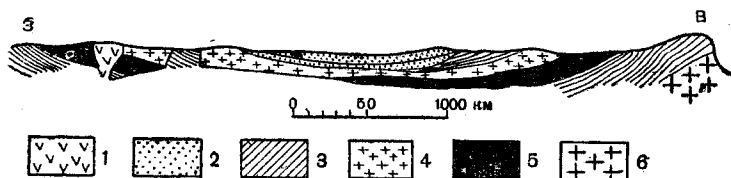


Рис. 11. Норитовый лополит Бушвельда:

1—сиениты (наиболее молодая интрузия); 2—континентальные отложения системы Карру; 3—трансваальская система; 4—гранит; 5—норит; 6—древние граниты

Тела в форме факолитов можно считать первичными только в том случае, если внедрение магмы произошло после того, как слои были уже смяты в складки. В противном случае эти структурные формы могут представлять собой результат вторичной деформации обычных пластовых интрузий, изогнутых в

складки вместе с вмещающими породами и при этом растянутых и разделенных на отдельные крупные линзы.

Состав магмы, образующей факолиты, преимущественно основной.

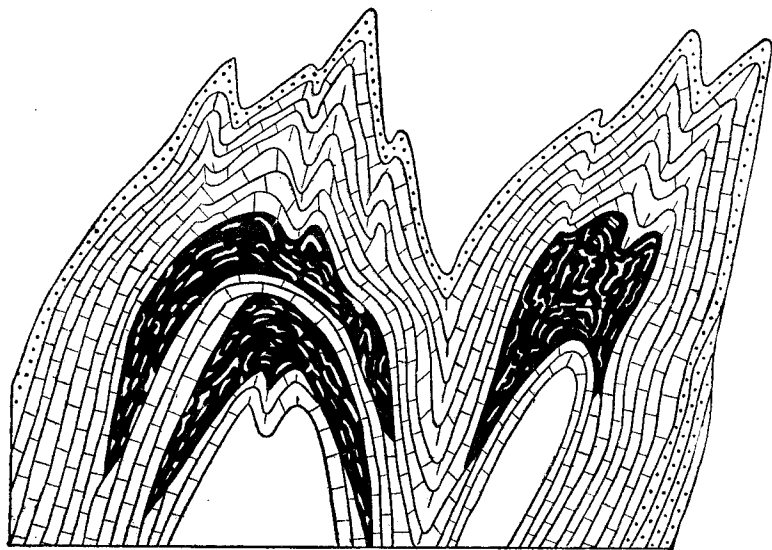


Рис. 12. Факолиты. Темное — интрузивная порода

### *Частично согласные интрузии*

Интрузивные купола и магматические диапирсы различаются главным образом размерами и составом. Интрузивный купол достигает нескольких километров и даже десятков километров в диаметре. На поверхности бывает видна только его сводообразно изогнутая кровля, над которой согласно приподняты и изогнуты вмещающие породы. В более глубоких своих частях интрузивный купол, вероятно, является секущим. Интрузивные купола сложены гранитами и гнейсами.

Магматический диапир представляет собой небольшую интрузию в форме перевернутой капли, согласную с вмещающими породами в своей кровле и секущую их на глубине (рис. 13). Такие интрузии обычно сложены средними или щелочными породами.

Характерным для интрузивных куполов и магматических диапиров является то, что ориентировка плоских и удлиненных

кристаллов внутри них, особенно в их периферических частях, параллельна внешним контурам интрузивного тела.

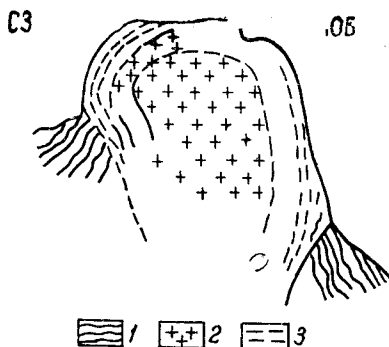


Рис. 13. Каплеобразная интрузия (интрузивный диапир), по В. Н. Павлинову:  
1 — вмещающие породы; 2 — массивная часть интрузии; 3 — ориентированная текстура в периферической части интрузии

### *Секущие интрузии*

Трещинные интрузии, называемые также дайками и магматическими жилами, образовались в результате внедрения магмы в полости, возникшие при растрескивании земной коры. Трещинная интрузия — это плоское магматическое тело, расположенное в земной коре вертикально или наклонно. Толщина трещинной интрузии бывает различной: от одного сантиметра до нескольких десятков метров, а в редких случаях — и до сотен метров. По простиранию трещинные интрузии прослеживаются иногда на десятки и даже сотни километров (рис. 14).

Чаще всего трещинные интрузии бывают прямолинейными, но встречаются также интрузии этого типа изогнутые и ломаные. Весьма своеобразны системы трещинных интрузий, имеющих форму конусов, вложенных друг в друга и повернутых острием либо вверх, либо вниз (рис. 15). Такие дайки, вырисовывающиеся на карте в виде кольцевых тел, встречаются, например, в Шотландии. В трещинных интрузиях присутствуют породы самого разного состава — от ультракислого до ультраосновного.

Батолиты представляют собой очень большие магматические тела, в верхней своей части куполовидные или конусовидные. Полностью их форма до сих пор не выяснена, так как

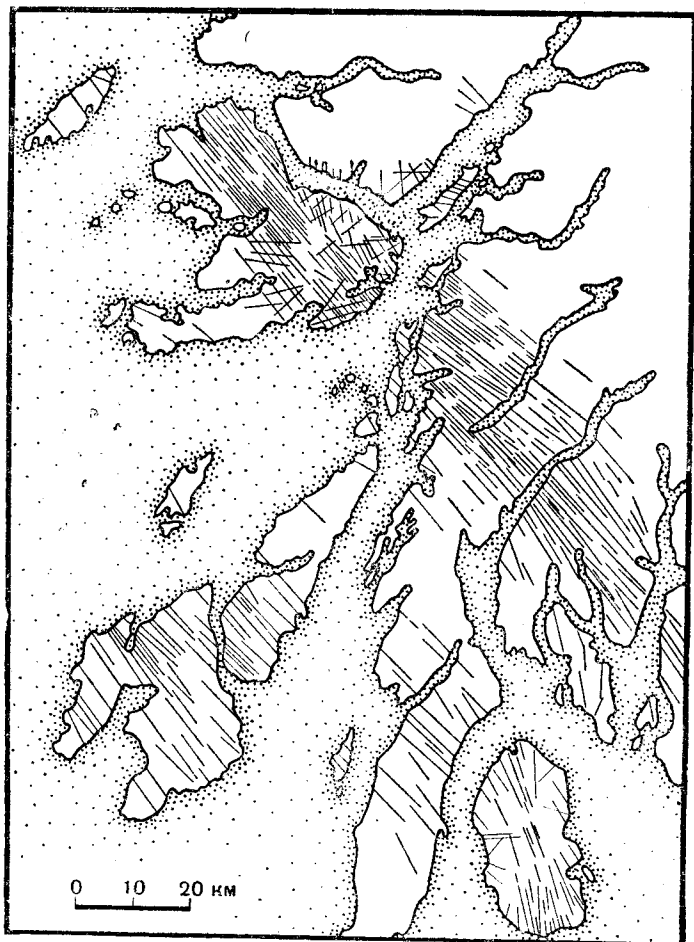


Рис. 14. Третичные трещинные интрузии Шотландии

всегда видна только их верхняя часть. Еще сравнительно недавно предполагали, что эти тела являются «бездонными» (абиссальными), т. е., имея куполовидную форму, они, расширяясь книзу, пронизывают всю земную кору и непосредственно связаны с подкоровыми областями, откуда происходит магма.

В настоящее время многие исследователи считают, что батолиты свойственны только верхним частям земной коры и что на больших глубинах батолиты сливаются в единый гранитный слой.

Среди наиболее древних (архейских) пород наблюдаются так называемые «рассеянные интрузии», приуроченные обычно

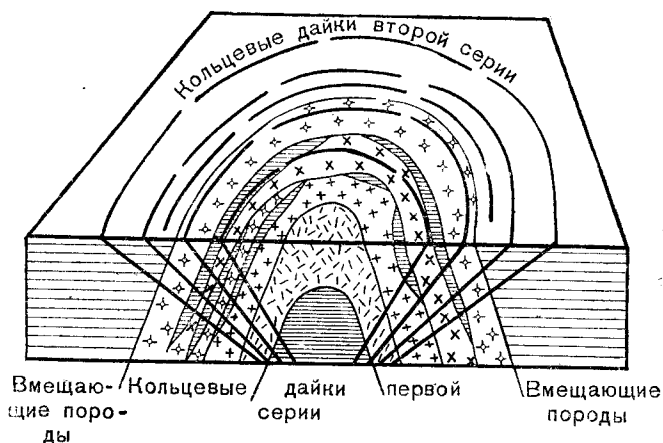


Рис. 15. Кольцевые дайки

к перифериям батолитов, но иногда и самостоятельно занимающие большие площади. Интрузии этого типа ведут к образованию мигматитов — смешанных пород, в которых тесно перемешаны угловатые обломки (иногда размером в несколько десятков сантиметров) сильно метаморфизованных вмещающих пород и окружающего их, пронизывающего всю породу бесчисленными переплетающимися жилками магматического материала гранитного, кварцевого или аплитового состава (подробнее см. главу VII).

В горизонтальном сечении батолит имеет вблизи поверхности обычно удлиненно-овальную форму. Его длинная ось нередко достигает нескольких сотен, а в некоторых случаях и тысяч километров. Для батолитов характерно исключительное постоянство химического состава: они образованы только кислыми породами, среди которых преобладают граниты (частично гранодиориты). В отличие от интрузивных куполов, контакт батолита с вмещающими породами обычно носит секущий характер (рис. 16).

Чрезвычайно интересным обстоятельством является то, что, несмотря на крупные размеры батолитов, последние не

оказывают механического воздействия на вмещающие породы. Казалось бы, что эти крупные магматические тела, внедряясь в земную кору, должны были бы раздвигать и сминать вышележащие породы. Однако этого не происходит. Отсюда возникла давно обсуждаемая в науке «проблема пространства для батолитов». В настоящее время полагают, что батолиты



Рис. 16. Мерисвильский батолит (США)

образуются не столько в результате внедрения магмы из глубины, сколько в результате образования гранитов «на месте» путем перекристаллизации осадочной оболочки, ее «гранитизации» под влиянием высокой температуры, давления и привноса из глубины некоторых подвижных весьма активных химических агентов (вода, кремнезем, щелочи).

Штоками называют сравнительно небольшие по размеру (до нескольких километров в диаметре) интрузии неправильной формы. Последняя чаще всего отдаленно приближается к цилиндрической.

В отличие от батолитов вмещающие породы близ контакта со штоками бывают сильно нарушены, что указывает на механическое воздействие внедряющейся магмы на вмещающую среду. Состав пород, в отличие от батолитов, также бывает более разнообразным: многие штоки сложены средними, основными и щелочными породами.

Внешняя форма интрузивных тел, особенно крупных (например, батолитов), часто усложняется неправильными выступами или ответвлениями, которые нередко бывают длинными и ветвящимися. Такие выступы и ответвления интрузивных тел называются апофизами.

В общем курсе геотектоники перечисленные интрузивные тела обычно объединяются в группы несколько иначе, чем это сделано здесь. Так, например, можно выделить следующие группы: батолиты (сюда относятся также интрузивные купола и рассеянные интрузии), пластовые интрузии (среди которых находятся также лополиты и факолиты), трещинные интрузии и, наконец, «малые» интрузии (лакколиты и штоки). Такое разделение наиболее удобно, так как оно предполагает объе-

динение в группы тех интрузий, которые связаны между собой общностью тектонических условий своего образования.

### *Первичное внутреннее строение интрузий*

Данный вопрос представляет большой интерес, так как на основании анализа внутреннего строения интрузий можно судить об условиях их формирования.

В качестве главного элемента внутреннего строения интрузий следует отметить неравномерность их состава, которая проявляется в различной степени. Так, например, существуют интрузии весьма однородные по своему составу; к их числу относятся батолиты. Но и в батолитах краевая оторочка обычно отличается по своему составу от остальной интрузии. Эта так называемая эндоконтактовая зона обычно характеризуется либо более основным (что бывает чаще), либо более кислым составом, чем весь гранитный батолит, а также меньшим размером кристаллов.

В основных пластовых и малых интрузиях эта неравномерность часто выражена более сильно. Нередко наблюдается резкое разделение на основную часть — обычно нижнюю или внутреннюю — и более кислую — внешнюю. Такое разделение вызвано дифференциацией магматического вещества при его охлаждении.

Резкие различия состава центральных и краевых частей наблюдаются и в трещинных интрузиях, что связано с быстрым охлаждением магмы у стенок трещины.

В основных и щелочных пластовых и «малых» интрузиях наблюдается также интересное и до сих пор не вполне еще понятное явление расслаивания, в результате которого материал интрузии разделяется на слои толщиной от нескольких миллиметров до сотен метров. Последние различаются между собой своим более основным или более кислым составом, большим или меньшим содержанием цветных минеральных компонентов. Чаще всего такая полосчатость проявляется в краевых зонах интрузии, но она может захватывать и всю интрузию целиком. Неравномерность состава может быть обусловлена также тем, что данная интрузия является сложной, т. е. состоит из нескольких интрузий, внедрившихся последовательно в одно и то же пространство.

Весьма существенными особенностями внутреннего строения интрузивных тел являются так называемые ориентированные текстуры. Последние выражены в том, что удлиненные и плоские кристаллы в интрузивной породе располагаются определенным образом.

Различают линейную ориентированную текстуру и плоскостную ориентированную текстуру. В первом случае длинные оси кристаллов располагаются взаимно параллельно, простираясь в каком-либо определенном направлении, которое, однако, в разных частях интрузии может быть различным (рис. 17,а).

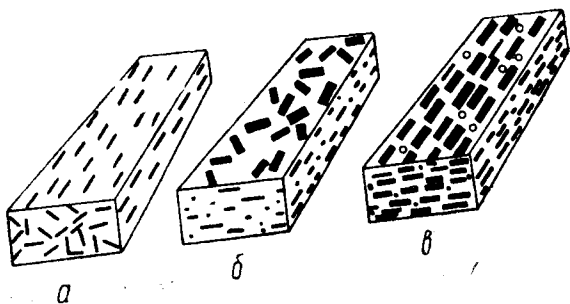


Рис. 17. Ориентированные текстуры: а—линейная, б—плоскостная и в—линейно-плоскостная

При этом если удлиненные минералы вместе с тем являются плоскими, то широкие их плоскости могут быть наклонены вокруг оси линейной ориентировки как угодно. Во втором случае плоские минералы располагаются так, что их широкие плоскости оказываются параллельными друг другу (рис. 17, б). Нередко два типа этих ориентированных текстур могут объединяться; в этом случае оказываются взаимно параллельными как широкие плоскости, так и длинные оси кристаллов, что приводит к образованию линейно-плоскостной текстуры (рис. 17, в).

Ориентированная текстура возникает в том случае, если движение магмы продолжалось, когда уже начали образовываться твердые кристаллы. Последние деформировались и поворачивались под влиянием движения окружающей вязкой магмы и приобретали ориентированное расположение в соответствии с направлением течения магмы.

Уточняя связь ориентировки кристаллов с движением магмы, следует отметить, что закономерное расположение кристаллов вызывается не течением магмы вообще, а неравномерным движением ее отдельных участков. Поворот кристаллов может произойти только в том случае, если поток магмы разделяется на струи или пластины с разной скоростью движения. Тогда удлиненный кристалл, захваченный струями или пластинами с разной скоростью движения, неминуемо повернется параллельно течению. Неравномерность движения магмы может

быть, в частности, вызвана трением магмы о стенки заполняемой полости. В связи с этим ориентированные текстуры всегда лучше выражены в краевых частях интрузий, тогда как центральные части их, которые могли двигаться как единая масса, часто лишены ориентированной текстуры. Поскольку описанные текстуры отражают течение магмы, они называются также флюидальными.

Если кристаллизация происходит после того, как движение жидкой магмы прекратилось, образующиеся кристаллы

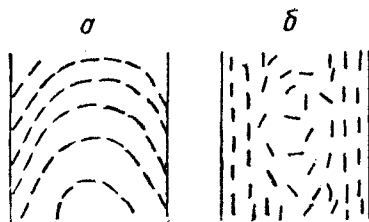


Рис. 18. а и б—ориентированные текстуры в трещинных интрузиях (дайках)

располагаются беспорядочно и ориентированных текстур не возникает.

В зависимости от формы интрузий и направления движения в них магмы расположение ориентированных текстур по отношению к внешним очертаниям интрузий бывает различным. Широкое распространение получили плоскостные текстуры, изогнутые в виде куполов (см. рис. 13). Такая куполовидная внутренняя структура, согласная с формой всей интрузии, характерна для лакколитов, для магматических диапиров, для интрузивных куполов. Иногда внутри одной интрузии наблюдается несколько куполов ориентированных текстур, что также типично для только что упомянутых сложных интрузий.

В трещинных интрузиях ориентированные текстуры располагаются либо параллельно стенкам трещины, либо в форме дуг (рис. 18).

Во внутреннем строении интрузий нередко участвуют ксенолиты, т. е. обломки вмещающих пород. Если интрузивное тело образовалось в результате переплавления или перекристаллизации осадочных или метаморфических пород на месте, то породы ксенолитов могут сохранить свое первичное залегание. В этом случае их залегание тесно связывается с залеган-

нием пород, окружающих интрузии, в единые структурные формы (рис. 19). Если же магма до застывания текла, то вместе с ней перемещались и ксенолиты. Они могли поворачиваться и приобретать положение, отвечающее ориентированной текстуре, т. е. длинной осью в направлении линейной текстуры.

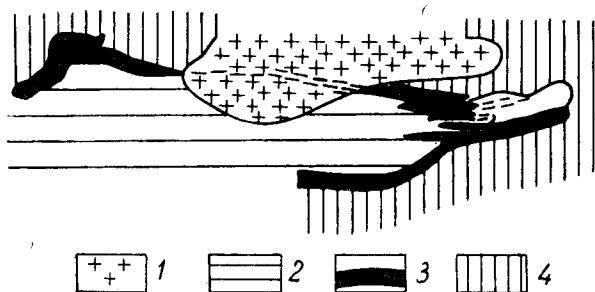


Рис. 19. Гранитные массивы в каменноугольном бассейне Корле (по Барруа):  
1—гранит; 2—каменноугольные отложения; 3—девон; 4—альгонк. Ксенолиты девона встречаются вдоль пунктирной линии

Следы движения материала интрузии при ее формировании выражены также в виде шлиров. Так называются наблюдаемые внутри интрузии скопления некоторых определенных минералов (светлых или темных) в виде лент, полос, тонких линз. Такие шлиры ориентируются параллельно линейной текстуре. Шлиры могут быть образованы слюдой, кварцем, полевыми шпатами и другими минералами.

К элементам первичного внутреннего строения интрузий следует отнести также те трещины, которые возникают в интрузивных породах в процессе их остывания и сокращения в объеме. Такие трещины обычно разделяют породы на правильные параллелепипедальные отдельности, хотя в некоторых случаях наблюдаются и неправильные, например, «матрацевидные», «яйцевидные», шаровые и другие отдельности.

Плоские трещины, ограничивающие параллелепипедальные отдельности, обычно разделяют в зависимости от их положения по отношению к ориентированным текстурам. Если они расположены поперек линейноориентированных текстур, то это так называемые поперечные трещины (трещины Q). Трещины, в плане параллельные той же линейной текстуре и обычно крутопадающие, называются продольными (трещины S). Пологие тре-

щины, параллельные линейной текстуре (трещины *L*), имену-  
ются иногда трещинами пластовой отдельности. Существуют  
еще диагональные трещины (трещины *P*), делящие угол меж-

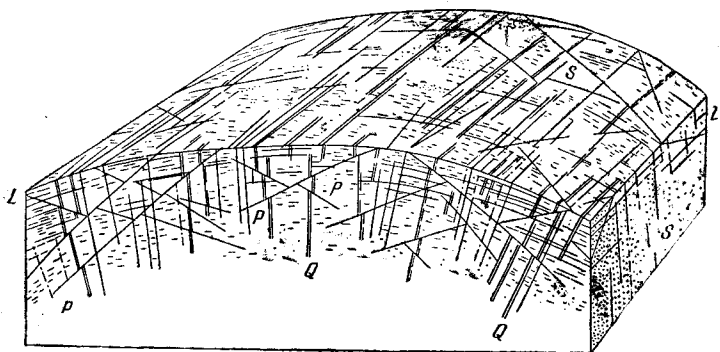


Рис. 20. Системы разрывов в гранитном массиве (по Клоосу).  
Короткие штрихи — ориентированная текстура

ду трещинами *Q* и *S* (рис. 20). Указанная номенклатура пер-  
вичных трещин принадлежит немецкому ученому Г. Клоосу.

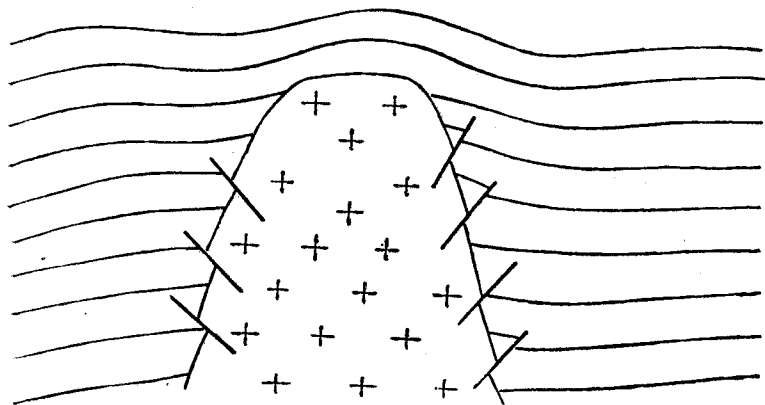


Рис. 21. Краевые взбросы в интрузии

Все названные трещины тесно связаны с ориентированными  
текстурами и чаще всего встречаются там, где последние  
выражены наиболее ярко, например в периферических зонах

интрузивного массива. Об условиях образования этих трещин будет сказано ниже (см. главу VI).

К первичным элементам структуры интрузивных массивов часто относят также так называемые краевые взбросы (или надвиги). Можно предположить, что они образуются в уже застывшем с краев массиве, когда он продолжает двигаться вверх под напором еще жидкой магмы его внутренних частей. Междудвигающейся вверх застывшей оболочкой массива и вмещающими породами развивается трение, что приводит к деформации сдвига (см. стр. 38). При сдвиге возникают трещины отрыва и скалывания, а также могут произойти перемещения пород по образовавшимся трещинам. Последние могут захватывать как краевую часть интрузии, так и вмещающие породы (рис. 21).

### **3. О МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ФОРМ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД**

Помимо обычных методов геологического картирования и петрологического изучения вещества пород, при изучении магматических тел используются некоторые специальные методы. Здесь могут быть кратко упомянуты лишь некоторые из них.

Ориентированные текстуры, интересные для восстановления механизма внедрения интрузивной породы, грубо могут быть изучены невооруженным глазом с помощью горного компаса. При этом на карту соответствующими значками наносят положение в пространстве (залегание) как линейных, так и плоскоориентированных текстурных элементов. Ввиду того что наблюдаются отклонения положения отдельных кристаллов от среднего их залегания на данном участке, значения, наносимые на карту, получаются путем усреднения большого количества единичных замеров. Следует, однако, иметь в виду, что от одной части интрузии к другой положение ориентированных текстур закономерно изменяется, в связи с чем усреднение имеет смысл только для ограниченных объемов породы, находящихся в единой структурной обстановке.

Более совершенный метод изучения ориентированных текстур, называемый петроструктурным, состоит в изучении ориентированных шлифов породы под поляризационным микроскопом с помощью столика Федорова. Технические детали этого метода рассматриваются в руководствах по петрографии. Основа метода заключается в установлении положения в пространстве оптических осей (в некоторых случаях полюсов спайности) большого количества кристаллов какого-либо минерала (например, кварца или слюды) с последующей статистической об-

работкой для выяснения среднего их положения. Поскольку в игольчатых, плоских, призматических кристаллах положение оптической оси тесно связано с формой кристалла, тем самым определяется и положение в пространстве ориентированных текстур. Сделанная выше сговорка относительно возможности сопоставления лишь образцов, взятых из небольшого объема породы, сохраняет свою силу и в этом случае.

Суммирование на карте и профилях результатов всех этих исследований дает картину внутреннего строения интрузии и представляет возможность установить характер и последовательность движения материала при ее внедрении.

Изучение первичных трещин в интрузиях производится путем замера элементов залегания большого их числа и выделения путем статистической обработки этих замеров систем переменных трещин. Отнесение трещины к тому или иному типу возможно только на основе сопоставления их с ориентированной текстурой. Таким образом, изучение последней всегда должно сопровождаться изучением трещиноватости.

## ВТОРИЧНЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

### Общие сведения

#### 4. ПРИЧИНЫ НАРУШЕНИЯ ПЕРВИЧНОГО ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Первичные формы залегания горных пород, как выше было указано, могут быть изменены, нарушены или дислоцированы последующими процессами, которые могут иметь различную природу. В общем, их можно разделить на две группы: процессы, связанные с деятельностью глубинных сил Земли, и процессы поверхностного происхождения. Глубинные процессы, вызывающие нарушение в залегании пород, в свою очередь разделяются на тектонические и магматические. В первом случае на залегание горных пород оказывают влияние движения земной коры, вызванные тектоническими причинами, т. е. процессами, протекающими на большой глубине под земной корой, природа которых пока плохо известна. Во втором случае залегание пород нарушается под воздействием внедряющейся в земную кору магмы.

Поверхностные дислокации связаны главным образом с проявлением силы тяжести, действующей в разных условиях. Непосредственно такие дислокации могут вызываться оползнями, обвалами, обрушением кровли карстовых и иных пустот, выветриванием и др.

Из всех перечисленных процессов нарушения залегания пород основное значение имеют тектонические процессы. На дислокации тектонического происхождения и будет ниже обращено основное внимание.

Однако поверхностные дислокации и создаваемые ими структурные формы во многом сходны с тектоническими. При поверхностных дислокациях создаются складки и разрывы, часто лишь размером отличные от тектонических. Сходны и

многие стороны механизма тех и других дислокаций. Более того, следует отметить, что в последнее время грань между тектоническими и поверхностными дислокациями в значительной степени и с более общей точки зрения утратила свою четкость. Так, в современных представлениях все большее значение в качестве одной из причин тектонических дислокаций приписывается силе тяжести. Скольжением по склону под влиянием силы тяжести объясняют, например, образование тектонических покровов (шариажей), которые только масштабом отличаются от обычных оползней. Это обстоятельство делает иногда затруднительным разделение тектонических и нетектонических дислокаций.

Правильнее было бы их, по-видимому, совсем не делить, а рассматривать совместно как различные проявления одного сложного и многообразного процесса преобразования структуры земной коры, захватывающего последнюю в разных случаях на различную глубину. В этой книге мы относим к числу тектонических такие процессы, обусловленные силой тяжести, которые приводят к образованию крупных структурных форм «тектонического масштаба» и меняют залегание горных пород на большую глубину, соизмеримую с обычной глубиной технического проникновения человека в земную кору. Процессы, приводящие к образованию мелких местных нарушений, не увязанных с общей картиной тектонического строения данной области, являющиеся сугубо приповерхностными и развивающиеся главным образом в зоне выветривания пород, мы относим к нетектоническим дислокациям и рассматриваем отдельно в последней главе.

## 5. ОСНОВНЫЕ ТИПЫ НАРУШЕНИЙ (ДИСЛОКАЦИИ)

Нарушения первичного залегания горных пород (дислокации) могут происходить либо без потери породами их связности, либо с потерей последней. В первом случае горная порода меняет свою форму, но без разрыва сплошности, т. е. без растрескивания. Во втором случае дислокация сопровождается раскалыванием, образованием трещин.

В связи с этим можно говорить о нарушениях, или дислокациях, с одной стороны, связных или пластических и, с другой стороны, — разрывных. Нарушения первого типа часто называются также складчатыми, поскольку главнейшей разновидностью связных нарушений являются складки. Однако этот термин не охватывает всех видов связных нарушений: среди них имеются нарушения, которые складчатыми назвать нельзя (например, разлинзование, см. ниже).

Для выделенных нами двух типов нарушений в старой

русской геологической литературе употреблялись также иностранные термины — «пликативные» и «дизъюнктивные» нарушения (или дислокации). В переводе они полностью соответствуют терминам «складчатые» и «разрывные» нарушения.

Ниже нами будут рассмотрены сперва в отдельности основные виды связных и разрывных нарушений. Необходимо, однако, отметить, что в большинстве случаев те и другие так тесно связаны между собой, что подобное разделение носит в значительной степени условный характер и служит в первую очередь для большей систематичности описаний морфологии различных нарушений. Но дальше нам придется рассмотреть закономерные типы взаимных сочетаний связных и разрывных нарушений.

Однако прежде чем обратиться к описанию нарушений, необходимо коснуться вкратце некоторых элементарных сведений из теории деформаций и разрушения твердых тел.

## 6. МЕХАНИЗМ ДЕФОРМАЦИИ

Связное нарушение представляет собой результат пластической деформации горной породы. Разрывное нарушение является выражением процесса ее разрушения.

Теории деформации и разрушения (раскалывания) твердых тел разрабатываются механикой, физикой и некоторыми областями техники. Для правильного понимания механизма нарушений, наблюдаемых в горных породах, необходимо познакомиться хотя бы с некоторыми самыми элементарными выводами из этих теорий.

Твердое тело, находящееся под нагрузкой, т. е. под действием внешних механических сил, уравновешенных таким образом, что оно не получает поступательного или вращательного движения, испытывает деформацию, состоящую либо в изменении формы, либо в изменении объема, либо в изменении того и другого.

Твердое тело оказывает сопротивление деформирующим силам, которое необходимо преодолевать в процессе деформации. Это означает, что в процессе деформации внутри тела возникают силы, противодействующие внешним силам. Эти внутренние силы, отнесенные к единице площади какого-либо сечения, мысленно проведенного через тело, называются напряжениями, действующими на данной элементарной площадке.

В зависимости от направления прикладываемых сил физическое тело находится, как говорят, под различными типами нагрузок, среди которых можно, однако, выделить несколько простейших разновидностей: сжатие — растяжение, сдвиг, изгиб,

кручение. Под действием этих нагрузок тело испытывает соответствующие общие деформации (рис. 22).

Однако если мы перейдем к элементарным, ничтожно малым объемам тела, то, как доказывается в теории упругости, любую сложную комбинацию деформирующих сил, приложенных к телу в любых направлениях, можно свести к действию

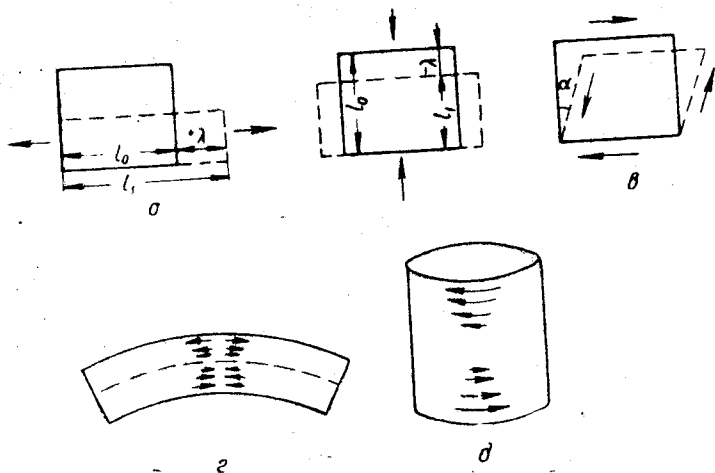


Рис. 22. Простые виды нагрузок и деформаций тела:  
 а—растяжение, б—сжатие, в—сдвиг, з—изгиб и д—кручение

только сжимающих или растягивающих сил разной величины, ориентированных по трем взаимно-перпендикулярным направлениям, именуемым главными осями напряжений.

В изотропном теле главные оси напряжений совпадают с главными осями деформаций. В этом случае любую сложную деформацию тела можно свести (для элементарного объема) к сокращению и удлинению по трем взаимно-перпендикулярным направлениям.

В связи с этим для условного изображения деформации, испытываемой телом, иногда пользуются так называемым «эллипсоидом деформации». Представим себе изотропный шар (рис. 23, А). Он изображает первичное (недеформированное) состояние тела. Если к шару по трем перпендикулярным осям будут приложены силы сжатия или растяжения разной величины, то шар превратится в трехосный эллипсоид. Относительные размеры осей эллипсоида будут изображать относи-

тельные величины деформаций вдоль главных осей. Такое изображение деформации является весьма наглядным.

Деформацию называют однородной, если все участки тела деформируются одинаково и в равной степени и главные

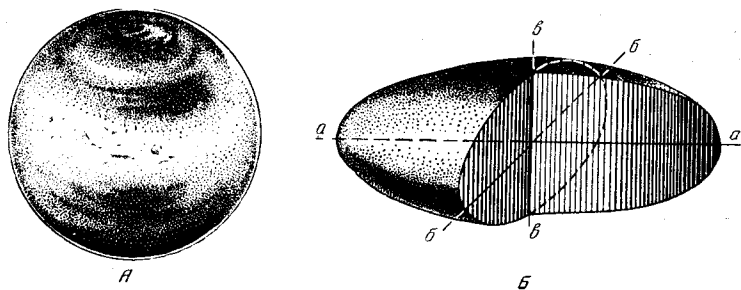


Рис. 23. Деформация, изображаемая с помощью эллипсоида деформации: А—первоначальный шар, Б—эллипсоид деформации; а—а—длинная ось эллипсоида (ось наибольшего удлинения); б—б—средняя ось эллипсоида и деформации; в—в—короткая ось эллипсоида (ось наибольшего сокращения); а—а, б—б и в—в—главные оси деформации.

оси деформации сохраняют всюду одинаковые направления, и неоднородной, если размер и характер деформации меняются от одного участка тела к другому и меняются направления главных осей. В качестве неоднородных деформаций можно назвать изгиб и кручение, в качестве однородных — сдвиг и сжатие — растяжение в изотропных телах.

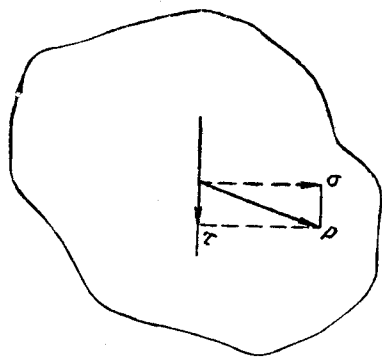


Рис. 24. Общее ( $\rho$ ), нормальное ( $\sigma$ ) и касательное ( $\tau$ ) напряжения

стической, т. е. остаточной. Такая деформация уже не исчезает при снятии сил. При еще большем увеличении сил наступит

пает момент, когда тело разрушается благодаря образованию в нем трещины или ряда трещин.

Общее напряжение, действующее на данной площадке, можно разложить на две составляющие: на напряжение, направленное нормально к площадке (нормальное напряжение), и напряжение, направленное в плоскости площадки (тангенциальное, или касательное напряжение) (рис. 24).

При данном направлении внешних деформирующих сил отношение между нормальными и касательными напряжениями будет различно в зависимости от того, как ориентирована рассматриваемая элементарная площадка. Например, если те-

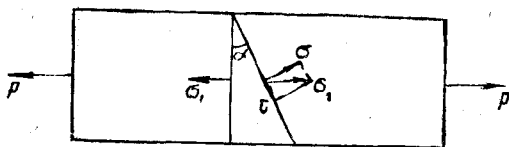


Рис. 25. Схема нормальных и касательных напряжений при одноосном растяжении

ло подвергается растяжению (см. тот же рисунок), то на площадках, расположенных нормально к оси растяжения, нормальные напряжения будут наибольшими, тогда как касательные напряжения в этом случае отсутствуют. На площадках, параллельных той же оси, отсутствуют как нормальные, так и касательные напряжения, а на площадках промежуточных положений нормальные и касательные напряжения присутствуют совместно, но в разных взаимных соотношениях.

Для примера рассмотрим случай, когда тело подвергается растяжению по одной оси (одноосное растяжение). Обозначим через  $\sigma$  нормальное напряжение на любой площадке, через  $\sigma_1$  нормальное напряжение на поперечном сечении тела (нормальном к растягивающим и сжимающим силам), через  $\tau$  касательное напряжение на любой площадке и через  $\alpha$  угол между выбранной площадкой и поперечным сечением (рис. 25). Тогда величина нормального напряжения на любой площадке определяется формулой:

$$\sigma = \frac{\sigma_1}{2} (1 + \cos 2\alpha),$$

а величина касательного напряжения будет равна:

$$\tau = -\frac{\sigma_1}{2} \sin 2\alpha.$$

Из этих формул следует, что максимальное нормальное напряжение  $\sigma_{\max}$  возникнет при  $\alpha = 0$ , т. е. нормальное напряжение при одноосном растяжении будет максимальным на поперечном сечении, или  $\sigma_{\max} = \sigma_1$ . Касательные напряжения на той же площадке равны нулю.

Максимальное касательное напряжение, как следует из тех же формул, будет наблюдаться при  $\alpha = 45^\circ$ , т. е. оно приурочено к площадкам, находящимся под углом  $45^\circ$  к оси растяжения.

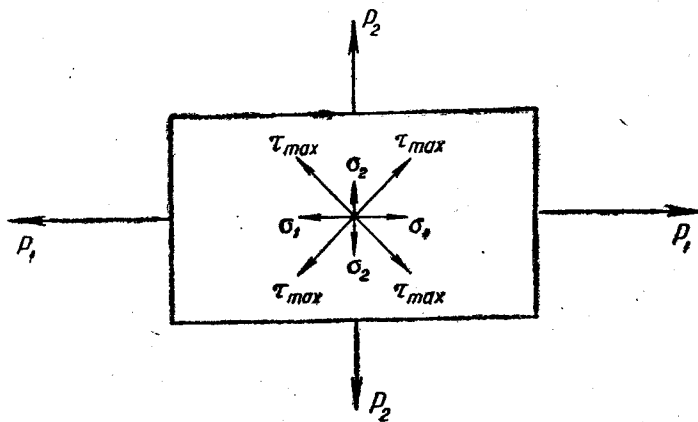


Рис. 26. Распределение главных и максимальных касательных напряжений при двухосном растяжении

Размер максимального касательного напряжения при одноосном растяжении связан с размером максимального нормального напряжения следующим образом:

$$\tau_{\max} = \frac{\sigma_{\max}}{2}.$$

При одноосном сжатии положение площадок с максимальными нормальными и касательными напряжениями будет то же, но в формулах нормальные напряжения следует взять с другим знаком.

Если тело подвергается сжатию или растяжению по двум перпендикулярным осям, то мы имеем дело с двухосной или плоской деформацией (рис. 26). При этом следует считать растягивающие усилия положительными, а сжимающие — отрицательными. Если силы, действующие по двум осям, имеют одинаковый знак, можно говорить об одноименной двухосной деформации; в противном случае речь должна идти о разно-

именной двухосной деформации. Изображенное на рис. 26 состояние является одноименной положительной двухосной деформацией. Обозначим напряжения, вызванные растяжением по двум осям, соответственно через  $\sigma_1$  и  $\sigma_2$ , причем  $\sigma_1 > \sigma_2$ . Максимальное нормальное напряжение будет наблюдаться при этом на площадках, перпендикулярных к направлению максимальной растягивающей силы, и будет равно  $\sigma_1$ . Максимальное касательное напряжение наблюдается на площадках,

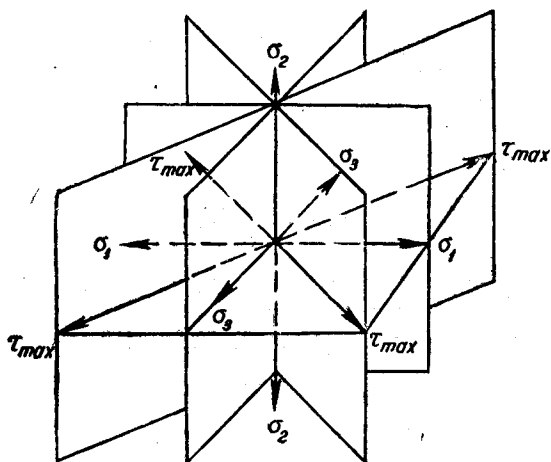


Рис. 27. Главные и максимальные касательные напряжения при трехосном растяжении

которые делят пополам углы между площадками главных нормальных напряжений, т. е. на площадках, образующих угол  $45^\circ$  с главными осями. Размер максимального касательного напряжения для двухосного растяжения определится так:

$$\tau_{max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}.$$

Если по одной или двум осям действуют сжимающие усилия, то соответствующие обозначения в этой формуле следует взять с обратными знаками. Если оба растягивающих (или сжимающих) напряжения равны между собой, то в предыдущей формуле числитель, а вместе с ним и  $\tau_{max}$  обращаются в нуль. Это означает, что при данных условиях скалывающих напряжений вообще не образуется. Для появления касательных напряжений необходимо, чтобы приложенные по двум перпен-

дикулярным осям усилия различались либо по знаку, либо по величине.

На рис. 27 изображена трехосная деформация. Три растягивающих по трем взаимно-перпендикулярным осям напряжения обозначаются через  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ , причем  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ . В этом случае максимальные нормальные напряжения, очевидно, будут наблюдаться на площадках, расположенных перпендикулярно к максимальным растягивающим усилиям, и будут равны  $\sigma_1$ . Максимальное касательное напряжение будет приурочено к двум взаимно-перпендикулярным площадкам, делящим пополам прямые углы, между площадками с максимальным и минимальным значениями растягивающих нормальных напряжений. Величина максимальных касательных напряжений в этом случае равна:

$$\tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}.$$

На площадках, делящих пополам другие углы, между площадками с растягивающими усилиями касательные напряжения будут меньшими и будут соответственно выражаться:

$$\tau_{1,2} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2},$$

$$\tau_{2,3} = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}.$$

Как и в предыдущем случае двухосного воздействия, касательные напряжения возникают только в том случае, если имеется различие в величине или знаке между приложенными напряжениями растяжения или сжатия. Если тело находится под воздействием всестороннего равномерного сжатия или растяжения, касательные напряжения не возникают.

Во всех рассмотренных случаях предполагалось, что мы имеем дело с однородной деформацией в изотропном теле. В геологической обстановке мы встречаемся всегда с анизотропными средами и с неоднородной деформацией. Главные напряжения здесь распределены сложно и от места к месту меняются как по величине, так и по направлению. С течением времени расположение напряжений также меняется, меняются и механические свойства горных пород, испытывающих значительные пластические деформации.

Последние обстоятельства вносят очень большие осложнения в механическую интерпретацию наблюдаемых в природе деформаций горных пород. Приведенные выше рассуждения становятся справедливыми только для отдельных малых

объемов породы, в пределах которых деформацию можно считать однородной. Для полного механического анализа необходимо было бы определить положение главных осей напряжений для каждого небольшого объема горной породы отдельно и учитывать изменение положения тех же осей во времени в процессе деформации.

Совокупность всех напряжений, существующих в деформируемом теле, называется полем напряжений.

О методах определения в геологической обстановке главных осей деформаций будет сказано ниже, при рассмотрении внутренних нарушений горных пород.

Как уже было отмечено, при возрастании приложенных к телу усилий оно сперва реагирует на воздействие упругой деформацией. Последняя подчиняется, как известно, закону Гука, устанавливающему пропорциональность между напряжением и величиной деформации:

$$\sigma = E\varepsilon,$$

где  $\sigma$  — напряжение,  $\varepsilon$  — деформация.

Коэффициент пропорциональности  $E$  называется модулем упругости или модулем Юнга.

Повышение приложенных усилий в общем случае ведет к переходу от упругой к пластической деформации. Размер напряжений, соответствующий этому переходу, носит название предела упругости. Идеально пластическое тело характеризуется тем, что оно не оказывает дополнительного сопротивления пластической деформации — и последняя развивается беспрестанно при неизменной величине напряжения, равной пределу упругости. В действительности, для пластической деформации реальных тел необходимо несколько поднимать напряжения выше предела упругости. Это связано с изменением внутренней структуры тела в процессе деформации, т. е. с явлением, которое носит название упрочения. Однако обычно после некоторого возрастания напряжений наблюдается резкое ослабление усилий, необходимых, чтобы поддерживать начавшуюся пластическую деформацию: тело как бы «сдает» и начинает деформироваться все легче и быстрее. Этот процесс в конечном счете приводит к разрушению тела.

Переход от упругой деформации к пластической состоит в том, что упругая деформация, вызванная той или иной нагрузкой, постепенно закрепляется путем перераспределения частиц (молекул, атомов и пр.) и принятия ими нового равновесного расположения, более соответствующего новой форме тела.

Перераспределение частиц предопределяется первоначальным их смещением в процессе упругой деформации и их

тепловыми движениями. В процессе последних частицы совершают беспорядочные скачки, время от времени попадают на более выгодные при данном распределении напряжений места и там закрепляются. При этом напряжения, возникшие в процессе упругой деформации, постепенно падают, как бы рассасываясь. Такое рассасывание упругих напряжений называется релаксацией.

С течением времени релаксация развивается в одних случаях быстро, в других медленно, что зависит от свойств тела. Если релаксация происходит относительно медленно и, следовательно, пластическая деформация встречает значительное сопротивление, говорят, что тело обладает большой вязкостью. При малой вязкости тела релаксация и «закрепление» деформации происходят быстро. Если напряжения поддерживаются, то одновременно нарастает упругая деформация и развивается релаксация, приводящая к переходу упругой деформации в пластическую. Таким образом, в процессе своего развития пластическая деформация всегда сопровождается упругой, переходящей с той или иной скоростью в первую.

С релаксацией связано явление, называемое ползучестью. Последнее состоит в том, что если тело подвергнуть напряжениям, меньшим предела упругости, и поддерживать эти напряжения в течение достаточно длительного времени, то (при условии, что скорость релаксации не слишком мала) в силу того же перераспределения частиц в процессе их тепловых колебаний возникнет постепенный переход упругой деформации в пластическую и последняя будет возрастать. Существовавшие напряжения рассосутся, и для поддержания размера деформации будут требоваться все меньшие усилия.

Теоретически говоря, любое тело может быть пластически деформировано любой малой нагрузкой, если для развития деформации будет предоставлено достаточное время. Но в ряде случаев размер потребного времени для возникновения заметной деформации может оказаться слишком большим по сравнению с масштабом даже геологического времени. Предполагается также, что реальные твердые тела, в том числе и горные породы, имеют «порог текучести», т. е. при напряжениях до некоторого минимального значения пластическая деформация не возникает при сколь угодно больших периодах времени.

Релаксация и ползучесть играют в геологической обстановке исключительно важную роль, обеспечивая возможность медленного развития в течение миллионов лет крупных пластических деформаций в земной коре под воздействием не слишком больших усилий.

Внутренний механизм пластической деформации связан с касательными напряжениями и взаимными перемещениями частиц тела вдоль плоскостей максимальных касательных напряжений. Например, пластическое растяжение проволоки осуществляется путем относительного скольжения очень тонких пластинок по плоскостям, наклоненным под углом  $45^\circ$  к оси растяжения (рис. 28). Наличие сопряженных плоскостей мак-



Рис. 28. Смещения в проволоке при ее пластическом растяжении

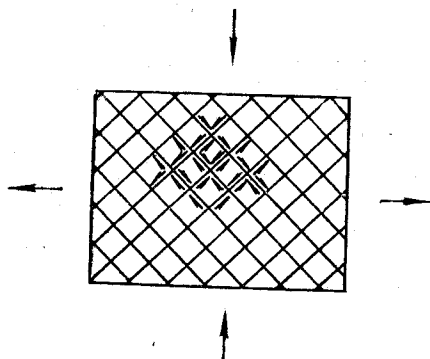


Рис. 29. Схема поверхностей скольжения внутри тела в процессе пластической деформации. Маленькие стрелки указывают направления смещений по поверхностям скольжений.

симальных касательных напряжений приводит к сложной картине скольжений внутри тела при деформации. На рис. 29 изображена схема поверхности скольжения в теле, подвергнутом сжатию в одном направлении и растяжению в другом. Поверхности скольжения разделяют тело на множество мельчайших призм, из которых одни выжимаются в стороны, а другие вклиниваются между ними.

Поликристаллическое и в особенности зернистое строение горных пород вносит в механизм пластической деформации свои особенности. В зернистой горной породе обычно существуют поверхности с ослабленными связями между зернами. Скольжение, развивающееся при пластической деформации, может использовать эти слабые поверхности. Таковыми, например, могут оказаться поверхности контактов между отдельными зернами. В этом случае процесс скольжения не проникает внутрь зерен и последние не деформируются. Но они двигаются относительно друг друга, поворачиваются, перегруппировываются за счет их относительных перемещений, благодаря чему

осуществляется деформация всей породы. Этот так называемый случай межзернового скольжения типичен для рыхлых, слабо уплотненных пород.

В более твердых породах, где связи между зернами сильнее, может оказаться более легким скольжение не по контактам между зернами, а внутри самих зерен. Пластическая деформация происходит тогда в процессе внутризерновых скольжений и связана с деформацией не только всей породы в целом, но и каждого зерна в отдельности.

Способность тела деформироваться определяется его механическими свойствами, которые в свою очередь находятся в зависимости от внешних условий. Такими условиями являются: температура, растворители и адсорбируемые жидкости, всестороннее давление, скорость деформации, направление внешних усилий. Влияние каждого из этих условий вкратце сводится к следующему.

Повышение температуры ведет к увеличению пластичности твердых тел: они размягчаются и деформируются легче. Соприкосновение тела с растворителем или с адсорбируемой жидкостью также повышает способность тела деформироваться пластично.

Влияние всестороннего давления имеет двоякий характер. С одной стороны, всестороннее давление увеличивает сопротивление тела деформации: для достижения одной и той же по размеру пластической деформации при большем всестороннем давлении требуются большие напряжения. С другой стороны, тот же фактор сильно повышает пластичность тел в смысле их способности выдерживать большие пластические деформации, не подвергаясь разрушению. Например, известняк при атмосферном давлении испытывает только упругие деформации и ломается сейчас же за пределом упругости, не успев подвергнуться даже самой малозаметной пластической деформации. При всестороннем давлении в 10 000 атм тот же брусок известняка может быть пластически растянут без разрыва на 50% своей первоначальной длины.

Скорость деформации влияет на свойства тела таким образом, что при повышении ее сопротивление тела деформации растет, а пластичность его падает. Понижение скорости деформации, наоборот, повышает пластичность тела. Здесь мы сталкиваемся с только что описанным выше явлением ползучести. Исподволь действуя на тело небольшими силами, можно постепенно вызвать в нем большую пластическую деформацию, тогда как при быстром воздействии необходимо затратить значительно большие силы, чтобы получить такую же по величине деформацию. Кроме того, может оказаться, что при быстром сильном

воздействии вообще не удастся получить желаемую пластическую деформацию: тело, не достигнув ее, разрушится.

Направление внешних усилий также влияет на свойства тела. Оказывается, чтобы вызвать в теле пластические деформации, сжимающие усилия выгоднее, чем растягивающие: тело, подвергаемое растяжению, оказывается всегда несколько более хрупким, чем тело сжимаемое, и может разрушиться раньше, чем будут достигнуты большие пластические деформации.

В геологической обстановке на свойства горных пород, по видимому, наибольшее влияние оказывает фактор времени. В основном именно он, как можно думать, определяет способность таких твердых и в обычных условиях хрупких пород, как, например песчаники или известняки, пластично изгибаться в сложные складки так, как будто они были мягки, как глина. Возможно, что некоторую роль играет повышение температуры с глубиной. Деформациям горных пород содействует также присутствие в них влаги.

## 7. МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗРЫВОВ

Опыт показывает, что всякая деформация заканчивается разрушением тела при условии, что напряжения достигли необходимой величины, отвечающей пределу прочности данного тела.

Существуют два типа разрушения: отрыв<sup>1</sup> и скалывание (или срез). Отрыв определяется нормальными растягивающими напряжениями. Он возникает в том случае, когда эти напряжения достигают некоторой критической величины, и выражается в образовании трещины, перпендикулярной к главной оси растяжения (рис. 30).

Скалывание, или срез, вызывается касательными напряжениями и выражается в образовании трещин, ориентированных в соответствии с направлением максимальных касательных напряжений. При растяжении или сжатии, как мы знаем, максимальные касательные напряжения наблюдаются на площадках, расположенных под углом  $45^\circ$  к оси растяжения — сжатия. Следует, однако, оговорить, что совпадение трещин скалывания с теоретическим направлением максимальных касательных напряжений наблюдается в редких случаях. Обычно в реальных твердых телах, в том числе и в горных породах, угол между

<sup>1</sup> Это явление часто называется «разрывом». Но целесообразно последний термин сохранить для любых разрывов разного происхождения. Термин «отрыв» лучше отражает характер процесса разрушения. Он широко применяется в технике и физике.

трещинами скалывания и осью главных сжимающих напряжений бывает всегда меньше  $45^\circ$  (от  $30$  до  $45^\circ$ ). Это отклонение направлений трещин скалывания от их теоретического положения связано с составом и внутренней структурой тела и, по-

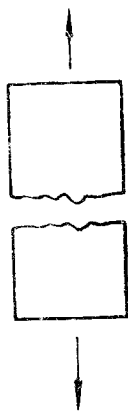


Рис. 30. Образование трещины отрыва при растяжении

видимому, определяется силами трения. Последние развиваются по поверхности трещины, поскольку при скалывании действуют касательные напряжения, вызывающие некоторое, хотя бы очень малое, скольжение крыльев трещины друг относительно друга. Истинное положение трещины скалывания определяется наиболее выгодной комбинацией величин касательных напряжений, с одной стороны, и трения по поверхности трещины, с другой (рис. 31). В дальнейшем, однако, для простоты мы будем предполагать, что трещины скалывания возникают по поверхностям максимальных касательных напряжений.

Поскольку пластическая деформация вызывается не нормальными, а касательными напряжениями, отрыв не связан непосредственно с пластической деформацией. Он может произойти и часто происходит непосредственно вслед за упругой деформацией. Такие разрывы по способу своего образования называются хрупкими разрывами. Предел прочности достигается в этом случае еще в процессе упругой деформации. Было, однако, установлено, что прочность на отрыв зависит от скорости деформации и, следовательно, времени воздействия на тело сил. При быстрой деформации требуются большие напряжения для образования хрупкого отрыва, чем при медленной.

Наблюдения показывают, что трещина отрыва не образуется вся целиком одновременно. Сперва возникают отдельные мелкие «зародышевые» трещины, которые, постепенно разрастаясь, сливаются одна с другой в единую трещину. Для трещин отрыва характерны неровные, зазубренные бока.

Скалывание также может быть хрупким и наступать непосредственно за упругой деформацией. Однако чаще всего трещины скалывания образуются после пластической деформации. В этих случаях скалывание тесно связано с предшествующей пластической деформацией, являясь как бы ее дальнейшим развитием и завершением.

Известно, что пластическая деформация состоит в скольжении пластин внутри деформируемого тела в направлении

максимальных касательных напряжений. После некоторого периода упрочнения наступает, как указывалось, ослабление тела, и пластическая деформация при сохраняющемся размере нагрузки развивается все быстрее и быстрее. Это связано с образованием так называемой шейки в испытуемом образце (рис. 32). Деформация, которая первоначально была равно-

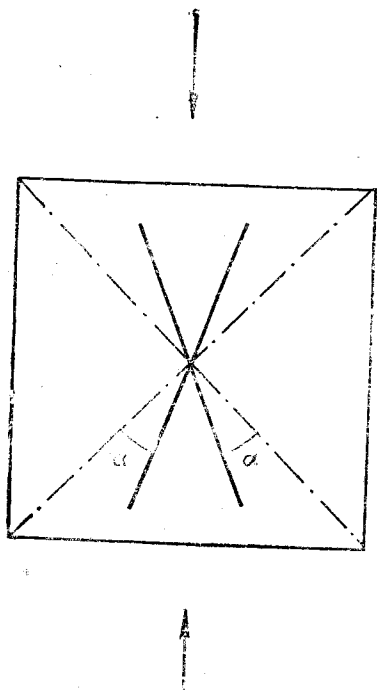


Рис. 31. Трещины скалывания при сжатии.

Штрих-пунктир — теоретическое положение трещин; сплошные линии — реальное положение трещин, отклонившихся на угол  $\alpha$

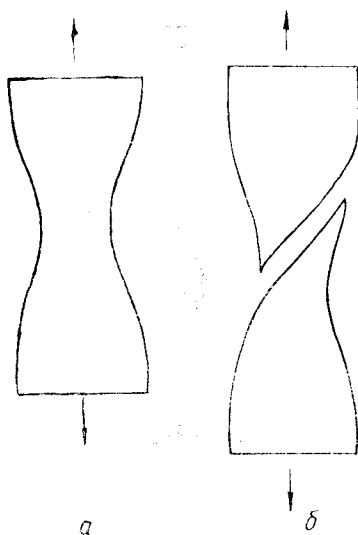


Рис. 32. Вязкое скалывание при растяжении (а — образование шейки; б — образование трещины скалывания)

мерно распределена в пределах всего образца, теперь концентрируется в некоторой (средней на нашем рисунке) его части, где образец деформируется значительно быстрее, чем в других своих частях. Постепенно процесс деформации концентрируется во все более узкой зоне, пока, наконец, в пределах последней не возникнет трещина скалывания, по которой образец

разделяется на две части. Механически этот процесс можно представить себе следующим образом: первоначально скольжения внутри тела происходили равномерно по огромному числу отдельных поверхностей; далее скольжения концентрируются на все меньшем числе таких поверхностей, в связи с чем по каждой из поверхностей оно становится все более быстрым. На-

Внешние нагрузки		Напряжения		Вид излома при разрушении	
		+ $\sigma_{max}$	$\tau_{max}$	от + $\sigma_{max}$	от $\tau_{max}$
Растяжение					
Сдвиг					
Изгиб					

Рис. 33. Схемы расположения трещин отрыва и скалывания при различных видах нагрузок (по Я. Б. Фридману)

конец, процесс концентрации скольжения доходит до своего предела, и последнее сосредоточивается на одной поверхности, скорость движения по которой становится настолько большой, что именно по этой поверхности образуется трещина.

Только что описанный способ образования трещин скалывания, как следствия пластической деформации, называется

вязким. Можно говорить о вязких разрывах, противопоставляя их хрупким.

Вязкая трещина скалывания всегда развивается постепенно. Обычно вначале возникают мелкие трещины в разных частях тела, а затем они, постепенно объединяясь, разрастаются. На своих концах трещины часто ветвятся, и в зоне ветвления разрывная дислокация как бы постепенно переходит в связную пластическую деформацию, продолжающуюся в соседних участках тела, где смена деформации разрывом еще не осуществилась.

На рис. 33 показаны схемы расположения трещин отрыва и трещин скалывания в телах, подвергнутых различным деформациям. Положение трещин связано, как видно из предыдущего, с направлением максимальных нормальных растягивающих и максимальных касательных напряжений при каждом виде деформаций. Знакомство с этими случаями необходимо для интерпретации тектонических трещин в геологической обстановке. Расположение трещин скалывания показано на этих схемах теоретическое, т. е. совпадающее с направлением максимальных касательных напряжений.

Здесь следует упомянуть еще об одном важном обстоятельстве, также влияющем на действительное положение трещин скалывания и меняющем угол между наблюдаемой трещиной и осью максимального сжатия. Дело в том, что в геологической обстановке вязкие трещины возникают и постепенно развиваются одновременно с продолжающейся пластической деформацией в окружающих породах. В процессе этой пластической деформации уже образовавшиеся трещины могут смещаться, поворачиваться, изгибаться, в результате чего их положение по отношению к осям деформации может значительно измениться.

Следует специально обратить внимание на те системы трещин, которые возникают в условиях деформации сдвига, т. е. действия пары сил.

На рис. 34,а изображен сдвиг квадратного тела, вызванный активными силами, действовавшими вверху слева направо, а внизу справа налево. У вертикальных стенок штриховыми стрелками показаны «реактивные» силы, существование которых следует предполагать для объяснения того, что тело, подвергаясь деформации сдвига, не вращается. Стрелки внутри фигуры указывают направление осей максимального сжатия ( $-\sigma_{\max}$ ) и максимального растяжения ( $+\sigma_{\max}$ ).

На рис. 34,б в том же теле показано направление максимальных касательных напряжений. Одна система поверхностей последних расположена параллельно паре действующих сил, а вторая — перпендикулярно к ним. По этим направлениям дол-

жны возникать трещины скалывания. Что касается трещин отрыва, то они должны возникать перпендикулярно оси максимального растяжения, т. е., как это следует из рис. 34, а, параллельно диагонали деформируемого квадрата, соединяющей левый верхний его угол с нижним правым. Это направление показано на рис. 34,б толстой линией. Если представить себе не

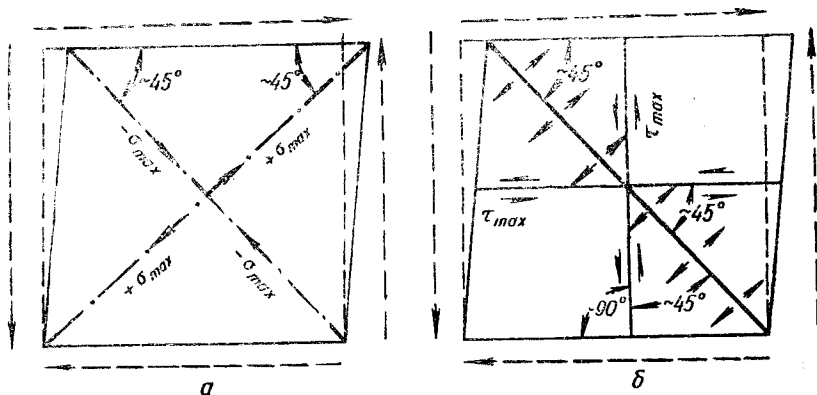


Рис. 34. Образование трещин при сдвиге (схема напряжений):  
 а — расположение главных осей растяжений ( $+\sigma_{max}$ ) и сжатия ( $-\sigma_{max}$ );  
 б — направление максимальных касательных напряжений ( $\tau_{max}$ ) и направление трещин отрыва (толстая диагональ). Толстые штриховые стрелки — пара активных внешних сил; тонкие штрих-пунктирные стрелки — пара реактивных сил, удерживающих тело от вращения. Малые стрелки внутри фигуры — направление напряжений и смещений

отдельный небольшой квадрат, а целую полосу горных пород, подвергаемую сдвигу, то ясно, что в пределах такой полосы может образоваться большое количество трещин отрыва. Они будут параллельны друг другу, но повернуты под углом  $45^\circ$  к оси деформируемой зоны (рис. 35 и 36). Такая система трещин отрыва называется рядом кулисообразных трещин или просто кулисообразными трещинами. Направление таких трещин отрыва зависит от направления основной пары сил. Если последние будут ориентированы обратно их ориентировке на рис. 34 (т. е. вверху — налево, внизу — направо), то и трещины отрыва будут ориентированы иначе (в плоскости чертежа они будут наклонены налево вниз). Следовательно, по направлению трещин отрыва внутри их кулисообразной системы по отношению к общему направлению всей системы может быть установлено направление деформации сдвига. Если в то время,

пока кулисообразные трещины растут, в окружающих местах продолжается пластическая деформация сдвига, то уже образовавшиеся ранее части трещин могут поворачиваться, тогда как новые их части будут расти в прежнем направлении, обус-



Рис. 35. Кулисообразный ряд трещин отрыва в природе:  
левая часть массива двигалась от читателя, правая—на читателя

ловленном положении оси максимальных растягивающих напряжений. В результате трещины приобретают S-образную форму (рис. 37).

Данная нами здесь картина образования трещин в условиях сдвиговой деформации является теоретической. В ней не

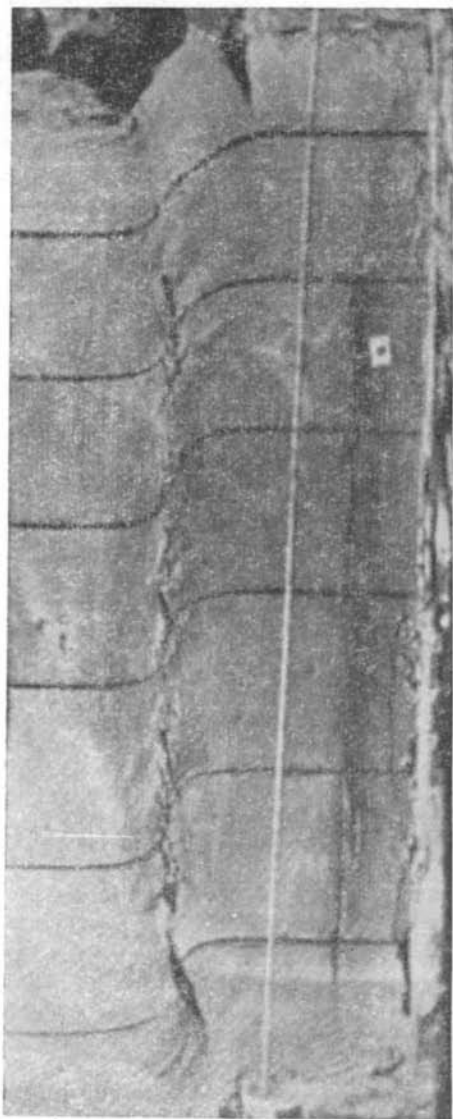


Рис. 36. Кулисообразный ряд трещин отрыва, полученный на модели из глины: правая часть модели двигалась вверх; поперечные царапины первоначально были прямолинейными (опыт М. В. Гзовского)

учитывается отклонение в реальных телах трещин скалывания от положения поверхности максимальных скалывающих напряжений. Учет этого последнего обстоятельства позволяет прийти к заключению, что кулисообразные ряды могут образовываться и трещинами скалывания

В той или иной конкретной обстановке наблюдается либо скалывание, либо отрыв, но с изменением условий тип разрушения может измениться. В твердых телах имеются две прочности: прочность на скалывание и прочность на отрыв. Эти прочности, измеряемые величиной напряжений, которые необходимы, чтобы осуществилось разрушение, различны по своей величине. Относительная величина той или другой прочности зависит не только от свойств материала, но и от внешних условий — температуры, всестороннего давления, скорости деформации и т. п. Естественно, что в данных условиях разрушение происходит таким путем, который требует меньших напряжений.

Так, например, повышение температуры понижает прочность на скалывание, но мало влияет на величину прочности на отрыв. Поэтому при повышении температуры усиливается вероятность того, что разрушение произойдет путем скалывания. Наоборот, с понижением температуры, когда прочность на скалывание возрастает, чаще будет наблюдаться разрушение путем отрыва.

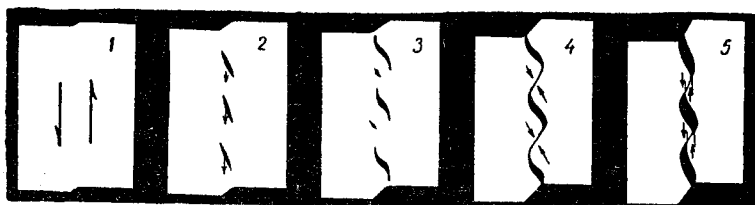


Рис. 37. Стадии 1—3—S-образное изгибание кулисообразных трещин отрыва при деформации сдвига и одновременном росте трещин. Стадии 4—5—объединение трещин отрыва в единый волнистый разрыв (по М. В. Гзовскому)

Повышение скорости деформации влияет точно таким же образом, как и понижение температуры: прочность на скалывание повышается в большей степени, чем прочность на отрыв. В результате материал становится более хрупким и более склонен к отрыву, чем к вязкому скалыванию. Наоборот, при медленной деформации более вероятно разрушение путем вязкого скалывания.

В природной обстановке на развитие трещин, на их направление и последовательность оказывают большое влияние имеющиеся в горной породе полости и различные неоднородности. Около полостей наблюдается большая концентрация напряжений, в связи с чем при соответствующих напряжениях имеющиеся полости имеют тенденцию увеличиваться. Уже возникшие трещины влияют на распределение напряжений и тем самым на положение более поздних трещин. С этим обстоятельством связано, например, широко наблюдаемое дугообразное (волнистое) изгибание трещин. Как только маленькая трещина образовалась, «силовые линии» подвергаются в окружающих местах изгибанию, в связи с чем дальше трещина растет не в прежнем направлении, а несколько изгибаясь.

Неоднородность состава пород приводит нередко к тому, что трещины имеют тенденцию приурочиваться к ослаблен-

ным границам между породами (к контактам интрузивного массива с окружающими породами, к поверхности напластования, к ранее существовавшим и уже мертвым тектоническим разрывам и т. п.), иногда значительно отклоняясь от своего теоретического положения, обусловленного приложенными напряжениями.

---

## СВЯЗНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

Связные тектонические нарушения по-разному выражаются в слоистых осадочных, метаморфических или эффузивных толщах, с одной стороны, и в массивных (интрузивных) породах, с другой. Это связано, во-первых, с тем, что в слоистых породах лучше запечатлевается результат дислокации, поскольку форма слоев позволяет видеть «рисунок» дислокации в разных частях толщи. При отсутствии слоев характер деформации, имевшей место в породе, фиксируется гораздо хуже. Во-вторых, различие вызывается и тем, что слоистые породы, именно благодаря своей слоистости, деформируются иначе, чем деформируются в тех же условиях породы массивные.

Ниже мы рассматриваем прежде всего и главным образом нарушения, происходящие в слоистых породах. Позже будут приведены сведения о нарушениях массивных пород.

### 8. МОНОКЛИНАЛИ И ФЛЕКСУРЫ

Выше говорилось, что первичной формой залегания осадочных пород являются, как правило, горизонтальные слои. Если один участок земной коры испытает относительно соседнего подъем без нарушения связности пород, то возникает наклон слоев. Такая форма залегания слоев, выраженная в более или менее единообразном их падении в одном направлении, называется *моноклиналию*. Последняя характеризуется простиранием слоев в ее пределах, углом их падения, а также своей шириной и длиной. Термин «моноклираль» обычно применяется к тем случаям, когда наблюдается пологое единообразное падение слоев на обширных площадях, что имеет место главным образом на платформах.

Прослеживая моноклираль по простиранию и падению, всегда можно заметить в ее пределах дополнительные изгибы

слоев, с которыми связаны местные изменения угла падения пород. Участки более пологого залегания слоев на фоне общего падения моноклинали носят наименование структурных террас. Если такая структурная терраса имеет вид площадки, вытянутой по направлению падения моноклинали, на картах стратозоигпс она вырисовывается в форме мыса, оконтуриваемого стратозоигпсами. Такая форма залегания называется структурным носом (рис. 38).

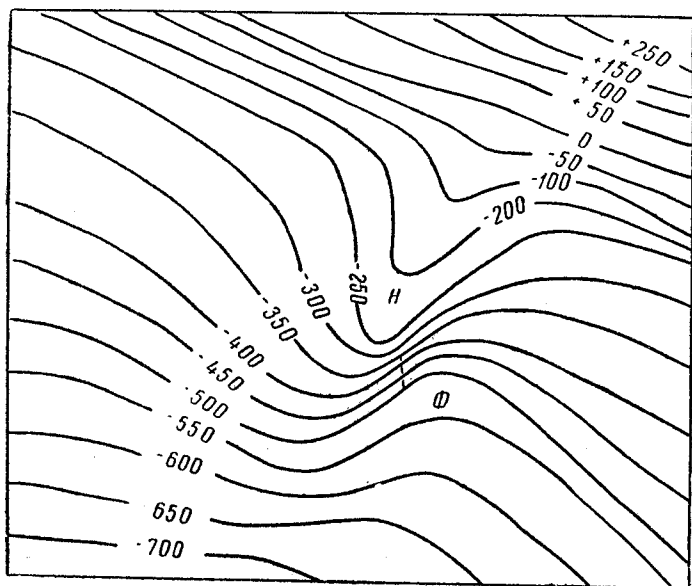


Рис. 38. Моноклираль, усложненная структурным носом (H) и флексурой (Ф). Стратозоигпсы проведены через 50 м

Участки более крутого залегания слоев на фоне единой моноклинали представляют собой форму залегания, именуемую флексурой. Флексурой называют также ступенеобразный изгиб слоев на фоне их горизонтального залегания (рис. 39). У флексуры различают верхнее, смыкающее и нижнее крылья. Флексура может характеризоваться углом падения слоев в пределах всех трех крыльев, размером (длиной) смыкающего крыла и своей вертикальной амплитудой. По простиранию амплитуда флексуры всегда меняется, а каждая флексура на том или ином расстоянии оканчивается. Меняется также и угол падения смыкающего крыла.



части синеклизы и меньше на ее крыльях и на своде антеклизы (рис. 40). На антеклизях многие толщи, присутствующие в синеклизах, часто полностью выклиниваются.

Синеклизы и антеклизы типичны для платформ. Они наблюдаются в залегании пород верхнего, собственно платформенного структурного яруса. Известно, что платформенный структурный ярус всегда несогласно подстилается сильно дислоцированными и более или менее метаморфизованными поро-

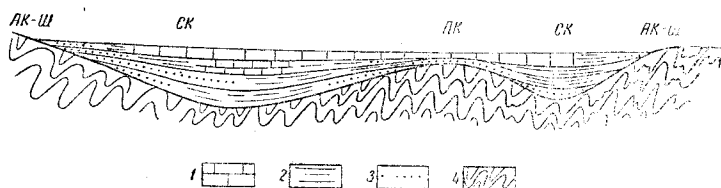


Рис. 40. Схематический геологический профиль через синеклизы (СК), антеклизу (АК) и щиты (АК-Ш): 1—известняки; 2—глины; 3—пески; 4—складчатое основание. Вертикальный масштаб сильно увеличен

дами основания или фундамента. Полого изогнутая размытая поверхность последнего является в то же время подошвой для образующих синеклизы и антеклизы платформенных толщ.

Те антеклизы, на сводах которых складчатый фундамент выходит на поверхность на значительной площади, потому что платформенный покров размыт или вовсе не отлагался, называются щитами. В качестве примера можно назвать Балтийский щит, в пределах которого на огромной площади, охватывающей Карелию, Кольский полуостров, Финляндию и Швецию, обнажаются сильно дислоцированные и метаморфизованные докембрийские породы.

Примером синеклизы может служить Подмосковский бассейн (в последнее время он часто называется Московской синеклизой). Известно, что в центральной части этой синеклизы, например близ Москвы, глубина залегания кристаллического фундамента достигает приблизительно 1600 м. Тот же фундамент выходит на поверхность на двух примыкающих с севера и с юга антеклизях: Балтийской (Балтийский щит) и Воронежской. Кристаллический фундамент покрывается осадочными породами палеозоя и мезозоя, которые в целом залегают в виде огромной чаши. Поперечник синеклизы с севера на юг достигает 1300 км. Таким образом, падение слоев на склонах синеклизы равно приблизительно 2,5 м на километр расстояния.

В центральной части синеклизы наблюдается наиболее полный и наиболее мощный разрез осадочных пород, состоящий из пород нижнего палеозоя, девона, карбона, юры и мела. К краям синеклизы все эти отложения постепенно выклиниваются.

Склоны синеклиз и антеклиз называют «крыльями» по примеру крыльев складок (см. ниже). Наиболее выпуклую часть антеклизы можно назвать ее сводом. Крылья синеклиз и антеклиз часто бывают осложнены флексурами и структурными террасами.

К группе выгибов и прогибов относятся также значительно более резкие структурные формы, которые мы называем сводовыми поднятиями и депрессиями. Отличие их от антеклиз и синеклиз состоит как в форме, так и в размерах. Сводовые поднятия и депрессии представляют собой вытянутые в плане удлиненно-овальные выгибы и прогибы, в отличие от типичных антеклиз и синеклиз, имеющих округлую или неправильную форму. Длина отдельных сводовых поднятий и депрессий измеряется обычно сотнями и нередко многими сотнями километров, а ширина — несколькими десятками километров. Амплитуда поднятия или прогибания сводового поднятия или депрессии соответственно достигает нескольких километров. Средний угол наклона слоев на крыльях этих структурных форм невелик ( $5-10^\circ$ ), но на отдельных участках склонов, где они осложнены флексурами, этот угол может значительно возрастать (до  $30^\circ$  и более). Сводовые поднятия и депрессии часто бывают асимметричными, с крыльями разной крутизны.

По простиранию сводовые поднятия и депрессии вздымаются и погружаются, как бы распадаясь на отдельные овальные поднятия и прогибы. Они заканчиваются в обе стороны по простиранию прекилиально и центриклинально, подобно очень большим брахискладкам, как это будет изложено ниже.

Сводовые поднятия и депрессии могут ветвиться по простиранию, разделяясь на две и более структурные формы того же типа. Это явление называется *виргацией*.

Сводовые поднятия могут образовывать одинокие выгибы, расположенные среди области, где слои залегают в общем спокойно. Но еще чаще они встречаются параллельными группами, чередуясь с депрессиями. Последние не имеют самостоятельного значения и всегда ассоциируются со сводовыми поднятиями, располагаясь, как правило, по обе стороны каждого сводового поднятия и как бы компенсируя прогибанием поднятие последнего.

В качестве примера типичного сводового поднятия, расположенного изолированно, можно указать на хребет Каратау на полуострове Мангышлак. Этот хребет, по залеганию образуя-

ших его пород юры, мела и палеогена, представляет собой поднятие земной коры удлинненно-овальной формы, вытянутое с юго-востока на северо-запад на 200 км при ширине около 40 км. Слои на крыльях сводового поднятия падают под углами от 3 до 6°, увеличивающимися на местных флексурах до 35°. Рядом с этим сводовым поднятием расположены сходные с ним по размеру депрессии, выполненные третичными отложениями.

Настоящей страной сводовых поднятий и депрессий является Тянь-Шань. В Северном и Южном Тянь-Шане сводовые поднятия и депрессии образованы залеганием мезозойских и кайнозойских отложений. Типичным сводовым поднятием является, например, Кетменский хребет в Северном Тянь-Шане, имеющий форму овального поднятия слоев (на поверхность выходят каменноугольные отложения, покрываемые юрскими), вытянутого в широтном направлении на 90 км. Ширина этого поднятия до 35 км. Углы наклона слоев колеблются в пределах 5—30°. Судя по залеганию мезозойских и кайнозойских пород, сводовыми поднятиями являются и такие огромные хребты, как Заилийский Алатау, Киргизский, Туркестанский или Алайские хребты. Однако в настоящее время эти большие сводовые поднятия, имеющие много сотен километров в длину и много десятков километров в ширину, в большой мере нарушены разрывными дислокациями (сбросами и взбросами), что искажает их первичный облик.

Типичной депрессией является впадина озера Иссык-Куль, выполненная главным образом третичными отложениями мощностью в средней части до 4—5 км. Впадина имеет овальную форму и простирается в широтном направлении на 200 км при ширине в 70 км.

Наличие промежуточных структурных форм связывает сводовые поднятия и депрессии, с одной стороны, с типичными антеклизмами и синеклизмами, а с другой (по мере того как мы берем примеры все меньших и меньших сводовых поднятий и депрессий) — со складками прерывистого типа (см. ниже). Поэтому в ряде случаев трудно провести четкую границу между этими разновидностями структурных форм и не исключена возможность того, что там, где один исследователь видит уже сводовые поднятия, другой будет считать, что он имеет дело еще с крупным валом. При классификации природных явлений мы неизбежно сталкиваемся с такими постепенными переходами одних форм в другие. Это обстоятельство, однако, ни в коем случае не может рассматриваться, как порочащее саму идею классификации: в своих типичных проявлениях выделяемые нами разновидности структурных форм вполне специфичны и могут быть разделены с полной уверенностью. Имеющие ме-

сто переходные формы, действительно, иногда могут потребовать оговорок при своей характеристике. Следует отметить, что для сводовых поднятий и депрессий существуют в литературе и другие термины — мегаантиклиналь и мегасинклиналь.

Обычные места развития сводовых поднятий и депрессий — молодые платформы и области послеплатформенной активизации.

Прогибы и выгибы образуются в результате медленных дифференцированных поднятий и опусканий соответствующих участков земной коры. Такой тип движения земной коры носит название волнообразных колебательных тектонических движений. Несомненно, что в этих движениях участвует вся земная кора как единое целое, во всей ее толщине. В связи с этим группа структурных форм, рассмотренных в этом разделе некоторыми исследователями, называется складками коры или глубинными складками или, наконец, основными, или первичными, складками.

В последнем случае им противопоставляются складчатые структуры, рассматриваемые ниже, которые считаются структурами вторичными, производными и при этом поверхностными, захватывающими лишь некоторые верхние толщи земной коры. Выгибы и прогибы составляют тот структурный фон, на котором развиваются описываемые ниже типы складчатости.

## 10. СКЛАДКИ И ИХ ОСНОВНЫЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ

Изгибы слоев вверх и вниз более резкие, чем синеклизы и антеклизы, и имеющие более ограниченные размеры, чем сводовые поднятия и депрессии, называют складками. Они бывают весьма разнообразными как по своей величине, так и по своей форме. Особенности формы складок различно проявляются в зависимости от того, будем ли мы рассматривать ту или иную складку в поперечном вертикальном разрезе или в плане. Эти морфологические различия складок позволяют выделить среди них большое количество разновидностей, многие из которых, несомненно, различны и по своему происхождению. В данном разделе мы остановимся только на морфологических особенностях отдельных складок и сделаем попытку систематизировать эти особенности.

Прежде всего рассмотрим те характерные черты формы складок, которые проявляются при рассмотрении последних в поперечном вертикальном разрезе.

Различают складки антиклинальные и синклинальные, называемые также просто антиклиналями и синклиналями.

В первом случае мы имеем дело, как правило, с выпуклой складкой, слои на краях которой падают в противоположные стороны, во втором случае обычно это складки вогнутые, в которых слои на склонах падают навстречу друг другу. Мы употребили выражение «как правило» и «обычно» в связи с тем, что, как увидим ниже, в антиклинальной и синклиальной складках слои могут падать и в одну сторону и, более того.

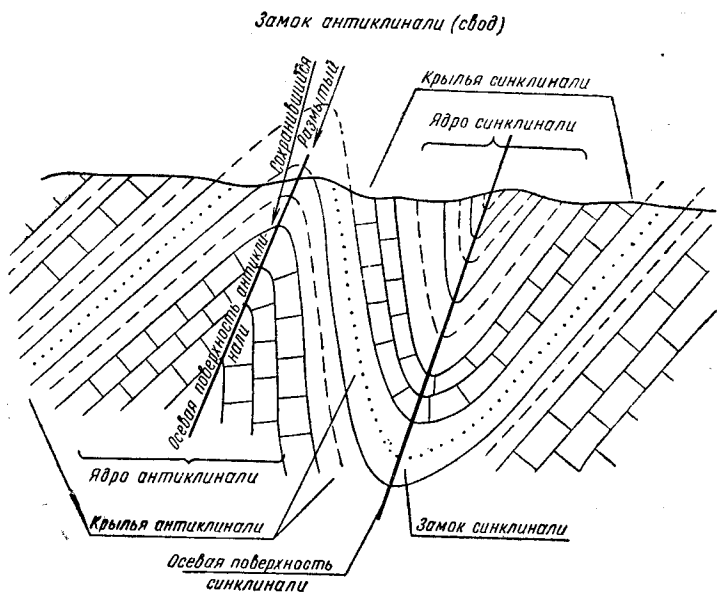


Рис. 41. Элементы складок: ядро, крылья, замки и осевые поверхности антиклинали и синклинали

антиклинальные и синклиальные складки могут не быть (в качестве исключения) соответственно выпуклыми и вогнутыми.

В каждой складке, как антиклинальной, так и синклиальной, можно выделить ядро и крылья (рис. 41). В самом общем определении ядро образовано породами, залегающими во внутренней части складок, а крылья — породами, залегающими по обоим краям складки. Понятия эти условны: в зависимости от глубины среза, на котором рассматривается складка, ядро и крылья окажутся сложенными породами разного возраста. Точно так же соотношение мощностей ядра и крыльев может быть выбрано произвольно. Однако введение таких понятий представляет большое практическое удобство, так как облегчает

описание складки. Иногда вопрос о границе между ядром и крыльями складки решается более определенно, если, например, внутренняя часть складки и ее края сложены различными породами.

Место, где слои, образующие складку, перегибаются от одного крыла к другому, называется замком складки (см. рис. 41). Замок может быть противопоставлен крыльям как зона, разделяющая два крыла, при этом замок антиклинальной складки называется также сводом. Замок синклинали не имеет отдельного установившегося термина.

В каждом слое в замке складки можно мысленно представить себе на поперечном разрезе точку, в которой как раз происходит перегиб слоя от одного крыла к другому.

Представив себе бесчисленное множество таких точек, расположенных вдоль замка складки, и соединив их линией, мы получим так называемый шарнир складки. Последний, таким образом, представляет собой линию, проходящую в пределах какого-либо слоя вдоль замка складки и соединяющую все точки перегиба этого слоя (рис. 42).

Если в пределах одной складки провести такие шарниры в каждом слое и потом соединить их поверхностью, то мы получим осевую поверхность складки. На геологических поперечных разрезах можно построить только след от пересечения этой поверхности с вертикальной плоскостью. Пересечение осевой поверхности с поверхностью земли (или с горизонтальной плоскостью) является осью складки<sup>1</sup>. Отличие оси складки от ее шарнира состоит в том, что последний представляет собой линию, остающуюся всегда в пределах одного слоя, тогда как ось складки, проведенная в горизонтальной плоскости или на поверхности земли, может переходить из одного слоя в другой. Последнее обстоятельство связано либо с неровностями рельефа земной поверхности, либо (если осевая линия проведена в горизонтальной плоскости) с тем обстоятельством, что по простиранию складки всегда наблюдается некоторая большая или меньшая волнистость слоев: складка в продольном направлении то опускается, то снова поднимается. В этом случае говорят о волнистости, или ундуляции, шарнира складки, который образует поперечные антиклинальные и синклиналиные перегибы (см. рис. 42).

В поперечном сечении складки могут различаться в зависимости от взаимоотношения крыльев и свода. Так, можно выделять складки: острые, с округлым замком, открытые (крылья расходятся от замка в стороны), изоклинальные (крылья на большей части складки параллельны между со-

<sup>1</sup> Иногда осью неправильно называют то, что здесь названо шарниром.

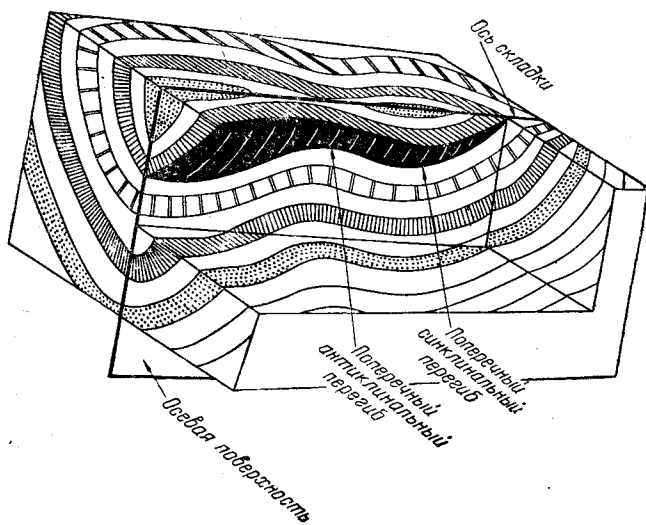
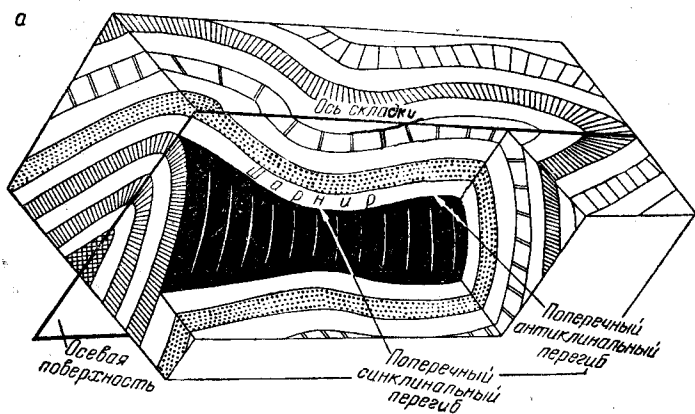


Рис. 42. Элементы складки: *a*—ось и шарнир антиклинали и *б*—синклинали

бой), веерообразные. Для последней разновидности характерно поперечное пережимание складки, в связи с чем может наблюдаться полная изоляция ее ядра. Кроме того, выделяют

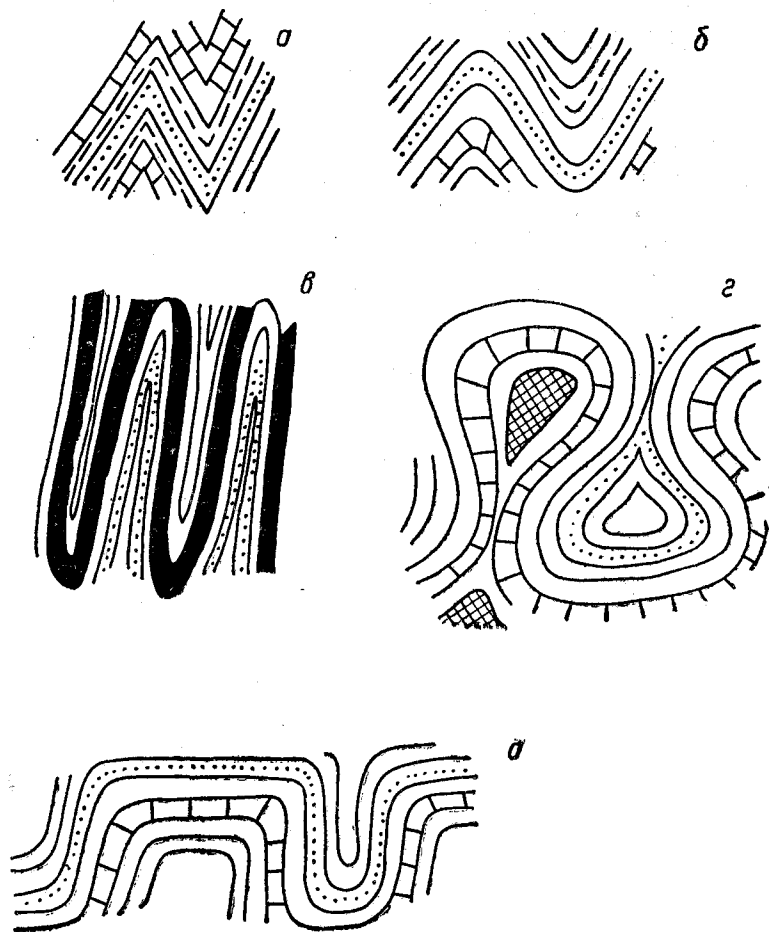


Рис. 43. Складки разной формы (в зависимости от взаимоотношения крыльев и свода):  
*а*—острые; *б*—округлые открытые; *в*—изоклиналильные; *г*—веерообразные; *д*—сундучные или коробчатые

сундучные, или коробчатые, складки, для которых характерны широкий пологий замок и крутые крылья. Перечисленные разновидности складок изображены на рис. 43.

Складки можно также различать по наклону осевой поверхности и крыльев. Если осевая поверхность вертикальна и оба крыла наклонены приблизительно симметрично, говорят о прямых складках. Если осевая поверхность наклонена, а крылья асимметричны (одно крыло падает круче другого, но залегание обоих крыльев нормальное, т. е. врозь на антиклиналях и навстречу друг другу в синклиналях), то мы имеем дело с наклонной складкой. Если на одном крыле слои оказываются в перевернутом залегании, то речь идет об опрокинутой складке. При горизонтальном положении осевой поверхности следует говорить о лежачих складках. Наконец, встречаются изредка складки ныряющие или перевернутые, когда осевая поверхность перешла через горизонтальное положение и приобрела обратный наклон. В этом случае своды антиклинальных складок по залеганию слоев приобретают видимость синклиналей: они становятся вогнутыми вместо выпуклых. Точно так же замки синклинальных складок приобретают видимость антиклиналей.

Такие складки могут быть названы ложными синклиналями и антиклиналями. Отличие последних от нормальных синклиналей и антиклиналей — в относительном расположении пород разного возраста в ядре и на крыльях складки. В нормальной синклинали в ядре залегают породы более молодые, чем на крыльях, тогда как в ложной синклинали, наоборот, в ядре обнажаются породы более древние, чем на крыльях (рис. 44).

То обстоятельство, что в природе встречаются ныряющие, или перевернутые, складки и ложные антиклинали и синклинали, заставляет уточнить определение антиклинальных и синклинальных складок, приведенное выше. Сказать, что антиклиналь всегда выпукла, а синклинали всегда вогнута, как мы видим, неверно. Антиклинальная складка должна быть определена как складка, в ядре которой залегают породы более древние, чем на ее крыльях. Синклинали — это складка, в ядре которой залегают породы более молодые, чем на крыльях. Лишь такое определение охватывает все случаи, встречающиеся в природной обстановке.

Существование в природе наклонных и лежачих складок заставляет говорить еще об одном элементе в их строении. Дело в том, что у наклонных или лежачих складок шарнир их уже не будет гипсометрически наивысшей для данного слоя линией, как это наблюдается для прямых складок. Возможно, что гипсометрически наиболее приподнятая часть слоя, участвующего в образовании складки, окажется приуроченной к крылу складки. Поскольку такие наивысшие точки (и линии) слоев

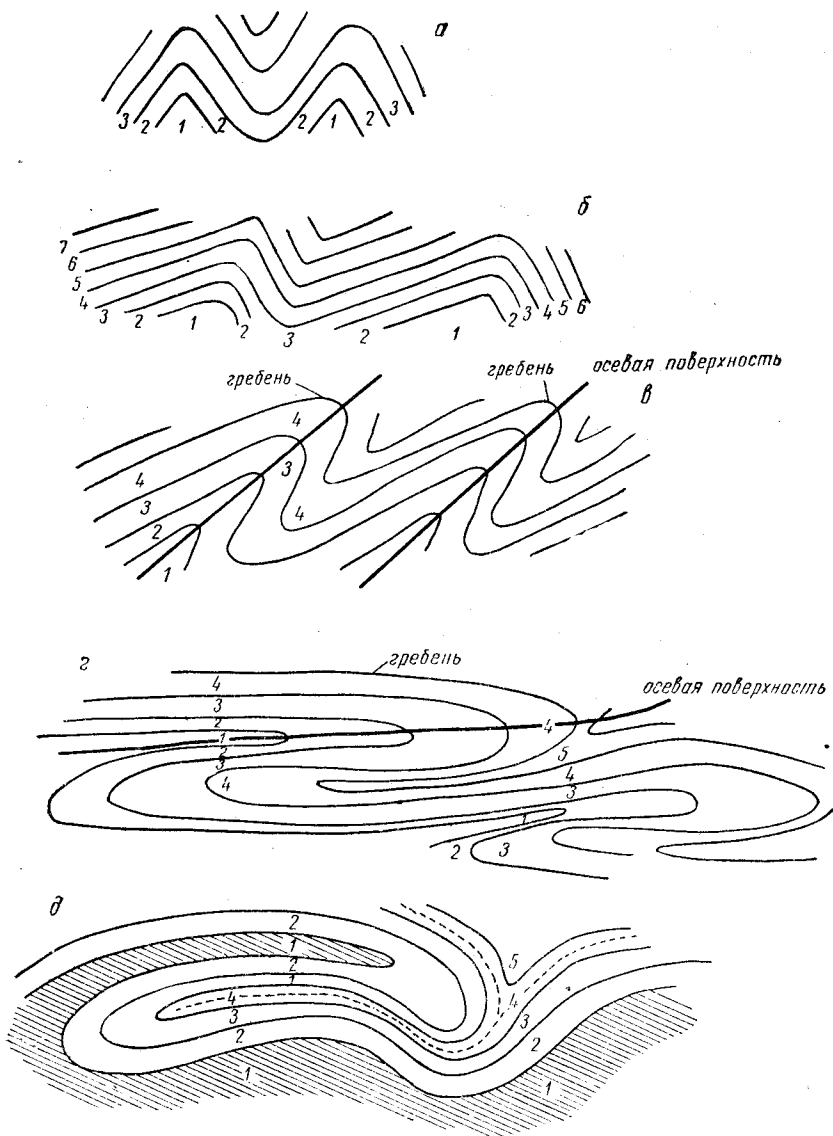


Рис. 44. Складки разной формы (в зависимости от наклона осевой поверхности и крыльев):

а—прямые; б—наклонные; в—опрокинутые; г—лежачие; д—ныряющие (цифры от 1 и выше отмечают слои от более древних к более молодым)

представляют практический интерес (около них сосредоточиваются обычно скопления нефти и газа), был введен термин гребень<sup>1</sup> антиклинали (см. рис. 44, в, г).

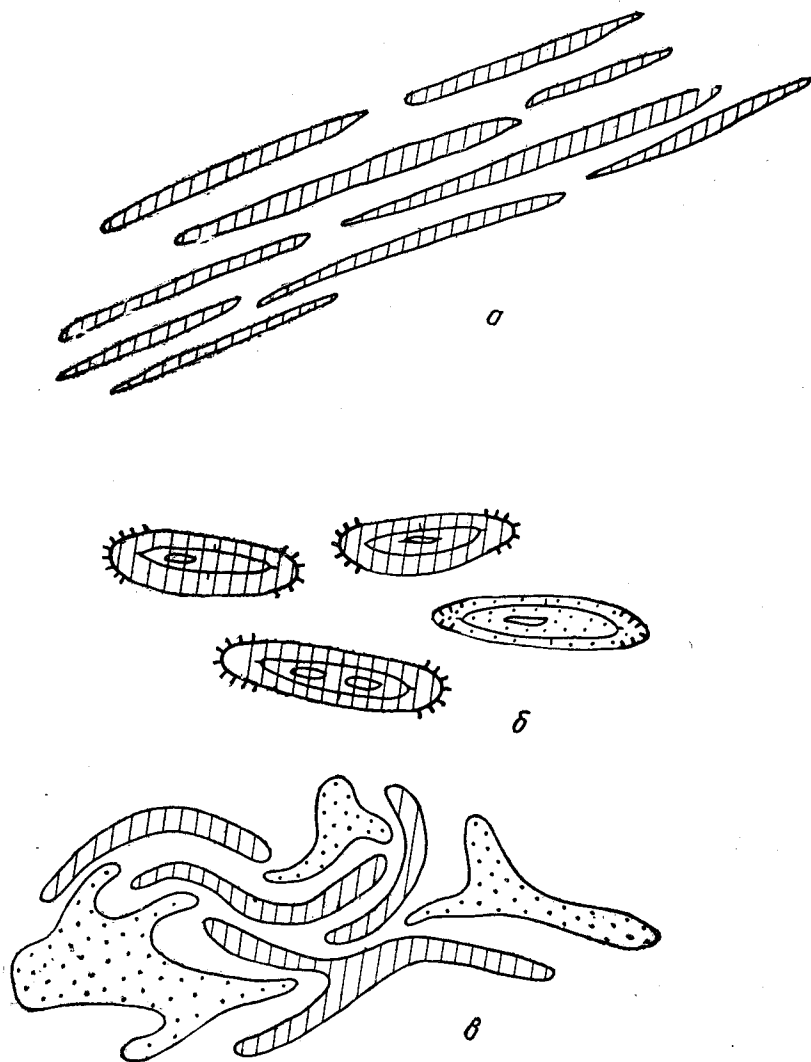


Рис. 45. Легенду см. на следующей странице

<sup>1</sup> Не следует смешивать со складками гребневидного типа (см. ниже стр. 85).

Можно говорить также о гребневой поверхности антиклинали. Аналогичный терминологический вопрос можно поставить в отношении гипсометрически наиболее глубокой линии в

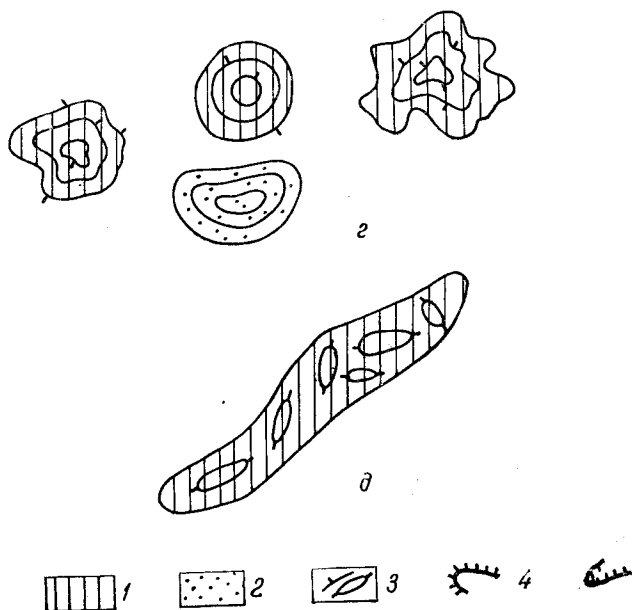


Рис. 45. Складки разной формы (в плане):  
*а*—линейные складки; *б*—брахискладки; *в*—изогнутые складки и виргация (разветвление) складок; *г*—купола и мульды; *д*—вал, осложненный дополнительными куполами (*1*—относительно более древние породы, выходящие в ядрах антиклиналей; *2*—относительно более молодые породы, выходящие в синклиналях; *3*—условные стратоизогипсы; *4*—периклинали; *5*—центриклинали)

пределах какого-либо слоя в синклинали. Для этого случая принятого термина не имеется, но иногда говорят о «киле» синклинали.

Поскольку среди складок имеется много морфологических разновидностей, характеристика складок обычно бывает сложной; в ней приходится отражать различные их особенности. Так, например, складка может быть изоклиальной и одновременно лежащей или открытой с округлым сводом и одновременно наклонной и т. п.

Когда мы говорим о форме складки, то имеем в виду то, как эта складка выражается в залегании незначительной по мощности пачки слоев. Почти всегда наблюдается изменение

облика складок вверх и вниз по разрезу. Поэтому одна и та же складка на разных гипсометрических уровнях может иметь свои особенности. Например, прямая складка в более высоких слоях может стать опрокинутой и т. д.

Если рассматривать очертания складок в плане и в продольном разрезе, то и в этом случае мы подметим существенные различия между ними (рис. 45). Эти различия связаны прежде всего с поведением шарнира складки по простиранию. Как указывалось, слои, образующие складку, по простиранию последней всегда волнисты: они на своем протяжении поднимаются и опускаются. Это явление известно как волнистость, или ундуляция, шарнира, поскольку вместе со слоями поднимаются и опускаются шарниры складки. Кроме того, ни одна складка не протягивается бесконечно; она всегда где-нибудь заканчивается, причем на окончании антиклинальной складки обычно наблюдается погружение шарнира, а на окончании синклинали — поднятие шарнира. Возможно, однако, окончание складки в виде ее постепенного расплывания (т. е. перехода по простиранию в участок горизонтального залегания слоев) или же в виде приращения к другой складке.

Складку называют линейной, если ее длина много больше ее ширины. Если складки укорочены и длина их немного превосходит ее ширину, то такие складки называют брахискладками. При этом различают брахиантиклинали и брахисинклинали. В то время как в линейных складках шарнир на значительном протяжении остается почти горизонтальным, в брахискладках он ундулирует гораздо значительнее и на более близких расстояниях. Брахиантиклинальная складка на коротком расстоянии погружается в обе стороны по своему простиранию, а брахисинклиналь также на коротком расстоянии воздымается. Удлиненная, расположенная изолированно брахиантиклиналь с пологими углами наклона слоев на крыльях часто называется валом.

Простирание как линейных складок, так и брахискладок не обязательно бывает прямолинейным: встречаются складки дугообразно изогнутые, изломанные и даже извилистые.

Нередко наблюдаются явления ветвления, или «виргации», складок: складка по своему простиранию может разделиться на две или больше складок, расходящихся пучком. Чаще всего это встречается в областях погружения шарнира антиклиналей и в областях воздымания шарнира синклиналей.

В областях погружения как линейных антиклиналей, так и брахиантиклиналей и в областях воздымания шарниров синклиналей и брахисинклиналей создаются особые условия залегания слоев. На погружении антиклинали или брахиантикли-

нали слои, обнажаясь на поверхности, описывают дугу, и их падение в отдельных точках соответствует направлению радиуса дуги в соответствующей точке и направлено к внешней ее стороне (рис. 45,б). На воздымании шарнира синклинали или брахисинклинали слои на поверхности также образуют дугу, но падают внутри последней. Если, следовательно, на крыльях линейной складки на значительном протяжении слои падают в направлениях, перпендикулярных к простиранию складки, то на погружениях антиклиналей и воздымании синклиналей они дугообразно меняют направление своего падения. Это постепенное изменение падения связывает противоположные крылья складки. Форма залегания слоев на погружении антиклинали (или брахиантиклинали) называется периклиналию. Форма залегания слоев на воздымании синклинали (или брахисинклинали) именуется центриклиналию. Обычно на периклиналиях и центриклиналиях наблюдается более пологое залегание слоев, чем на крыльях той же складки. Но иногда встречаются крутые периклинали и центриклинали и, что бывает довольно редко, даже опрокинутые. В последнем случае слои на погружении брахиантиклинали падают не от складки, а как бы под нее, что может создать ложное впечатление не погружения шарнира антиклинали, а воздымания шарнира синклинали. Периклинали и центриклинали называются иногда местами замыкания складок.

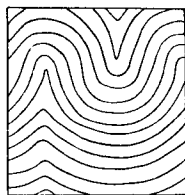
В природных условиях встречаются также складки, известные под названием куполов и мульд. Купол представляет собой антиклинальную складку, в которой нет определенных признаков вытянутости в каком-либо направлении, вследствие чего и говорить о простирании ее невозможно. Такая складка образует в плане выпуклость округлой или неправильной формы. Мульда представляет собой такую же округлую или неправильной формы синклинали (см. рис. 45, г).

## 11. ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ СКЛАДКАМИ РАЗНЫХ СЛОЕВ

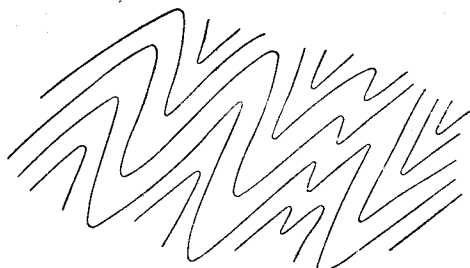
Опускаясь или поднимаясь по вертикальному разрезу земной коры, можно заметить, что не всегда слои, лежащие друг на друге, смяты одинаково.

Если в смятой в складки толще поверхности слоев образуют дуги, как бы описанные из одного центра, то такие складки носят название концентрических (рис. 46, а). Концентрические складки обычно быстро выволаживаются вверх или вниз по разрезу и поэтому никогда не могут захватить значительной по мощности пачки слоев. Такие складки имеют ограниченное распространение в природе.

Более широко распространены складки, называемые подобными (рис. 46, б). В идеальной подобной складчатости слои имеют одинаковый радиус кривизны. Картину такой складчатости можно получить путем перемещения вверх и вниз какой-либо одной изогнутой в складки поверхности напластования.



а



б

Рис. 46. а—складки концентрические или параллельные; б—складки подобные

На рисунке видно, что подобные складки мыслимы лишь в тех случаях, когда мощности слоев в замках складок больше, чем на крыльях, причем это различие мощностей связано с крутизной падения слоев на крыльях (чем круче лежат слои на крыльях, тем больше разница между мощностями их на крыльях и в замках). Так как первоначально мощность каждого слоя на незначительном протяжении, соответствующем ширине нескольких складок, была, вероятно, одинаковой, то следует предположить, что изменение мощности слоев происходило в процессе формирования подобных складок. Такое предположение справедливо, и к этому вопросу мы вернемся ниже.

В рассмотренных случаях подобных и концентрических складок слои разного возраста оказывались смятыми приблизительно одинаково. Во всяком случае антиклиналям в верхних слоях соответствуют антиклинали в более глубоких (точно так же совпадают по своему положению синклинали в разных слоях). Такие складки обычно называются гармоничными. Широко распространены, однако, случаи, когда такого совпадения в расположении и такого сходства формы складок в слоях разного возраста не наблюдается. Нередко, например, в одной и той же толще слои более мощные и массивные изогнуты в широкие спокойные складки, а тонкие пластичные слои смяты в мелкую интенсивную складчатость. Такие складки на-

зываются дисгармоничными, а само явление различного облика складок (их размера, степени сжатия и т. п.), проявляющегося в пределах одного разреза, носит название дисгармонии, или дисгармоничности (рис. 47). Необходимым условием, однако, для отнесения складчатости к разряду дисгармоничной является одновременность формирования всех наблюдаемых складок, так как характер интенсивности и формы складок может определяться тем, что складки в различных толщах образовались в разное время (см. ниже).

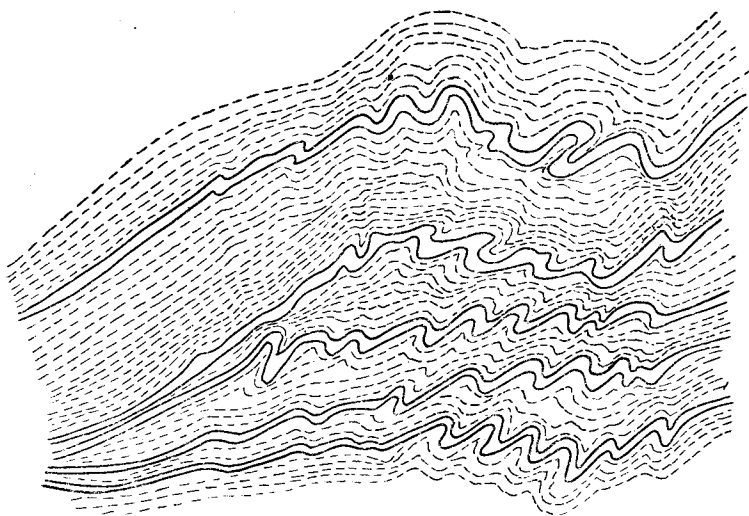


Рис. 47. Дисгармоничные складки в архейских породах Карелии (по А. А. Сорскому)

Легко видеть, что образование дисгармоничных складок связано со вторичными изменениями мощности слоев. В одних местах слои утолщаются, в других—утончаются. Это связано с перераспределением материала слоев, с его перетеканием из одних мест в другие.

### Диапировые складки

Чрезвычайно резко выражена дисгармоничность в так называемых диапировых складках, именуемых также, в связи с их обычной формой, диапировыми куполами. В этих складках наблюдается взаимное наложение по крайней мере трех комплексов пород, находящихся в разных условиях залегания.

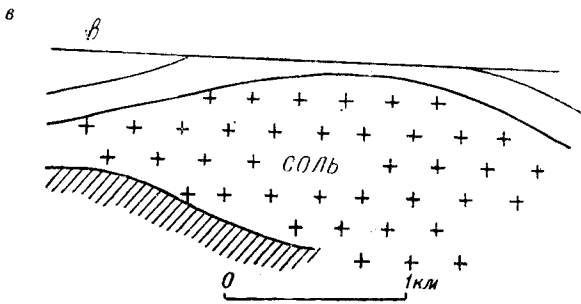
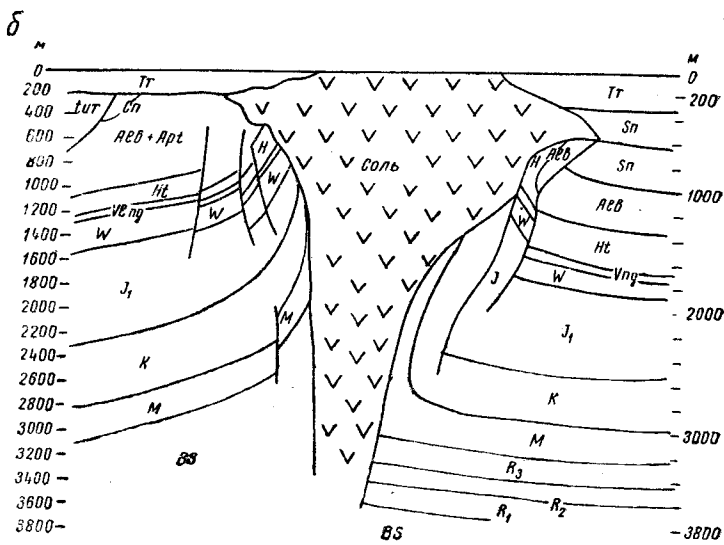
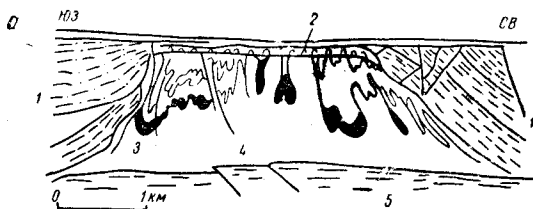


Рис. 48. Диapiroвые куполы с ядрами различной формы и состава: а—разрез через диapiroвый купол в северных районах ФРГ; 1—пестрый песчаник (нижний триас); 2—кэпрок; 3 и 4—ангидрит и соль (верхняя пермь); 5—более древнее палеозойское основание; б—диapiroвый купол с грибообразным ядром (ФРГ); от BS до K—триас; J<sub>1</sub> и W—юра; от Vng до Sn—мел; Tr—третичные; в—складка с линзовидным диapiroвым ядром (Урало-Эмбенский район)

Ведущее значение имеет средний комплекс, сложенный породой, отличающейся высокой пластичностью,— солью, гипсом, глиной, тонкослоистыми мергелями, углем (рис. 48 и 49). Этот комплекс, ранее имевший, несомненно, равномерную мощность на значительном протяжении, оказывается в процессе складкообразования раздавленным в одних местах и за этот счет значительно увеличенным в мощности в других. Раздувы пластичного комплекса называются диапировыми ядрами; они имеют форму линз, более или менее крутых гребней, конусов, цилиндров или колонн. Последние иногда достигают высоты в несколько километров, имея в диаметре всего несколько сотен метров. Некоторые ядра диапировых куполов образуют выступы (карнизы, козырьки), внедряющиеся во вмещающие породы; иногда ядро приобретает грибообразную форму с резким утолщением сверху. Особенно резко выраженные диапировые ядра наблюдаются в тех случаях, когда пластичный комплекс сложен солью. Если породы пластичного комплекса слоисты, то можно увидеть, что внутри диапирового ядра породы смяты в узкие сдавленные изоклинальные складки.

Породы, лежащие поверх пластичного комплекса, приподнимаются над диапировым ядром и обычно залегают в виде купола, осложненного разрывами. Часто наблюдается внедрение пород пластичного комплекса в слои покрывающего комплекса, их прорывание и раздвигание в стороны. В связи с этим диапировое ядро называется также ядром протыкания.

Строение нижнего комплекса пород, залегающего под пластичным, в большинстве случаев известно плохо. Однако на основании имеющихся данных ясно, что залегание его не соответствует залеганию пластичного и верхнего комплексов.

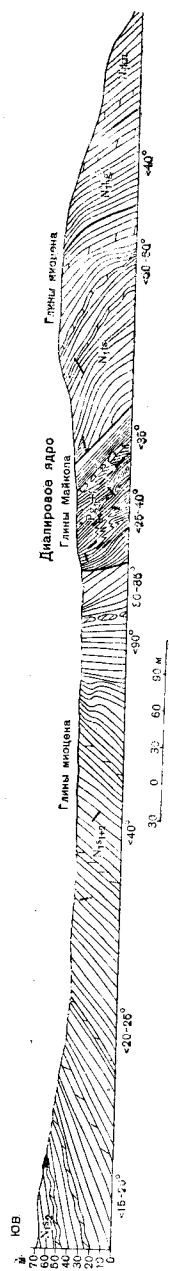


Рис. 49. Диапировая складка с глиняным ядром (Керченский полуостров)

Иногда нижний комплекс залегает спокойно, т. е. горизонтально или полого моноклинально, иногда он образует пологие поднятия и прогибы типа куполов и мульд, расположение которых не соответствует строению вышележащих комплексов.

## 12. СКЛАДЧАТОСТЬ, ЕЕ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ

В предыдущих разделах речь шла об основных морфологических разновидностях отдельных складок. В природе складки обычно встречаются не одиночно, а в виде больших или меньших групп, занимающих в каждом случае некоторую площадь на поверхности земли. Совокупность складок, развитых на той или иной территории, составляет то, что называется складчатостью или складчатой структурой.

Наблюдения показывают, что складчатость бывает морфологически различной в зависимости от формы входящих в нее складок и от их взаимоотношения на площади и в разрезе.

Если основываться на форме складок и на их взаимоотношении на площади, то можно выделить два основных типа складчатости: складчатость полную, или голоморфную, и складчатость прерывистую, или идиоморфную.

Полная, или голоморфная, складчатость характеризуется прежде всего непрерывностью чередования складок на площади. В этой складчатой структуре слои в пределах той или иной территории повсеместно смяты в складки, между которыми не остается спокойных, недислоцированных участков. Можно сказать, что эта складчатость сплошь заполняет пространство в пределах той или иной области, называемой в этом случае складчатой областью или складчатой зоной.

Вторым свойством полной складчатости является равное развитие антиклинальных и синклинальных складок. Ширина и амплитуда тех и других примерно одинаковы. Одинакова также и их форма. Для того чтобы в этом убедиться, можно перевернуть профиль, характеризующий область развития полной складчатости, так, чтобы верхние слои оказались нижними, и наоборот. В случае типичной полной складчатости эта операция не изменит общего облика или стиля складчатой структуры, хотя место антиклиналей займут синклинали.

Следующая особенность полной складчатости состоит в линейности и параллельности входящих в нее складок. Складки все вытянуты, их длина значительно больше ширины. Складки имеют простирание, одинаковое для значительного их пучка и, таким образом, внутри последнего складки взаимно параллель-

ны. Если простирание складок меняется, то это изменение охватывает сразу значительное их число, целый складчатый пучок.

Наконец, последней характерной чертой полной складча-

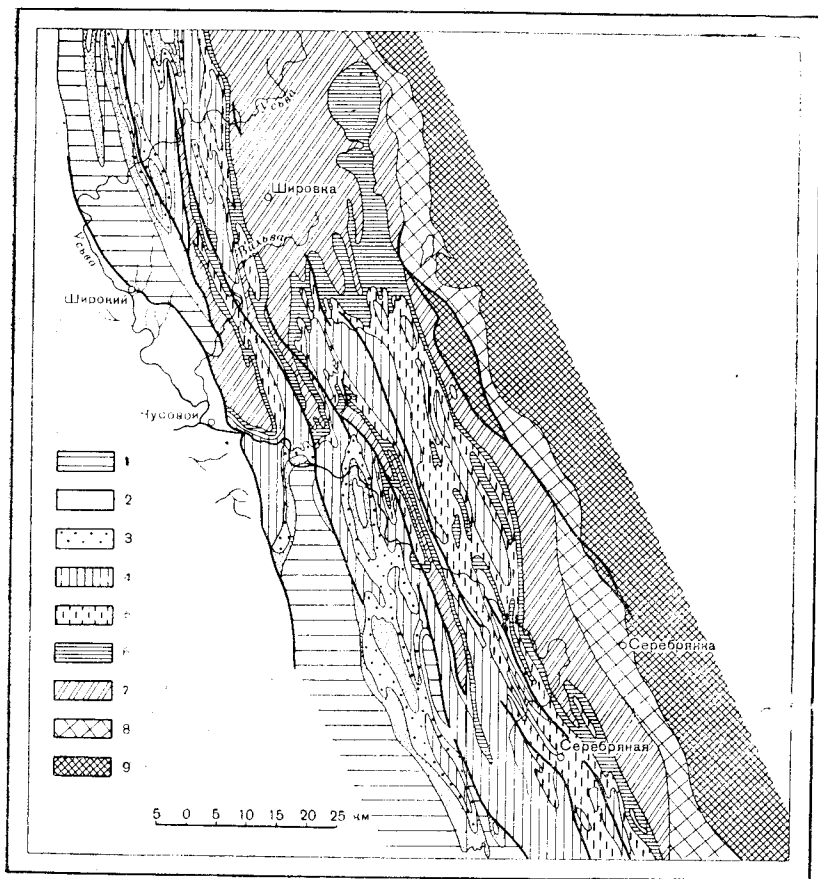


Рис. 50. Полная, или голоморфная, складчатость. Геологическая карта части Урала:

1—нижняя пермь; 2—верхний карбон; 3—средний карбон; 4—нижний карбон; 5—верхний девон; 6—средний девон; 7—нижний девон; 8—верхний силур; 9—кембро-силур

ности является закономерный наклон складок. В пределах широких пучков наблюдается одинаковый наклон складок в ту или иную сторону. При движении через складчатую область вкрест простирания складок можно наблюдать изменение на-

правления наклона осевых поверхностей, но это изменение, так же как и изменение простирания, охватывает всегда значительное число рядом расположенных складок.

Пример полной складчатости изображен на рис. 50 и 51, где приведены карта и профиль складчатой области.

Характерные особенности полной складчатости позволяют сказать, что в этой складчатости отдельные складки не пред-

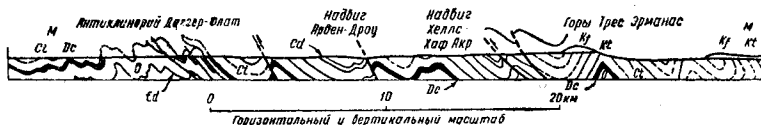


Рис. 51. Полная, или голоморфная, складчатость. Геологический профиль через Маратонское поднятие (США). В складчатости участвуют породы от кембрия до карбона. Несогласно и горизонтально лежат меловые породы

ставляют собой обособленного структурного образования. Они составляют части цельной структуры и подчинены в отношении простирания, наклона и формы общему стилю складчатости, развитой в данной области. Если к этому прибавить отмеченную выше непрерывность складок, то складывается впечатление, что полная складчатая структура создается в результате общего процесса смятия слоев, охватывающего одновременно все слои на более или менее обширной площади.

Прерывистой, или идиоморфной, складчатости свойственны признаки, противоположные по отношению к полной складчатости. Она отличается прежде всего прерывистостью или локальностью складок. Для прерывистой складчатости типично развитие изолированных складок среди области в общем горизонтального залегания слоев.

Для прерывистой складчатости характерно также неодинаковое развитие антиклиналей и синклиналей. В типичных случаях в качестве активных форм проявляются одни антиклинали при отсутствии равноправных с ними синклиналей. Последние заменены участками, где слои сохранили свое горизонтальное залегание. Форма таких депрессий всецело определяется формой антиклиналей и взаимным расположением последних. Там, где две изолированные антиклинали близко подходят одна к другой, между ними образуется синклиналь. Но по простиранию такая синклиналь переходит в горизонтальное залегание слоев, как только соседние антиклинали развиваются или заканчиваются по простиранию.

Характерным признаком прерывистой складчатости является отсутствие линейности. Последнее выражено прежде всего в том, что изолированные поднятия, образующие эту складчатость, представлены преимущественно не вытянутыми складками, а брахиантиклиналями и куполами. Однако если и встречаются среди этой складчатости длинные поднятия (ва-

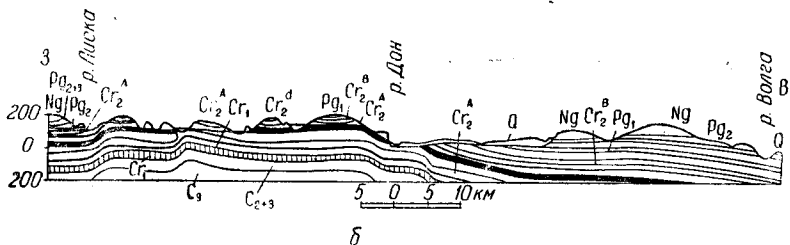
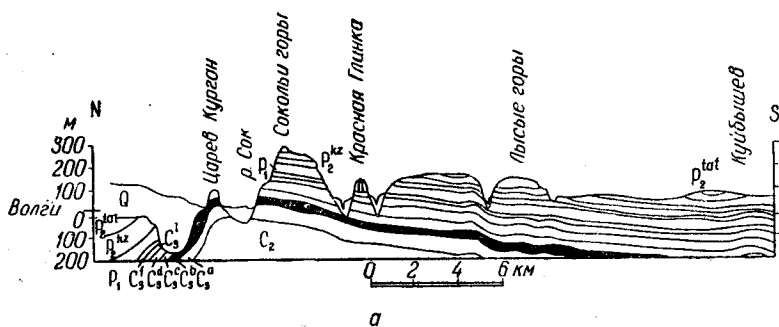


Рис. 53. Изолированные сундучные складки: а—односторонняя сундучная антиклиналь Жигулей; б—сундучная складка Доно-Медведицкого вала

лы), то простирания последних не выдержаны, меняются от одного вала к другому. Лишь иногда большое количество складок, имеющих характер брахиантиклиналей, или валов, обнаруживает в пределах более или менее обширной территории в общем сходное простирание. Но и в этом случае самостоятельность отдельных поднятий подчеркивается значительными морфологическими различиями между ними: соседние поднятия имеют весьма разные формы, размеры, амплитуду.

Антиклинальные складки прерывистого или идиоморфного типа Н. С. Шатский предложил называть плакантиклиналями.

Многочисленные проявления прерывистой, или идиоморфной, складчатости в виде куполов и валов, разделенных широ-

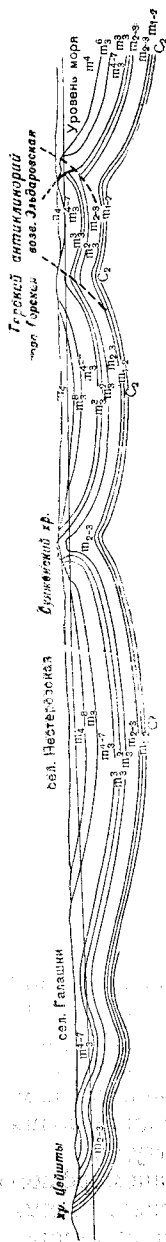


Рис. 54. Гребневидная складчатость; разрез через Терскую депрессию в Северном Дагестане (по И. О. Броду):

$m_4$  — постплиоцен и плиоцен;  $m_3$  — чокрак;  $m_2-3$  — чокрак;  $m_1-2$  — майкоп;  $m_1-2$  — фораминиферные слои;  $C_2$  — верхний мел;  $m_3$  — караганские слои;  $m_3$  — сармат;

кими пространствами пологого залегания слоев, можно видеть на рис. 52.

Прерывистые складки обнаруживают большое морфологическое разнообразие. Так, например, широкое развитие имеют купола круглой, овальной или неправильной формы. Углы падения слоев на крыльях колеблются от ничтожных до  $30^\circ$ . Диаметр куполов различен — от нескольких десятков метров до десятков километров. В связи с этим весьма различна и амплитуда поднятия слоев. На некоторых куполах слои в малой степени нарушены разрывами и изогнуты плавно. В других случаях купола сильно разбиты разрывными нарушениями, по которым отдельные участки купола подняты и опущены.

Среди прерывистых складок распространены отдельные поднятия коробчатой, или сундучной, формы. Их можно разделить на одно- и двусторонние. Примером одностороннего сундучного поднятия являются Жигули (рис. 53, а). В качестве двусторонних поднятий можно указать Доно-Медведицкий вал (рис. 53, б). В указанных случаях мы имеем дело с большими, массивными поднятиями брахиантиклинальной формы. В длину они измеряются десятками километров, амплитуда поднятия составляет сотни метров, а иногда и больше километра. Свод поднятия широкий и плоский, усложненный пологими куполами второго порядка. Плоской вершине противопоставлены крутые крылья, имеющие характер флексур. Иногда флексуру образует одно крыло, а другое опускается полого (односторонние сундучные складки). Характерно усложнение крыльев

складки ступенчатыми флексурами, а если крылья достаточно круты— разрывами.

Среди прерывистых складок встречаются также валы, которые представляют собой вытянутые низкие поднятия. Их длина значительно превышает ширину, а углы падения слоев на крыльях обычно ничтожны (измеряются всего несколькими градусами или же его долями). Примером является Окско-Цнинский вал. Он тянется в меридиональном направлении от р. Клязьмы на севере до р. Цны на юге, имеет в длину 350 км, в ширину 25—40 км, при амплитуде поднятия слоев всего в 200—300 м. Угол падения слоев на крыльях не превышает полутора градусов. Валы часто имеют сложные очертания в плане: фестончатые, с ответвлениями, «носами» и т. п. Они всегда усложнены куполами второго и третьего порядка.

К морфологическому типу идиоморфной, или прерывистой, складчатости принадлежат также диапировые складки.

Кроме указанных двух основных морфологических типов складчатости, можно выделить еще складчатость промежуточную, занимающую переходное положение по своим свойствам. Промежуточная складчатость может быть разделена на две разновидности: на складчатость гребневидную и складчатость коробчатую, или сундучную.

В типичной гребневидной складчатости имеет место чередование резко выраженных сжатых антиклиналей (прямых, наклонных или веерообразных) и широких плоских синклиналей. Складчатость, таким образом, характеризуется неравным развитием антиклиналей и синклиналей, но синклинали еще не полностью исчезают, как это наблюдается при прерывистой складчатости (рис. 54).

Коробчатая, или сундучная, складчатость состоит из большого числа коробчатых или сундучных складок. Основную роль играют антиклинали. Форма синклиналей зависит от формы и расположения антиклиналей. Если последние расположены близко одна к другой, синклинали между ними сжаты и узки и иногда имеют вид щелей. Если же антиклинали широко раздвинуты, то синклинали имеют плоское дно и общий коробчатый профиль.

В плане гребневидные и коробчатые антиклинали имеют брахиантиклинальный характер, образуя укороченные овалы.

### **13. О МЕТОДАХ ИЗУЧЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ДИСЛОКАЦИИ**

Складчатые дислокации изучаются при геологическом картировании и фиксируются на геологических картах и профилях разного масштаба. Следует, однако, указать на крайнюю

важность правильной фиксации всех основных особенностей формы складок даже при общих геологических исследованиях. Нередко форма складок зарисовывается на профилях настолько схематично, что совершенно теряются различия между полной, гребневидной и сундучной складчатостями, т. е. между теми их особенностями, знание которых совершенно необходимо для выяснения вопроса о способах образования складчатости. Причина кроется здесь не столько в невнимательности геологов, сколько в психологических факторах: недавно еще воспитанные в идеях контракционной гипотезы, геологи в течение долгого времени представляли себе складчатость в виде чередования правильных волн слоев. Поскольку гребневидная, или сундучная, форма складчатости не укладывается в контракционный механизм образования складок, допускающий во всех случаях только продольный изгиб<sup>1</sup>, они считались не закономерным явлением, а случайными аномалиями.

Для исследования механизма развития тех или иных складок требуются специальные наблюдения, гораздо более детальные, чем при общих геологосъемочных работах. Цель этих наблюдений — отметить и фиксировать на профилях, схемах, зарисовках и т. п. документах все особенности складчатой структуры от самых крупных до наиболее мелких, во всех их взаимоотношениях и при обязательном соблюдении единого масштаба. Последнее обстоятельство имеет очень важное значение. Дело в том, что при обычных геологических исследованиях правильная фиксация относительно крупных дислокаций часто сопровождается чрезвычайно схематичными, без сохранения должного масштаба (обычно с преувеличением последнего) зарисовками более мелких нарушений. Это создает искаженное представление о взаимоотношениях между структурными формами разных порядков и препятствует правильному решению вопроса об условиях образования изучаемых дислокаций. Конечно, нанести на профиль в одном масштабе и крупные складки, и осложняющую их мелкую плейчатость, и разлинзование, и трещиноватость нелегко. Однако это необходимо сделать, хотя бы варьируя масштабы для всей складки и для отдельных ее частей.

Лишь на основании тщательного изучения всех особенностей строения складок геолог может сделать заключение о механизме и условиях их образования. Помимо использования исторического взаимоотношения между дислокациями (например, угловых несогласий, см. главу VIII), важное значение име-

---

<sup>1</sup> Продольный изгиб возникает при действии сил сжатия в плоскости слоя.

ет сопоставление характера деформации в разных складках и в разных частях одной складки. Так как дислокации развиваются неравномерно, то всегда можно найти и сравнить между собой дислокации, находящиеся в разных стадиях развития. С еще большей уверенностью это можно сделать в пределах одной складки. Например, средняя, наиболее поднятая и наиболее сжатая часть голоморфной складки отвечает более развитой деформации, чем ее периклинали, которые как бы остановились на ранних стадиях деформации. Такое сравнение может восстановить картину последовательного движения вещества при развитии складки.

В последние годы в СССР получил распространение метод изучения механизма образования складчатых дислокаций с помощью моделирования. Этот метод состоит в воспроизведении на уменьшенной модели в лабораторной обстановке складок, аналогичных тем, которые наблюдаются в природе. При этом оказывается возможным подметить многие новые закономерности и особенности процесса, которые ускользают от геологических наблюдений, поскольку геолог в природе не видит процесса деформации, а вынужден ограничиваться изучением лишь его застывшего конечного результата.

В основе тектонического моделирования лежат принципы физического подобия. Два физических процесса являются подобными, если они выражены тождественно одинаковыми безразмерными уравнениями. Это возможно в том случае, если соблюдаются определенные соотношения между величинами физических параметров, входящих в указанные уравнения. Такие соотношения называются условиями или критериями подобия. Было установлено, что для моделирования медленных пластических деформаций (например, складчатости), когда можно не учитывать инерционные силы и упругие явления, условия подобия выглядят следующим образом:

$$C_{\eta} = C_{\rho} C_e C_t,$$

где  $C_{\eta}$  — отношение величины вязкости модели и моделируемого объекта,  
 $C_{\rho}$  — отношение плотностей модели и объекта,  
 $C_e$  — отношение геометрических размеров модели и объекта и  
 $C_t$  — отношение продолжительности развития процесса на модели и в природе.

Из уравнения видно, что три физических параметра из четырех можно выбрать для модели произвольно, но этим самым определится четвертый параметр, который уже не может быть произвольным. Из того же уравнения следует, что если при

моделировании мы значительно уменьшаем размеры объекта и продолжительность деформации, то необходимо использовать моделирующие материалы менее вязкие, чем вязкость объекта. Горные породы в этих условиях моделируются различными мягкими и даже текучими материалами (воск, мягкая глина и т. п.).

Технические требования к эксперименту (удобные размеры модели и продолжительность опыта, возможность разрезать модель, зафиксировать ее строение, сохранить ее и т. п.) некоторым образом сужают возможности в выборе свойств модельных, или, как говорят, эквивалентных, материалов. Расчеты показывают, что для моделирования медленных пластических деформаций, происходящих в мощных толщах осадочных горных пород, если модель будет иметь мощность в пределах 5—20 см, а продолжительность опыта будет меньше суток, подходящими эквивалентными материалами являются, например, некоторые нефтепродукты (бакинский петролатум, пушечная смазка, битум, канифоль или влажная глина).

Для совершенного моделирования необходимо знать вязкость горных пород в тех условиях, в которых они деформируются в земной коре, и продолжительность природных тектонических процессов. И то и другое известно крайне приближенно. Что касается вязкости, то она может быть изучена в специальных лабораториях. Но едва ли наши представления о скорости тектонических процессов в ближайшее время значительно уточнятся. Это обстоятельство, конечно, понижает точность тектонического моделирования. Однако применение метода моделирования к изучению различных тектонических дислокаций показывает со всей очевидностью, что и при этой неточности мы вправе уже сейчас видеть в тектоническом моделировании важный метод исследования. Этот метод, конечно, нельзя рассматривать как самостоятельный, но он является чрезвычайно существенным дополнением к геологическим методам полевого исследования. Правильно примененный метод моделирования всегда позволяет подметить в воспроизведенном процессе такие его подчас весьма важные стороны, которые ускользают от внимания геолога.

Метод моделирования входит важнейшей составной частью в комплекс так называемых тектонофизических исследований. Под тектонофизикой понимается научное направление, имеющее своей целью изучение физического механизма тектонических дислокаций на основе совместного использования геологических и физических методов.

Для того чтобы правильно представить себе, как образовалась та или иная дислокация, надо попытаться восстановить то

поле напряжений, которое существовало в свое время в земной коре в силу тектонических причин. Это может быть сделано на основании изучения трещин и разрывных смещений (см. главу VI). При этом могут быть использованы и различные тектониты (см. ту же главу). Но тектонические поля напряжения можно воспроизвести и на моделях с помощью метода так называемой фотоупругости. Для этого используются особые оптически активные прозрачные материалы (желатины). При деформации, подобной той, которая наблюдалась в природе, в модели из такого материала возникают напряжения. Модель просвечивается затем поляризованным светом на установке, сходной с петрографическим микроскопом. С помощью оптического компенсатора или же непосредственно по интерференционному окрашиванию изображения модели на экране устанавливается распределение в модели касательных напряжений разной стностительной интенсивности. Чтобы познакомиться с этой методикой подробнее, следует обратиться к специальным руководствам.

---

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОК И ИХ ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

### 14. КИНЕМАТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛАДОК

Выделенные нами выше типы складчатости являются основными морфологическими разновидностями последней. На основании имеющихся данных можно попытаться выделить также типы складок, различающиеся способом или механизмом своего образования. Под механизмом образования складки мы понимаем характер того движения земной коры или слагающих ее пород, которое непосредственно привело к образованию данной складки.

Слои могут быть изогнуты в складки двумя способами: в результате так называемого поперечного изгиба и путем продольного изгиба. В первом случае слой изгибается под влиянием сил, приложенных к нему нормально, т. е. в перпендикулярном по отношению его плоскости направлении. Поскольку слои первоначально залегают преимущественно горизонтально, силы, вызывающие поперечный изгиб, направлены вертикально. Там, где они действуют снизу вверх, слои приподнимаются и изгибаются в антиклинальную складку.

В случае продольного изгиба слой подвергается действию сил, направленных в его плоскости, т. е. горизонтальных сил. Слой изгибается при этом в складки в результате сжатия. Форма и размеры антиклиналей и синклиналей и их размещение определяются в этом случае главным образом реакцией слоя на механическое воздействие, т. е. механическими свойствами горных пород.

Примерами складок поперечного изгиба в природной обстановке являются преимущественно складки прерывистые, а также коробчатые. Речь идет о большинстве складок указанных разновидностей, так как в отдельных случаях можно предполагать и иное их происхождение.

В типичных случаях прерывистая и коробчатая складча-

тость возникает в результате действия тектонических сил, направленных вверх и проявляющихся локально, на отдельных участках. Складчатость, образуемая таким образом, можно назвать глыбовой, так как складчатые изгибы слоев в верхней части земной коры часто бывают в этих случаях связаны с вертикальными перемещениями на глубине отдельных глыб, ограниченных разломами (рис. 55, а).

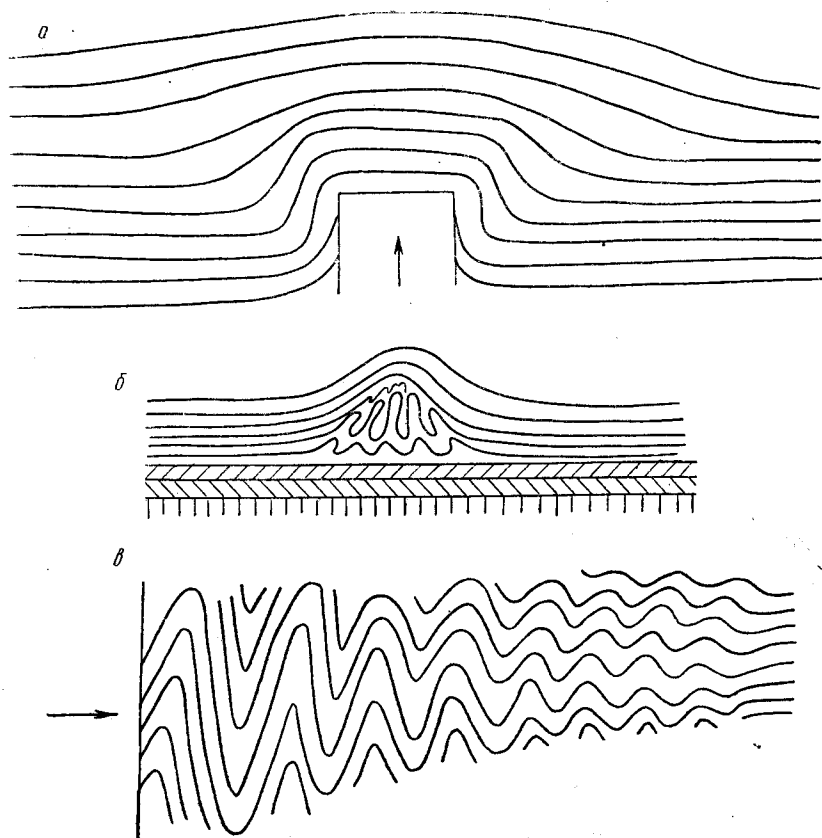


Рис. 55. Схемы образования: а — глыбовых складок; б — складок нагнетания и в — складок общего смятия

Складчатость продольного изгиба выражается обычно в общем более или менее одинаковом смятии весьма мощной пачки слоев. С этой точки зрения эту складчатость можно назвать складчатостью общего смятия (рис. 55, в).

Обе разновидности — складчатость глыбовая и складча-

тость общего смятия — выделены на основе различий в механизме формирования складок. Таким образом, данные разновидности являются элементами кинематической классификации складок.

Кроме этих разновидностей, целесообразно выделить еще одну, которую мы называем складчатостью нагнетания. Она занимает промежуточное положение между названными выше типами складчатостей, так как в ее образовании как бы объединяются оба механизма формирования складок. Эта складчатость образуется в результате послынного перемещения материала некоторой весьма пластичной свиты слоев, залегающей среди других свит, с его оттоком из одних мест и нагнетанием в другие. Там, где материал указанной свиты скапливается, мощность свиты возрастает и вышележащие породы приподнимаются, образуя в общем случае антиклиналь (рис. 55, б). Таким образом, для этой разновидности складчатости характерно разделение толщи пород на комплекс активный, или подвижный, и комплексы пассивные. Первый залегает среди вторых, и движение, возникающее в нем, воздействует на залегание покрывающих пород. Таким образом, внутри активной серии в областях нагнетания материала действуют силы продольного сжатия, в результате чего в этих областях слои активной серии, насколько это удастся наблюдать, часто оказываются растянутыми и смятыми в сжатые складки.

Активная серия очень пластичных пород чаще всего состоит из соли, гипса или мягкой глины. В небольшом масштабе складки нагнетания образуются также в мощных пластах угля, который в тектонической обстановке обладает высокой текучестью.

Изгибание верхнего комплекса пород происходит под влиянием давления снизу вверх со стороны нагнетаемого материала активного комплекса. Таким образом, верхний комплекс находится под влиянием действия механизма поперечного изгиба. Комплекс пород, залегающий ниже активного комплекса, не подвергается деформации.

К этому кинематическому типу складчатости принадлежат описанные выше диапировые складки, а также, по-видимому, либо вся, либо большая часть гребневидной складчатости.

Рассмотрим теперь некоторые особенности складчатых структур различных кинематических разновидностей.

## 15. ГЛЫБОВАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ

Глыбовая складчатость морфологически выражается, в частности, в виде прерывистой складчатости, основные особенности которой были рассмотрены выше.

Интересные особенности строения прерывистой складчатости обнаруживаются при изучении ее разреза на глубину. Чаще всего в толщах, участвующих в образовании прерывистых складок, наблюдается закономерное явление уменьшения мощностей осадочных свит по направлению к сводам антиклиналей и увеличение мощностей в депрессиях между поднятиями. В связи с этим более глубоко расположенные слои изогнуты круче, чем лежащие ближе к поверхности. Такое изменение мощностей свит связано с процессом формирования прерывистых складок. Поскольку величина мощности осадочных свит определяется амплитудой прогибания земной коры, уменьшение мощностей осадочных свит там, где расположены своды прерывистых складок, указывают, что эти участки прогибались медленнее, чем соседние (где теперь находятся депрессии между поднятиями), и что в результате такого неравномерного опускания и образовались прерывистые складки.

Некоторые горизонты или целые системы не только уменьшаются в мощности, но даже полностью выклиниваются на антиклиналях. Времени их отложения в соседних депрессиях отвечает время размыва на сводах антиклиналей, которые в такие эпохи, следовательно, испытывали абсолютное поднятие. История прерывистых складок представляет собой, таким образом, чередование эпох относительного и абсолютного поднятия антиклиналей.

В отдельных случаях, однако, эта простая картина изменения мощностей в пределах отдельных складок подвергается усложнению. Наблюдается, например, что, начиная с некоторого стратиграфического уровня, изменения мощностей далее вниз не происходит. В других случаях с некоторой глубины может наблюдаться обратное явление: увеличение мощности свит по направлению к своду прерывистой антиклинали. В связи с этим с глубиной происходит выполаживание антиклинали. На некоторой глубине антиклинальное залегание пород может смениться горизонтальным (или моноклинальным) залеганием, а еще глубже можно наблюдать синклинальное залегание, отвечающее по месту своего проявления антиклинальному залеганию вверху. Наконец, встречаются случаи неправильного распределения мощностей в толще пород, что приводит к значительному несоответствию структурных форм на разных глубинах.

Учитывая сказанное выше об условиях образования больших или меньших мощностей, можно заключить, что все перечисленные случаи свидетельствуют о сложной истории движений земной коры. Если наблюдается увеличение мощностей по направлению к своду современной антиклинали, то это означа-

ет, что в эпоху отложения тех свит, в которых такое увеличение отмечается, на месте современной антиклинали происходило прогибание земной коры. Позже оно должно было смениться поднятием, в период которого мощности распределялись обычным образом, т. е. с уменьшением к своду антиклинали.

В других случаях размещение на площади участков поднятия и опускания могло неоднократно меняться. Эти изменения запечатлеваются в том, что в разных горизонтах сокращенные или увеличенные мощности наблюдаются в разных местах.

Таким образом, современное распределение прерывистых складок и их форма представляют собой суммарный результат подчас весьма сложной последовательности колебательных движений земной коры.

При образовании антиклинали прерывистого типа в толще, мощность которой не постоянна, а закономерно меняется на площади (увеличиваясь в каком-либо направлении, поперечном к простиранию складки), наблюдается смещение положения свода складки на разных уровнях вертикального разреза. В более верхних горизонтах свод смещается при этом в том направлении, куда происходит нарастание мощностей.

Упомянутые здесь явления несоответствия залегания различных горизонтов, участвующих в образовании прерывистых складок, имеют большое практическое значение. Их следует, например, учитывать при бурении на нефть или газ: последние скапливаются в сводах антиклиналей, которые на глубине могут быть расположены не там, где они видны на поверхности. Скопления нефти и газа могут вовсе отсутствовать там, где на глубине происходит выполаживание антиклинали или замена ее синклиналью.

Моделирование глыбовых складок показало, что их выполаживание снизу вверх связано не только с неравномерным накоплением мощностей отложений, как указывалось выше, но также и с чисто механическим процессом, обусловленным вязкостью материала. Резко выраженные сундучные формы складки, наблюдаемые на глубине (антиклинальные и синклинальные), переходят соответственно вверх в крайне пологие и широкие поднятия слоев и в столь же пологие и широкие прогибы. При этом в верхних слоях может происходить даже объединение в один общий пологий вал двух отдельных поднятий, расположенных на глубине.

Эти наблюдения подтверждают возможность рассматривать прерывистые (идиоморфные) складки как складки глыбовые: незначительное выгибание слоев на поверхности в виде вала или купола может отражать поднятие глыбы, ограниченной разрывами, на глубине. В связи с этим валы и купола преры-

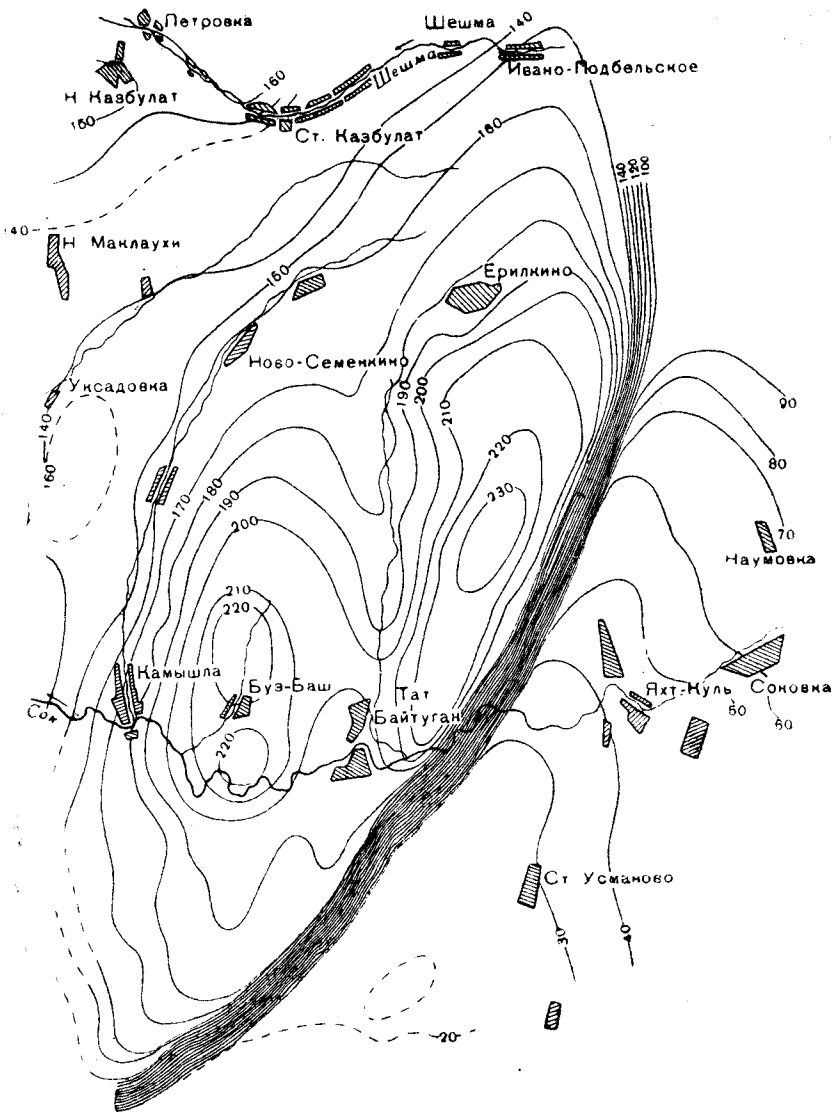


Рис. 56. Байтуганский вал (Татарская АССР), осложненный мелкими куполами (стратонизогипсы проведены по кровле спириферового горизонта)

вистого типа иногда называются «отраженными глыбовыми складками», в отличие от собственно глыбовых складок, в строении которых их связь с поднятием блоков земной коры видна более отчетливо.

Характерной чертой крупных прерывистых складок является осложнение их прерывистыми же складками (куполами) меньшего размера (рис. 56).

Интересно, что сундучные складки иногда осложняются продольными складками второго порядка, расположенными в виде «ушей» над ограничивающими складку флексурами.

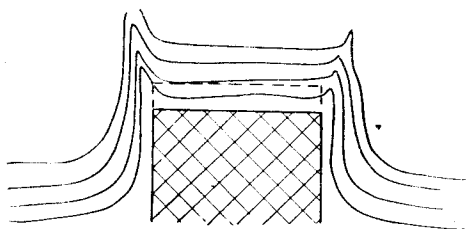


Рис. 57. Дополнительные складки над крыльями сундучной складки. Штриховые линии — предыдущее более высокое положение глыбы, поднятие которой привело к образованию сундучной складки

Предполагается, что такие складки могли возникнуть при некотором обратном опускании глыбы, являющейся ядром складки, после того как она была поднята первоначально выше. При поднятии глыбы слои, покрывающие ее, пластически растянулись. При некотором обратном опускании ее они оказались слишком длинными, вследствие чего изогнулись в складки над флексурами (рис. 57). Еще вероятнее, однако, что эти надфлексурные складки представляют собой дополнительные складки нагнетания, образовавшиеся за счет выжимания материала слоев на крутых крыльях флексур вверх.

В некоторых случаях наблюдается осложнение прерывистых складок более мелкими складками, которые по своему характеру могут быть отнесены к разряду полных или гребневидных, но размеры которых очень невелики: амплитуда таких складок не превышает нескольких десятков метров, а зачастую ограничивается несколькими метрами. Отдельные изолированные пучки линейных параллельных складок малого размера в этих случаях окаймляют прерывистые поднятия, имея склонность образовываться на крыльях последних и располагаясь, в общем, параллельно простиранию слоев (рис. 58).

Предполагается, что такие мелкие линейные складки, осложняющие крылья прерывистых поднятий, образуются в результате действия механизма нагнетания: при поднятии прерывистых складок (куполов) слои на своде складки, встречая сопротивление со стороны вышележащих слоев, подвергаются раздавливанию в вертикальном направлении. Это раздавливание вызывает выжимание со сводов материала наиболее пластичных пачек слоев и нагнетание его в крылья, где он скапливается и сминается в линейные складки продольного изгиба. Но такие же мелкие складки могут образоваться и в результате течения материала слоев на крыльях крупных поднятий под влиянием силы тяжести, или в результате выжимания этого пластичного материала в оврагах, долинах и других впадинах рельефа под тяжестью пород, лежащих на нем, на соседних более высоких участках.

При подъеме прерывистых складок сундучной формы, с крутыми крыльями в виде флексур, слои подвергаются поперечному сжатию и продольному растяжению не только на своде, но и на крыльях складок вплоть до полного исчезновения некоторых слоев.

Причина образования глыбовых складок, т. е. поднятия и опускания отдельных блоков земной коры, лежит во внутренних подкорковых процессах, причина которых пока не известна.

## 16. СКЛАДЧАТОСТЬ ОБЩЕГО СМЯТИЯ

В процессе формирования складчатости общего смятия с механической стороны можно выделить три элемента, проявление которых наблюдается последовательно, но отчасти происходит и одновременно. Таким первым элементом является изгиб слоев, участвующих в склад-

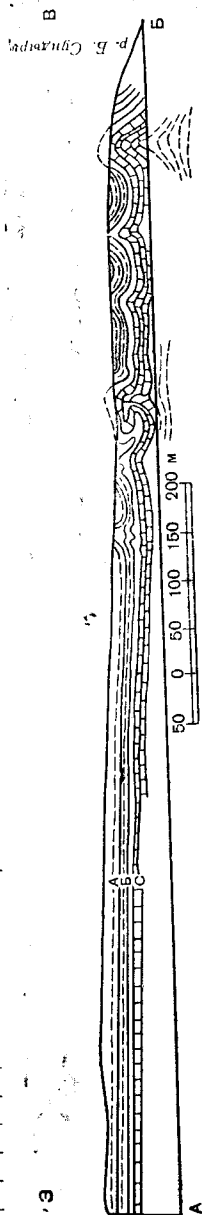


Рис. 58. Мелкие вторичные складки на крыле пологого купола в районе р. Б. Сундырь (по В. В. Бронгулеву). Буквами выделены различные горизонты татарской свиты

частости. Изгиб возможен только потому, что каждый слой обладает некоторой долей самостоятельности в процессе деформации, что в свою очередь обеспечивается возможностью скольжения одного слоя по отношению к другому.

Представим себе сравнительно тонкую пластину горных пород, которая будет изолированным слоем. Такой изолированный слой сравнительно легко изгибается в складки при про-

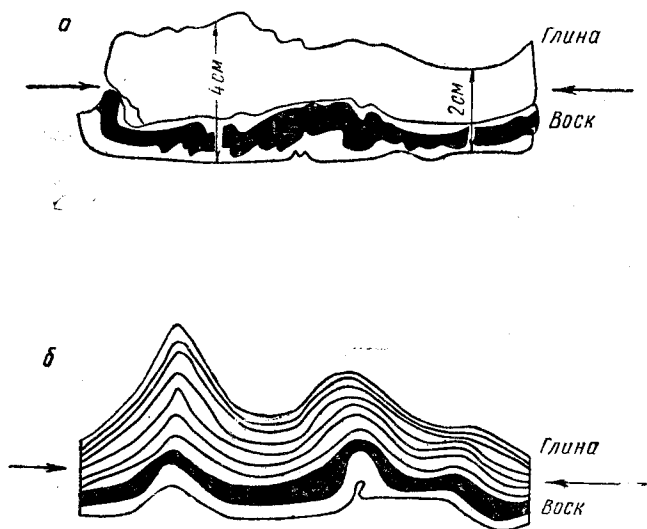


Рис. 59. Роль слоистости в образовании складок: а—деформация монолитного слоя глины; б—деформация слоистой пачки глины

дольном сдавливании. Чем толще слой, тем труднее подвергнуть его смятию с помощью продольного сдавливания. Легко понять, что монолитная толща пород значительной мощности при этих условиях вообще не может быть смята в складки. На рис. 59,а изображены результаты эксперимента с продольным сдавливанием относительно мощного монолитного образца глины, лежащего на слое воска. Продольное сдавливание, как видим, не привело в этом случае к образованию правильных складок: деформация выражена в общем увеличении толщины образца и в его неправильном короблении.

На том же рисунке изображен результат эксперимента с другим образцом глины той же мощности (рис. 59,б), но на этот раз разделенным на слои, сцепление между которыми

ослаблено. В этом случае продольное сдавливание привело к образованию складок. Чтобы понять различие в поведении этих двух образцов, следует принять во внимание, что для образования складок в пачке слоев необходимо смещение слоев друг относительно друга по поверхностям напластования, или, как говорят, межслойное скольжение.

Действительно, представим себе три слоя, лежащие друг на друге (рис. 60, а). На слоях нанесены отметки, совпадающие друг с другом. После изгиба слоев только в замке образовавшейся складки относительное расположение отметок останется прежним; на крыльях складки отметки в каждом более верхнем слое окажутся смещенными вверх по крылу относительно отметок на подстилающем слое (рис. 60, б). Это смещение свидетельствует о соответствующем скольжении слоев по разделяющим их поверхностям при изгибе.

Если слои были бы склеены и не могли бы скользить друг по другу, изгибание такой пачки в складку стало бы чрезвычайно затруднительным.

Изгиб происходит тем легче, чем тоньше слои, поэтому в тонкослоистых толщах наблюдается (при прочих равных условиях) более сложная и более сжатая складчатость, с более крутыми и остроугольными замками, чем в толщах, сложенных слоями большой мощности. Другим фактором, влияющим на форму складки, является характер пород, их механические свойства: при одной и той же мощности слоев складки образуются в глинистых породах более сжатые и мелкие, чем в твердых песчаниках.

В случае разнородных толщ, сложенных слоями различных пород разной мощности, общая форма складок определяется совокупными механическими свойствами толщ.

При преобладании одних каких-либо пород и подчиненном значении других (например, глинистая толща с небольшими прослоями песчаников) первые являются «диктующими» слоями, определяющими форму складок. Подчиненные слои вынуждены принимать эту, может быть, и несвойственную им в других случаях форму складок. Нередко отдельные части осадочной толщи, сложенные слоями разного характера, сминают-

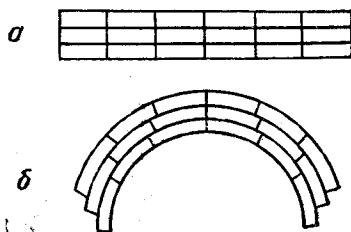


Рис. 60. Скольжение слоев при изгибе: а—исходное положение слоев и б—изогнутое положение

ся по-разному, что является причиной дисгармонии складчатости.

Изгиб сам по себе (конечно, вместе со скольжением слоев друг по другу) может привести к образованию только концентрической складчатости. Как указывалось, в природе значительно шире распространена «подобная» складчатость, характеризующаяся различиями в мощности слоев на крыльях и в замках складок. Указанные различия вызываются следующим элементом механизма складкообразования, а именно —

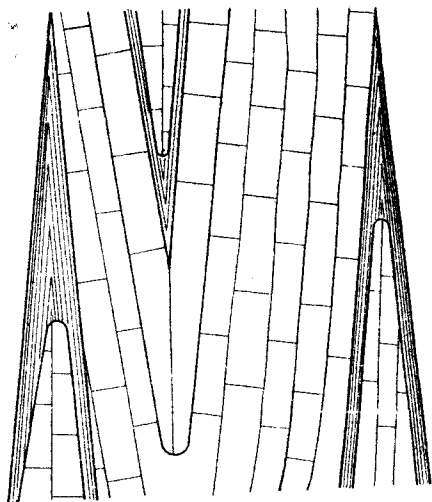


Рис. 61. Нагнетание материала раздавленных слоев в замки складок (зарисовка с натуры)

последним перераспределением материала. Слои, изгибающиеся в складки, подвергаются на крыльях складок раздавливанию, и их материал выжимается (нагнетается) вверх и вниз — в замки складок (рис. 61). Это происходит потому, что при продольном (горизонтальном) сдавливании слоистой толщи тектоническими силами, по мере все большего изгиба слоев в складки, увеличивающаяся составляющая сдавливает слой на крыльях складки уже не продольно, а нормально, расплющивая слой и заставляя материал слоя выжиматься вверх и вниз в замки антиклиналей и синклиналей.

В зависимости от пластичности слоев разных пород такое выжимание происходит в различной степени. Размер выжимания связан также, естественно, с общей интенсивностью сдавливания. Слои весьма пластичные подвергаются соответственно

большей деформации и могут оказаться полностью выжатыми на крыльях складки, тогда как изменение мощности менее пластичных слоев может быть минимальным и даже незаметным. Американский ученый Э. Клоос пытался определить размер вторичных изменений мощности слоев на крыльях складок по изменению формы таких элементов пород, первичная форма которых известна. В качестве наиболее удобных объектов для исследования были выбраны оолитовые известняки, зерна которых первоначально, как известно, имеют довольно правильную

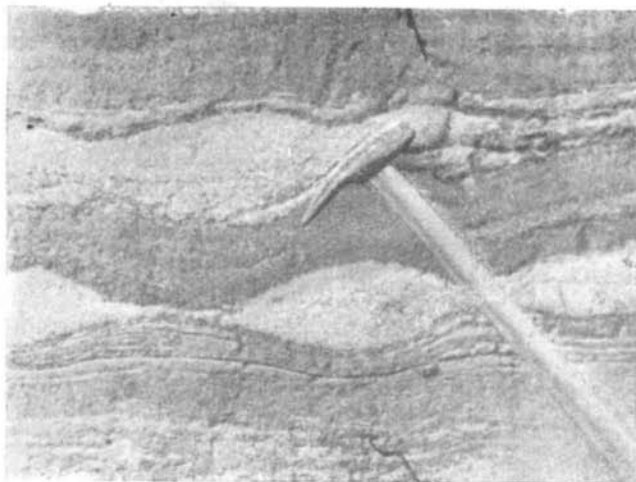


Рис. 62. Разлинзование в архейских породах Карелии (по А. А. Сорскому)

сферическую форму. Исследования вторичных изменений формы оолитов для разных зон Аппалачской складчатой области дали интересные результаты, позволив выделить зоны с разной степенью раздавливания слоев.

В процессе раздавливания слоев на крыльях складок только наиболее пластичные слои равномерно уменьшаются в мощности. Несколько менее пластичные слои подвергаются разлинзованию, т. е. разделению на относительно толстые линзы и более тонкие пережимы («шейки») между ними. При этом обычно к линзам одного слоя примыкают пережимы соседних слоев, и наоборот. Получается своеобразная волнистая слоистость (рис. 62). Размеры линз зависят от толщины

слоя: в более мощных слоях они крупнее. Крупными они оказываются и в относительно более прочных слоях. Размер линз зависит также от общей деформации слоя в данном направлении и колеблется (в длину) от нескольких сантиметров до одного и более метров.

Разлинзование вызывается концентрацией пластического скольжения при поперечном раздавливании и продольном удлинении слоя в ритмически расположенных местах. О концентрации пластического скольжения было сказано выше при рассмотрении механизма вязких разрывов. Распределенный харак-

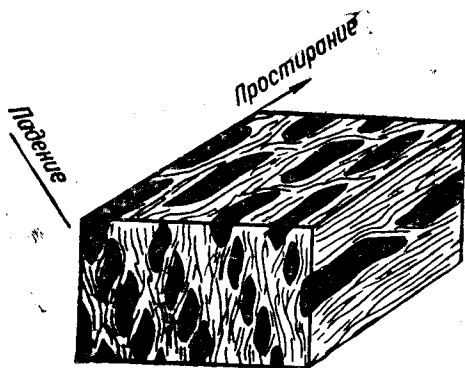


Рис. 63. Разделение на блоки слоев известняка среди мергелей девона в хребте Каратау (зарисовка)

тер приложения раздавливающих сил приводит к такому же распределенному растяжению слоя: растяжение происходит в каждой точке слоя. Поэтому последний разделяется на множество участков, в пределах каждого из которых образуется своя «шейка». Размеры таких участков определяются размером деформации и полной прочностью слоя, которая в свою очередь зависит от механических свойств породы (удельной прочности) и мощности слоя.

В пространстве линзы представляют собой эллипсоидальные тела, оси которых, расположенные в плоскости слоя, обычно различны по длине: они короче в направлении большей деформации слоя. Так как чаще всего по направлению падения и восстания слой подвергается большему растяжению, чем в направлении простирания, то линзы обычно бывают вытянуты по простиранию слоя.

Если толща неоднородна и одни слои менее пластичны, чем другие, то менее пластичные слои не успевают деформировать-

ся вместе со всеми слоями. Материал более пластичных слоев, опережая в своей деформации менее пластичные слои, растекается по поверхности последних и растягивает их. В этих условиях линзы менее пластичных слоев могут отделиться друг от друга по вязким трещинам скалывания и раздвинуться (рис. 63). В силу того что трещины скалывания образуются при этом наклонно к слою, такие разделившиеся линзы также несколько наклонены к слою, что может вызвать ошибки в определении залегания слоя. Промежутки между линзами заполняются более пластичными породами соседних слоев.

Если среди пластичных слоев залегает слой, обладающий малой пластичностью, почти совершенно неспособный в данных условиях к пластической деформации, то в результате того же процесса растяжения между пластичными слоями он разрывается на блоки, которые затем раздвигаются. Поскольку разделение на блоки происходит по трещинам отрыва, блоки имеют параллелепипедальную форму и их края перпендикулярны к слою. Размеры блоков, так же как и размеры линз, зависят от размера деформации в данном направлении, от прочности породы и мощности слоя. Промежутки между блоками заполняются пластичными породами соседних слоев. Нередко наблюдаются здесь и минеральные выделения (кварц, кальцит и др.), образовавшиеся в зоне уменьшения давления («потенциальной пустоты») между раздвигавшимися блоками. Округленные углы блоков указывают на то, что разделению трещинами отрыва иногда предшествует образование небольших шеек (рис. 64).

Наблюдаемые более интенсивные деформации пластичных слоев на крыльях, приводящие к разрыву жестких слоев на раздвинутые блоки, заставляют категорически пересмотреть некоторые существовавшие ранее взгляды на механизм смятия слоев в складки. В конце прошлого века американский геолог Б. Виллис выдвинул теорию «компетентных» и «некомпетентных» слоев, понимая под первыми более жесткие, менее пластичные, а под вторыми — более пластичные слои. Он предполагал, что тектоническое давление передается через компетентные слои, которые, изгибаясь, определяют «скелет» складчатой структуры, форму складок, тогда как некомпетентные слои изгибаются пассивно, подчиняясь изгибам более твердых слоев. Выжимание в замки, как предполагалось, происходит только в некомпетентных слоях под влиянием сдавливания их между компетентными.

Как мы видим, действительность опровергает эти взгляды. При образовании полной складчатости наиболее активными оказываются самые пластичные, самые текучие слои. Когда они

преобладают в структуре, именно они определяют форму складок, а разделенные между ними на блоки более жесткие слои, естественно, уже не могут служить «скелетом» этих складок.

В замках складок, куда нагнетается материал слоев и где, следовательно, существуют условия продольного по отношению



Рис. 64. Шов между двумя блоками амфиболита, заполненный пегматитовым материалом (по А. А. Сорскому)

к слоям сжатия, нередко наблюдается образование дополнительных мелких складок. Такие мелкие дополнительные складки могут возникать и на крыльях крупных складок как результат местного «набегания» материала в процессе его выжимания.

Следующим и последним элементом механизма складкообразования является общее раздавливание всей сминаемой толщи.

По мере развития складкообразования складки становятся все более крутыми, все более сжатыми. Материал слоев, раздавливаемый все сильнее, постепенно твердеет, и трение на

поверхностях слоев возрастает. В конце концов дальнейший процесс сжатия складок становится невозможным, и если горизонтальные сдавливающие силы все еще продолжают действовать, то вся смятая толща реагирует теперь на эти силы как единая монолитная масса, как бы лишенная слоистости. Слон на этой стадии теряют свое механическое значение. В этих условиях вся смятая в складки толща раздавливается целиком в горизонтальном направлении, тогда как ее общая вертикальная мощность соответственно возрастает. На этой стадии процесса складкообразования развивается так называемый кливаж течения, или главный кливаж.

Кливаж течения на поверхностях обнажений выражен в виде очень тонкой расщепленности пород. Последние разделены на тончайшие пластинки, ориентированные обычно параллельно осевой поверхности складки. Микроскопическое изучение кливажа показывает, что он связан с плоскопараллельным расположением минералов. Лучше всего кливаж проявляется в глинистых породах, но встречается и в других горных породах. При чередовании слоев различного состава он развит лучше в более пластичных слоях, тогда как рядом, в более твердых породах, может отсутствовать или заменяться трещиноватостью.

Плоскопараллельное расположение минералов, определяющее развитие кливажа, связано с раздавливанием минералов под действием тектонического сжатия в направлении, нормальном к поверхностям кливажа. В результате раздавливания минералы становятся сплюснутыми, плоскими.

То, что образование кливажа течения связано со сжатием породы в направлении, нормальном к кливажу, и с соответствующим удлинением параллельно кливажу, подтверждается характером деформаций различных включений в породах. Остатки ископаемых организмов, включенные в подвергнувшуюся кливажированию толщу, оказываются сплюснутыми по оси, нормальной к кливажу, и растянутыми вдоль него. Классическим является описанный еще в семидесятых годах прошлого столетия Геймом пример белемнитов, разорванных в процессе растяжения вдоль кливажа на стдельные куски. Ветштейн посвятил большую работу деформированным отпечаткам рыб, подтвердив при этом, что растяжение в толщах, разбитых кливажем, происходит параллельно кливажу, а соответствующее сжатие — нормально к нему. Подобная закономерность устанавливается и там, где можно сопоставить положение деформированных оолитов с кливажем (рис. 65).

То, что при образовании кливажа течения слои уже не скользят друг по другу, видно по характеру поверхностей напластования в кливажированных толщах. Когда кливаж пере-

секает различные слои, на границах между ними наблюдается в разрезах как бы бахромчатость или зазубренность. Отдельные пластины, нарезанные кливажем, так смещены друг относительно друга, что породы одного слоя зубцами проникают в породы другого слоя. Такое «сцепление» слоев убедительно показывает, что скольжения слоев при образовании кливажа

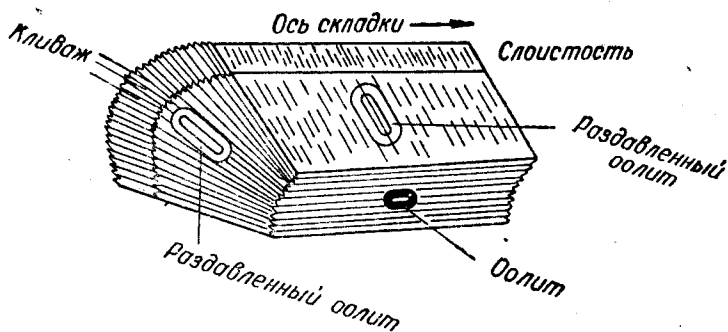


Рис. 65. Раздавленные оолиты в смятых в складки и кливажированных породах (по Э. Клоосу)

уже не было. Вся толща пород деформировалась при этом однородно, без скольжения слоев, без их изгибания и без послойного течения материала. Зазубренность же поверхностей напластования указывает на то, что в процессе общего сжатия отдельные пластины, нарезанные кливажем, раздавливаются в несколько различной степени.

Однако некоторые наблюдения показывают, что в отдельных случаях, при изменившихся условиях, уже после образования главного кливажа может возобновиться скольжение между слоями. В этом случае поверхности кливажа разрываются на границах между слоями и изгибаются в силу трения слоев друг по другу. Так образуется S-образный кливаж (рис. 66).

Рассмотренные выше три элемента механизма складкообразования протекают, в общем случае, в указанной последовательности и являются как бы стадиями единого процесса. Однако чаще всего они в значительной степени перекрывают друг друга, развиваясь (по крайней мере частично) одновременно. Это относится к процессам изгиба и послойного перераспределения материала, которые происходят обычно одновременно. Кливаж течения проявляется далеко не всегда, а только в областях с очень интенсивной складчатостью.

Кроме кливажа течения, в складчатых толщах встречается еще так называемый кливаж раскола (или разлома), происхождение которого неясно. Он выражен, как и кливаж течения, разделением пород на пластины, но последние значительно толще, чем при кливаже течения, значительно грубее. Кливаж раскола не пересекает пачки слоев, а проявляется индивиду-

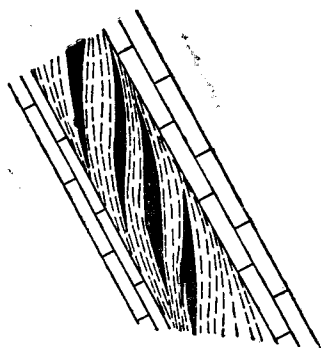


Рис. 66. S-образный кливаж

ально в каждом слое. От слоя к слою меняется как частота кливажных поверхностей, так и их наклон. Чаще всего кливаж раскола расположен перпендикулярно к слою, но встречается и иное его расположение: например, веерообразное по отношению к осевой поверхности складки.

Возможно, что кливаж раскола связан с деформациями, возникающими в слоях при их скольжении друг по другу. При скольжении слоев (в связи с их изгибом) каждый слой, находящийся между покрывающими и подстилающими слоями, подвергается действию пары сил и деформации сдвига. Предполагается, что кливаж раскола развивается при этом в соответствии с направлением максимальных касательных напряжений. Трещины, образуемые по одной из поверхностей, параллельны слою и сливаются с напластованием, оставаясь незаметными. Кливаж раскола образуется по другой системе трещин скалывания, перпендикулярной к поверхности слоя. Вопрос этот, однако, недостаточно изучен.

Происхождение горизонтальных сил, вызывающих складчатость общего смятия, является до сих пор дискуссионным. Еще сравнительно недавно считалось, что эта складчатость образуется в результате общего сокращения земной поверхности (гипотеза контракции), однако сейчас эта гипотеза опроверг-

пути. Наиболее вероятной причиной полного складкообразования в настоящее время считается течение слоистого материала земной коры с поднятий в депрессии с его местным подпруживанием на пути. Такое течение, вероятно, вызывается силой тяжести, а также раздавливанием относительно более глубоких слоев на сводах поднятий в процессе их роста и в результате сопротивления этому поднятию со стороны вышележащих слоев.

Специально этот вопрос рассматривается в курсе общей геотектоники.

## 17. СКЛАДЧАТОСТЬ НАГНЕТАНИЯ

Движение внутри земной коры очень пластичного материала с некоторой площади к одному месту, где образуется ядро нагнетания или даже протыкания, вызывается разными причинами. Одной из них является малый удельный вес пластичной серии по сравнению с вышележащими породами. Таков механизм образования большинства соляных диапировых куполов. Горные породы можно рассматривать как очень вязкие жидкости, способные к очень медленному течению. Соль, залегающая в виде мощного пласта под породами более высокого удельного веса (уд. вес соли 2,13, уд. вес обломочных пород в среднем 2,3), стремится «всплыть» вверх, оказаться выше более тяжелой породы. Это стремление и осуществляется в форме внедрения соли в виде стелбов в вышележащие породы. Такие складки нагнетания могут быть названы складками гравитационного всплывания.

В природе только в немногих случаях наблюдается вытекание соли на поверхность. Подобный случай известен, например, в Иране, где в связи с диапировыми куполами образуются «соляные глетчеры», текущие по поверхности. Обычно соляной шток останавливается на некоторой глубине под поверхностью.

Геологическая история соляных куполов показывает, что рост каждого купола неоднократно приостанавливался и возобновлялся. Это связано, возможно, с тем, что горные породы обладают не только вязкостью, но и прочностью, которую поднимающемуся соляному штоку также необходимо преодолевать, так как при поднятии его происходит раскалывание вышележащих толщ. Увеличение мощности покрывающих отложений (в результате нового накопления) повышает их общую прочность и может приостановить рост диапирового купола. После некоторого размыва этих отложений рост купола может возобновиться. Однако для того, чтобы соль начала течь под тяжестью вышележащих пород, последние должны

обладать некоторой, достаточной для этого мощностью. Тонкая пачка покрывающих пород недостаточна, чтобы вызвать течение соли. Обычно мощность покрывающих пород должна быть не меньше нескольких сот метров.

Характерной морфологической особенностью диапировых куполов является окружающая их круговая узкая синклиналь, образуемая там, откуда соль наиболее интенсивно текла при образовании ядра нагнетения.

Поперечные размеры и форма соляного ядра, по-видимому, зависят от глубины залегания исходного соляного пласта и от свойств тех пород, сквозь которые соль поднимается. Разнородность протыкаемых пород приводит к неправильностям в форме ядра, к образованию, например, «навесов» («оверхэнгов») на его бортах, к искривлению всего штока и т. д. (см. рис. 48).

На участках между куполами, откуда соль выжималась, мощность соляного пласта должна значительно уменьшаться, а местами он, вероятно, совершенно выклинивается. Однако фактических данных относительно строения таких участков почти нет, так как они расположены слишком глубоко.

Складки нагнетания могут образоваться в результате выжимания пластичного материала из-под тектонических депрессий под нагрузкой вышележащих пород. Последние обладают большей мощностью, и, следовательно, являются более тяжелыми, чем на соседних тектонических поднятиях, где покрывающие породы могут полностью отсутствовать. Этот процесс, однако, может развиваться только в тех случаях, когда либо пластичная толща, как было отмечено выше, отличается меньшим удельным весом, чем покрывающие породы, либо имеется обратный рельеф, т. е. тектоническим депрессиям (синклиналям) отвечает более высокий рельеф, чем тектоническим поднятиям (антиклиналям). Глиняные диапировые складки нагнетания Керченского полуострова образовались, по-видимому, этим путем, причем там действовали оба фактора: во-первых, насыщенная водой и газом (в связи с деятельностью грязевых сопок) майкопская толща является не только очень подвижной, но и более легкой, чем покрывающие слои миоцена и плиоцена; во-вторых, на Керченском полуострове своды антиклиналей размыты и расположены гипсометрически ниже поверхности синклиналей.

На рис. 67 приведен пример складки нагнетания, образованной в предгорьях Французских Альп (Прованс) в результате описанного механизма гравитационного выжимания из-под тектонических депрессий. Здесь ядро нагнетания сложено гипсами и очень пластичными тонкослоистыми мергелями. Ядро подверглось весьма значительному выжиманию и в виде язы-

ка «выползло» на эрозионную поверхность выходящих рядом пород. Образовался как бы маленький шариаж, который затем был размыт и от него были отделены останцы. Этот «шариаж» имеет горизонтальную амплитуду надвигания до 5 км. На своей «спине» он тащит обломки вышележащих юрских известняков.

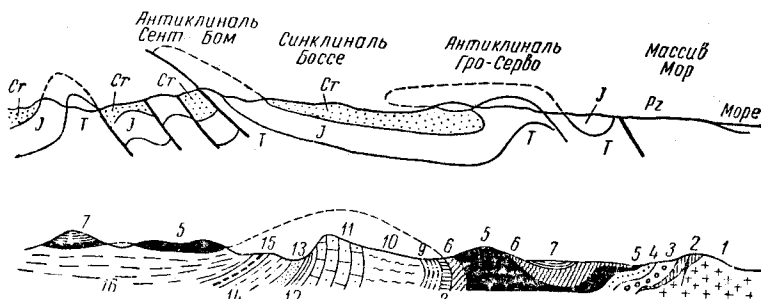


Рис. 67. Складки нагнетания в Провансе (Франция). На нижнем профиле:

1—филлиты; 2—карбон; 3—пермь; 4—пестрый песчаник; 5—раковинный известняк; 6—кейпер; 7—инфралеяс; 8—лейас; 9—бат; 10—верхняя юра; 11—ургон; 12—апт; 13—сеноман; 14—песчаный турон; 15—турон с рудистами; 16—сенон

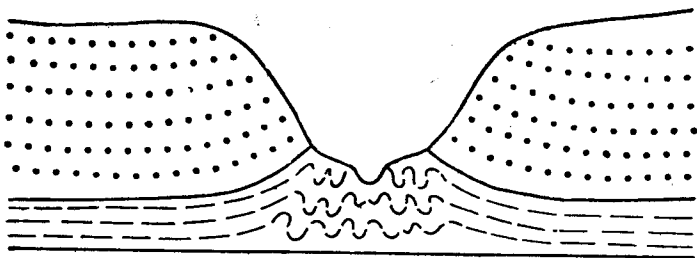


Рис. 68. Складки выжимания, связанные в своем образовании с рельефом поверхности Земли

Неравномерность нагрузки на пластичную толщу часто создается наличием разрывов в покрывающих породах: в зоне разрыва давление на пластичную толщу уменьшается и это вызывает подъем пластичного материала вверх по разрыву с образованием складки нагнетания.

Складки нагнетания, относящиеся к разряду складок гравитационного выжимания, могут образоваться и в условиях

горизонтального залегания слоев, под влиянием одних неровностей рельефа. Если пластичная толща обнажена на дне оврага или долины, а рядом, в береговых склонах, она покрыта другими породами, то может наблюдаться выжимание пластичной толщи на дне с образованием ядра нагнетания (рис. 68). По-видимому, именно в таких условиях образовались складки на-

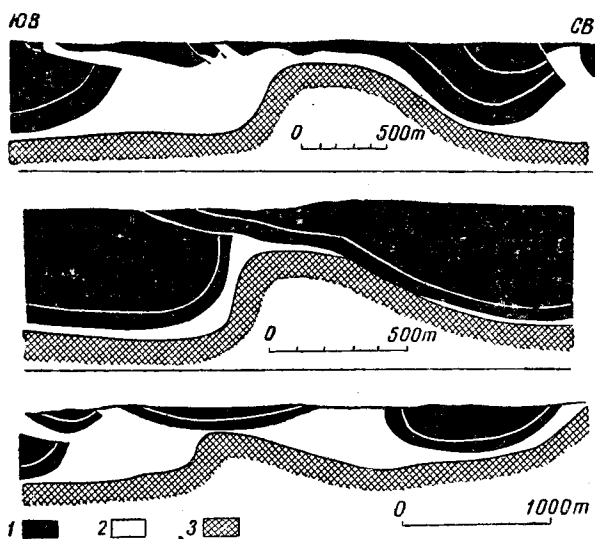


Рис. 69. Отжимание пластичных пород со сводов глыбовых складок. Иран (по О'Брнелю):  
 1—верхняя твердая серия (средний миоцен—плиоцен); 2—пластичная серия (нижний и средний миоцен); 3—нижняя твердая серия (нижний кембрий—нижний миоцен)

гнетания в мощных пластах угля в Челябинском бассейне, приуроченные к местам выхода угля на дне горных выработок.

Наконец, складки нагнетания могут образоваться в результате отжимания пластичного материала со свода растущего поднятия в стороны, как об этом упоминалось уже выше на стр. 97. Отжатый в сторону пластичный материал может сконцентрироваться рядом с поднятием, образовать там ядро нагнетания и выжаться вверх, особенно если он сможет воспользоваться разрывами в вышележащей толще (рис. 69).

Вообще следует отметить, что при образовании складок нагнетания разрывы в покрывающей толще играют очень большую роль и часто определяют пути движения пластичных

пород вверх и форму ядра нагнетания. В связи с этим возникают такие формы ядра нагнетания, как дайкообразная, кольцевая, изогнутая и т. д.

Процесс образования складок нагнетания неоднократно воспроизводился на моделях советскими и американскими исследователями.

Диапировые купола гравитационного всплывания получены на модели с помощью двух жидкостей: битума, имитирующего соль, и тяжелого сахарного сиропа, моделирующего вмещающие породы. Плотность битума меньше плотности сиропа (битум — 0,95, сироп — от 1,1 до 1,2). Битум наливается вниз слоем той или иной мощности, а поверх него наливаются слои сиропа. Вскоре начинается движение на поверхности битума, хорошо видимое сквозь прозрачный сироп. На поверхности битума образуются бугорки, которые растут в форме столбиков, поднимающихся все выше и имеющих форму, чрезвычайно сходную с природными соляными диапирами. При моделировании были установлены некоторые закономерности образования куполов. В частности, оказалось, что наиболее интенсивный рост диапиров наблюдается там, где мощность «соли» (на модели битума) относительно больше и др.

---

## РАЗРЫВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ

### МОРФОЛОГИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Разрывные нарушения разделяются на две основные группы: разрывы без смещения (или трещины) и разрывы со смещением. Первые по иностранной терминологии (ранее употреблявшейся в нашей стране, но ныне выходящей из употребления) именуется также диаклазами, а вторые — параклазами. Мы будем употреблять названия для этих двух групп разрывных нарушений соответственно «трещины» и «разрывные смещения». Следует отметить, что понятие о трещинах, как о разрывных нарушениях без смещения, является условным, так как разрывных нарушений совершенно без всякого смещения крыльев трещины не существует. В природных условиях всегда наблюдается хотя бы ничтожное смещение или в форме раздвигания краев трещины, или их относительного скольжения параллельно друг другу. Однако эти смещения настолько малы по сравнению с протяженностью трещин, что ими можно пренебречь.

#### 18. ТРЕЩИНЫ

Трещины чрезвычайно широко распространены в земной коре. Они встречаются почти во всех породах, кроме наиболее сыпучих или легко размокаемых, в которых трещины не могут сохраняться.

Трещины отличаются друг от друга степенью своего раскрытия, размерами, формой, положением в пространстве и по отношению к элементам тектонического строения (складкам, внутренней структуре интрузивной породы и т. д.).

По степени раскрытия могут быть выделены трещины скрытые, закрытые и открытые. Скрытые трещины в обычном состоянии не видны, так как они чрезвычайно тонки и обнаруживаются лишь при раскалывании породы, которая ломается по

этим трещинам. Под закрытыми трещинами понимаются трещины, видимые невооруженным глазом, но лишенные заметной полости. Открытые трещины, как показывает название, обладают некоторой полостью.

По размеру трещины могут быть малыми, или внутрислойными, и большими, или секущими. Малые трещины не выходят за пределы одного слоя. Такие трещины очень



Рис. 70. Трещиноватость горных пород в обнажении

широко распространены. Они обычно рассекают отдельные пласты, преимущественно в перпендикулярном к напластованию направлении. Совокупность малых трещин называется трещиноватостью того или иного участка (рис. 70).

Большие, или секущие, трещины рассекают пачки слоев и в некоторых случаях представляют собой разрывы огромного размера, прослеживающиеся как по простиранию, так и по падению на протяжении многих километров. Известны, например, трещины, протягивающиеся по поверхности земли на десятки километров. Однако в большинстве случаев большие разрывы сопровождаются смещением.

По своей форме трещины бывают прямыми и изогнутыми, а края их могут быть гладкими, шлифованными или неровными, и, наконец, зазубренными.

По своему положению в пространстве трещины могут быть охарактеризованы обычными элементами залегания — простиранием и падением.

По отношению к залеганию слоев трещины могут быть нормальными к слою, послойными, т. е. идущими внутри слоя, и наклонными к слою. Нормальные и наклонные к слою трещины бывают параллельными падению слоя, параллельными его простиранию или диагональными. По отношению к простиранию линейных складок трещины могут быть продольными, поперечными и косыми. Если же мы имеем дело с куполовидными складчатыми формами, то можно говорить о трещинах радиальных и концентрических.

Несколько иная классификация трещин по их положению употребляется для массивных пород, обладающих внутренней ориентированностью минералов. Продольными и поперечными трещинами в этих случаях называют соответственно трещины параллельные и нормальные по отношению к линейно-ориентированной текстуре. По отношению к внешней форме массива могут быть выделены: окаймляющие трещины, расположенные параллельно его краям; радиальные, направленные перпендикулярно к тем же краям; поверхностные, повторяющие в сглаженном виде рельеф поверхности земли (см. рис. 20).

Большой интерес представляют закономерности взаимного сочетания трещин. Последние обычно образуют «системы», т. е. группы объединяемых положением трещин. Чаще всего в одну систему объединяются трещины параллельные, имеющие одинаковое положение в пространстве. Однако иногда под системой понимается иное сочетание трещин: например, на куполе может быть выделена система радиальных и система концентрических трещин. В этом случае параллельные трещины объединяются в «ряды» трещин.

Как правило, всегда наблюдается ряд систем, пересекающихся между собой под различными углами. Частота трещин в каждой (параллельной) системе, т. е. количество трещин на единицу длины в направлении, нормальном к залеганию трещин, в одном и том же слое или в одной и той же массивной породе в среднем обычно поддерживается на более или менее значительных площадях. Разные системы обычно различаются частотой своих трещин.

Та или иная частота трещин характеризует при прочих сходных условиях слои разных пород и различной мощности.

Пересекающиеся системы трещин вырезают из пород блоки той или иной формы и того или иного размера. В слоистых породах одной из систем трещин всегда бывают поверхности напластования. Блок, ограниченный трещинами и поверхностями напластования, называется отдельностью горной породы. Форма таких блоков зависит от направления системы трещин и залегания слоев, а также от частоты трещин и мощности слоев.

В зависимости от формы и размера отдельных их характеризуют различными названиями (говорят об отдельностях кубических, глыбовых, плоских и т. д.), хотя установившейся терминологии для этого нет.

Часто встречаются системы кулисообразных трещин. Среди них можно различать левые и правые системы. В левой системе кулисообразных трещин они удаляются влево от наблюдателя, смотрящего вдоль полосы развития трещин. В правой системе положение обратное.

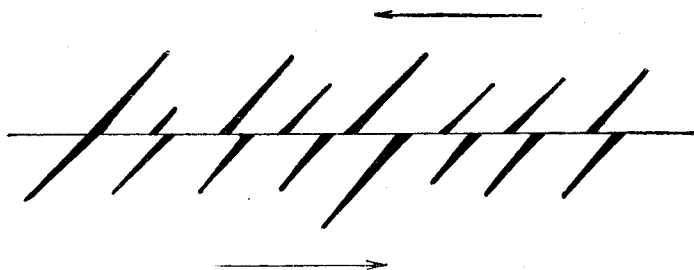


Рис. 71. Трещины оперения. Стрелки — направление пары сил, вызвавших деформацию сдвига

Нередко кулисообразные трещины примыкают к трещине, расположенной по простиранию всей полосы трещин. В этом случае кулисообразные трещины являются по отношению к



Рис. 72. Ветвление тектонических трещин («структура конского хвоста»)

продольной трещине «трещинами оперения» (рис. 71). Из того, что говорилось выше об условиях образования трещин при деформации сдвига, следует, что «трещины оперения», или «перистые трещины», представляют собой трещины отрыва, а продольная трещина является трещиной скалывания, параллельной паре сил, вызвавших сдвиг.

Местами наблюдается ветвление трещин. На рис. 72 изображена так называемая «структура конского хвоста» в виде пучкообразного разветвления трещин.

## 19. РАЗРЫВНЫЕ СМЕЩЕНИЯ

Среди разрывных смещений выделяется ряд разновидностей в зависимости от пространственного положения трещины, с которой связано разрывное смещение, и от направления смещения.

Выделяются прежде всего две группы разрывных нарушений: раздвиги и разрывы со скольжением.

### Раздвиг

Под раздвигом понимается смещение, выраженное в раздвигании краев трещины, вследствие чего увеличивается полость трещины. Раздвиг наблюдается, например, при разделении слоев на блоки, а также образуется при возникновении трещин изгиба (см. ниже).

Раздвиг может характеризоваться амплитудой или величиной своей полости (зиянием). Полые раздвиги с большим зиянием не могут длительно существовать в земной коре даже у поверхности: они закрываются благодаря ползучести подвергшихся раздвигу пород или заполняются посторонним минеральным веществом магматического или водного происхождения. Раздвиги заполняются также пластичным материалом соседних слоев. Полыми обычно остаются трещины с малым зиянием (не более 1—2 см) и небольшие по протяжению (преимущественно внутрислойные). Заполненные минеральным веществом раздвиги иногда обладают большой амплитудой (до нескольких сотен метров), но чаще всего их амплитуда не превышает нескольких десятков метров.

Явление раздвига нередко комбинируется со смещением пород параллельно разрыву, например со сбросами, которые, как мы увидим, часто связаны с растяжением земной коры.

### Разрывы со скольжением

Разрывы со скольжением связаны с относительным перемещением краев трещины параллельно ей самой. Среди этой группы разрывных смещений выделяют сдвиги, сбросы, взбросы, надвиги. У них имеются некоторые общие черты морфологии, которые целесообразно рассмотреть совместно.

Трещина, по которой развивается разрыв со скольжением, называется сместителем. Породы, непосредственно примыкаю-

щие к сместителю, образуют крылья или края разрыва. Если сместитель наклонен, то различают висячее, т. е. верхнее, и лежащее, т. е. нижнее, крыло. Разрывное смещение со скольжением характеризуется положением сместителя в пространстве и его амплитудой. При этом можно различать несколько амплитуд разрывного смещения.

На рис. 73, *а* изображено разрывное смещение по наклонной трещине, имеющее косое направление (т. е. одновременно

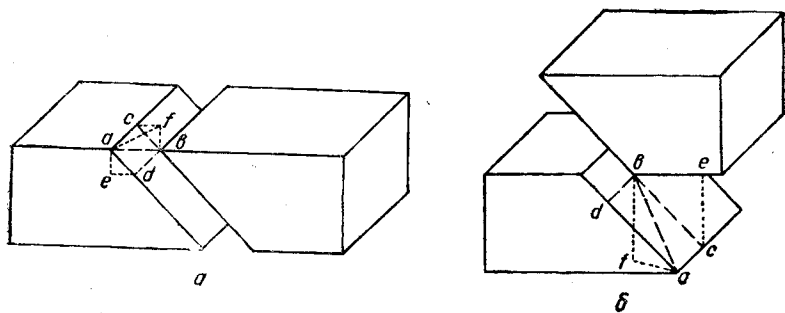


Рис. 73. Амплитуды разрывного смещения с зиянием (*а*) и смещения со сдвиганием (*б*). Объяснение букв в тексте

и по падению и по простиранию сместителя). Расстояние  $ab$  является полной амплитудой смещения или перемещения. Ее направление может быть выражено азимутом простирания и углом падения, но также и углом склонения  $vac$ , т. е. углом, образуемым линией перемещения с линией простирания сместителя.

Расстояние  $af$  является горизонтальной амплитудой или горизонтальным смещением. Расстояние  $ac = dv$  является смещением по простиранию, а расстояние  $cv = ad$  — смещением по падению. Вертикальная линия  $ae = fv$  представляет собой вертикальную амплитуду или вертикальное смещение. Горизонтальное смещение в направлении, нормальном к простиранию, является расхождением разрыва. На рис. 73, *б* изображен другой разрыв, для которого соответственно могут быть определены амплитуда перемещения ( $ab$ ), угол склонения ( $cab$ ), горизонтальное смещение ( $af$ ), вертикальное смещение ( $ce = fv$ ), смещение по простиранию ( $ac = dv$ ), смещение по падению ( $ad = cb$ ), но вместо расхождения в этом случае следует говорить о сближении.

Так как в результате разрывного смещения в большинстве случаев в непосредственное соприкосновение приходят слои различного возраста, то можно говорить о стратиграфической

амплитуде смещения. Последняя не имеет цифрового выражения и только указывает, какой стратиграфический интервал выпадает или повторяется в разрезе в результате данного смещения. Этот интервал зависит не только от направления и геометрической амплитуды смещения, но и от залегания слоев и мощности отдельных стратиграфических подразделений.

Важным с практической точки зрения результатом разрывного смещения является сдвигание или зияние слоев. Сдвигание имеет место, когда, дойдя по слою до разрыва и восстановив перпендикуляр к слою, мы на продолжении этого перпендикуляра за разрывом снова встречаем тот же слой (рис. 73, а). Зияние имеет место, когда при тех же условиях слой не будет встречен (рис. 73, б).

При разработке пластовых месторождений полезных ископаемых (например, угля) сдвигание является выгодным, так как оно увеличивает запасы ископаемого на данной площади. Зияние, наоборот, ведет к уменьшению запасов.

Следует всегда иметь в виду, что направление и амплитуда смещения вдоль одного и того же сместителя, как правило, по простиранию и падению сместителя меняются, и все разрывы на том или ином протяжении затухают и прекращаются.

Переходим к морфологической характеристике отдельных разновидностей разрывов со скольжением.

Сдвиг. Под сдвигом понимают разрывное смещение, направленное по простиранию трещины. Трещина, или сместитель сдвига, может иметь как вертикальное, так и любое наклонное положение. По направлению смещения различают правый и левый сдвиги. Если смотреть на сдвиг сбоку, перпендикулярно к трещине, то в правом сдвиге более удаленное от наблюдателя крыло смещается вправо. В левом сдвиге при тех же условиях смещение происходит влево.

В неслоистых породах сдвиг характеризуется правым или левым смещением, амплитудой этого смещения и положением сместителя в пространстве. В слоистых толщах, залегающих наклонно, можно говорить о продольных, косых и поперечных сдвигах. Продольный сдвиг не приводит ни к каким видимым смещениям ни в плане, ни в разрезе. Различают еще согласные сдвиги, когда сместитель падает в том же направлении, что и слои, и сдвиги несогласные, когда падения сместителя и слоев направлены в противоположные стороны.

Сброс представляет собой разрывное смещение, направленное по падению сместителя с перемещением всякого крыла вниз, или же вертикальное смещение по вертикальной трещине.

В зависимости от положения сместителя по отношению к

простирацию слоев или складок различают сбросы продольные, поперечные и косые. Если сместитель сброса падает в ту же сторону, что и слои, то такой сброс является согласным. В противном случае мы имеем дело с несогласным сбросом.

При изменении амплитуды смещения по простирацию сброса с вертикальным сместителем может наблюдаться не только полное затухание сброса, но и изменение направления смещения: опущенное крыло становится поднятым, и наоборот. Такой

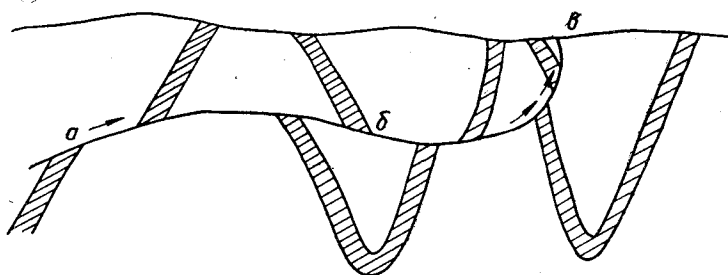


Рис. 74. Надвиг  
а—нормальный; б—ныряющий; в—обратный

сброс с меняющимся по простирацию направлением относительного смещения называется шарнирным.

Взброс характеризуется крутым (от  $60^\circ$  и выше) положением сместителя и перемещением всячего крыла вверх по его падению. Для взбросов возможно выделение разновидностей, в зависимости от положения сместителя по отношению к слоям, аналогичным указанным выше для сбросов.

Надвиг характеризуется, как и взброс, наклонным положением сместителя и перемещением всячего крыла вверх по его восстанию, но падение сместителя здесь положе (до  $60^\circ$ ).

Следует, впрочем, отметить, что разделение взбросов и надвигов является условным и далеко не всегда определенным. Некоторые геологи предпочитают, например, взбросы, называть крутыми надвигами. О другой (кинематической) основе разделения взбросов и надвигов будет сказано ниже.

В крупных надвигах наблюдаются не только пологие, но и волнистые поверхности надвигания (сместители). Эти поверхности могут местами приобретать обратный наклон. В связи с этим встречаются участки, на которых надвиг должен быть назван ныряющим (рис. 74). Могут встретиться участки и с запрокинутым положением поверхности надвигания (обратный надвиг) (рис. тот же). В большинстве случаев волни-

стость надвига возникает в результате последующих дислокаций и таким образом не связана с самим процессом формирования надвига.

Надвиги с очень большим горизонтальным перемещением (от нескольких километров до десятков километров) по пологой волнистой поверхности называются тектоническими покровами, перекрытиями или шариажами. При образовании покровов часто создается так называемое ненормальное залегание слоев; когда более древние толщи оказываются надвинутыми на относительно более молодые. Впрочем, встречаются покровы и с надвинутыми более молодыми отложениями. Породы, образующие покров, носят собирательное название «аллохтон» (буквально «чужеземный»), а породы, лежащие на своем месте и подстилающие покров, называются «автохтон» («туземный»). Характерным для тектонических покровов является различие в структуре аллохтона и автохтона: и там и здесь породы обычно смяты в складки, но характер и размер складок, их размещение не соответствуют друг другу. Интенсивно смятые в складки породы покрова могут залегать на очень спокойно лежащих слоях автохтона, и, наоборот, аллохтон, может отличаться более спокойным залеганием слоев, чем автохтон. Для некоторых покровов характерно перевернутое расположение слоев в аллохтоне, что указывает на связь образования покрова с лежащими складками. Аллохтон может состоять из нескольких покровов, надвинутых друг на друга (структура «слоеного пирога»). В этом случае последовательность слоев в разрезе может быть самая причудливая.

При частичном разрушении аллохтона эрозией образуются «тектонические окна» или «полуокна», сквозь которые обнажается автохтон; а также «останцы покрова», изолированные от его «корней». Под последними понимается то место, где породы покрова залегают тектонически нормально и откуда они начинали свое перемещение (рис. 75).

Сложные разрывные смещения. Приведенная классификация разрывных смещений со скольжением учитывает смещения только либо по простиранию, либо по падению сместителя. В действительности такие «простые» смещения представляют собой редкость. Правда, во многих случаях можно пренебречь некоторым отклонением смещения от «чистого» направления. Но большинство смещений, наблюдаемых в природе, относится к разряду сложных, т. е. комбинирующих движения как по падению (вертикально), так и по простиранию (горизонтально). Результирующее движение оказывается обычно наклонным.

Такие сложные перемещения могут обозначаться двойными

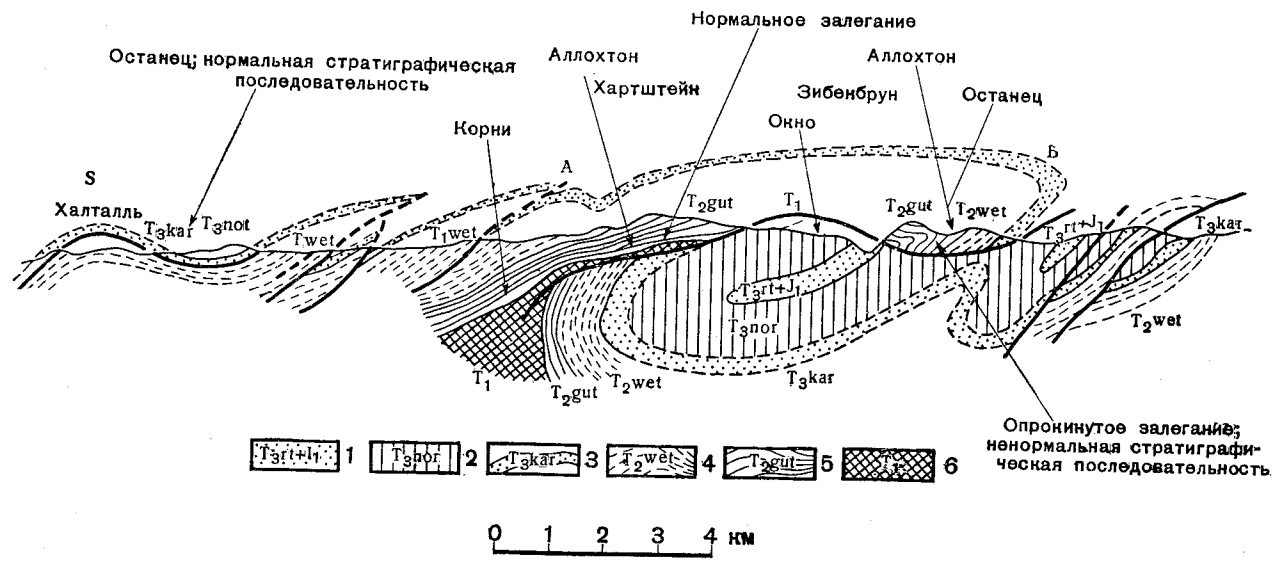


Рис. 75. Небольшой шариаж. Аннабергская лежащая складка (Австрия); 1—6 ярусы от рета до нижнего триаса в нисходящей последовательности (нижний триас представлен очень пластичными породами)

терминами, причем на второе место следует ставить термин, отражающий преобладающее движение. Например, сбросо-сдвиг обозначает перемещение преимущественно сдвиговое (горизонтальное), но с некоторой вертикальной составляющей. Так же можно говорить о сдвиго-сбросе, если вертикальная компонента преобладает. Выделяются аналогичным образом сдвиго-взброс, взбросо-сдвиг, надвиго-сдвиг, сдвиго-надвиг.

---

## ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

### 20. ОБРАЗОВАНИЕ ТРЕЩИН

#### Общие трещины

Общая трещиноватость пород распространена повсеместно, в любых породах, при любом их залегании.

Условия образования общих трещин до сих пор остаются не выясненными. Можно предположить, что значительная часть этих трещин образуется в результате уменьшения объема пород при их высыхании (осадочные породы) или при их остывании (магматические породы). Как известно, морские осадки при переходе в горную породу теряют огромное количество влаги и, высыхая, значительно уменьшают свой объем. Магматические породы также при остывании и кристаллизации уменьшаются в объеме.

Если бы горные породы представляли собой тела, свободно висящие в пространстве, то уменьшение их объема могло бы происходить без растрескивания. Но горные породы образуют тела (слои, массивы), лежащие на других горных породах и покрываемые также горными породами. Поскольку уменьшение объема вызывает перемещения частиц пород, то это перемещение на контактах с другими телами горных пород неминуемо будет сопровождаться трением. Последнее, поскольку оно действует против сил, вызывающих сокращение объема породы, представляет собой фактор растяжения. В результате действия растяжения тело породы не стягивается целиком в процессе уменьшения своего объема, а разделяется на большое число небольших блоков, в пределах которых (в каждом в отдельности) и происходит стяжение. Элементарные объемы (блоки) отделе-

ны друг от друга трещинами растяжения, которые представлены, как правило, трещинами отрыва. Каждая трещина обычно сечет один слой и не переходит в другие. Большая часть их в слоистых породах располагается перпендикулярно к поверхностям напластования. Что касается их простирания, то в наклонных слоях они располагаются преимущественно вдоль по простиранию, вдоль по направлению падения, а также по диагональным направлениям. Причина такой ориентировки общих трещин, а также причина наблюдаемых нередко отклонений от нее неизвестны. Самое общее предположение сводится к тому, что в процессе тектонических движений, приведших к наклонному залеганию слоев, создается некоторая анизотропия в свойствах пород, которая в свою очередь определяет направления, наиболее благоприятные для образования трещин.

Явлением первичной анизотропии следует, по-видимому, объяснять также закономерности расположения общих трещин в массивах магматических пород, где трещины этой группы, как указывалось уже выше, ориентируются преимущественно либо нормально, либо параллельно по отношению к линейно-ориентированной текстуре. В случае отсутствия ориентированных текстур наблюдается тенденция к образованию трещин, либо неправильно ориентированных, либо вырезающих внутри массива тела матрацевидной, яйцевидной или сферической формы. Для застывших эффузивных потоков весьма типичны отдельности в виде колонн или призм.

Наблюдается закономерная связь между частотой общих трещин и механическими свойствами горной породы, а также мощностью слоя. При прочих одинаковых условиях в более твердых породах и более мощных слоях частота трещин уменьшается, тогда как слои малой мощности и состоящие из менее прочных пород пересекаются большим числом трещин. С аналогичным явлением мы уже сталкивались при рассмотрении процесса образования линз и разделения слоев на блоки в условиях раздавливания на крыльях складки.

Часть исследователей полагают, что правильное расположение общих трещин, особенно удивительное для почти горизонтально залегающих слоев на платформе, свидетельствует против нетектонического их происхождения. Например, на Русской платформе было отмечено одинаковое простирание систем трещин на огромных площадях. Была также отмечена связь между направлением трещин и простиранием отдельных очень пологих складок прерывистого типа.

Действительно, наиболее вероятным проявлением нетектонических трещин, связанных с уменьшением объема породы, было бы выделение в породе многоугольных призм, как это,

например, наблюдается в юступающем лавовом потоке. Параллелепipedальные отдельности с этой точки зрения значительно менее понятны. С другой стороны, и механизм связи общих трещин с тектоникой также до сих пор не раскрыт. Едва ли могут что-нибудь объяснить в расположении трещин те совершенно ничтожные углы наклона слоев, которые наблюдаются на платформах.

Может быть, более перспективным будет в дальнейшем попытаться связать общую трещиноватость с той основной делимостью земной коры, о которой речь будет идти дальше. Там мы кратко вернемся к этому вопросу.

### Тектонические трещины

Тектонические трещины в природе образуются в условиях растяжения, сжатия и сдвига (в механическом смысле этого термина), возникающих в земной коре в той или иной тектонической обстановке. Для простоты классификации будем считать, что растяжение и сжатие происходят в горизонтальном направлении. Что касается сдвига, то он может происходить как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях.

Прежде всего обратимся к трещинам, образующимся в обстановке горизонтального растяжения. Выше нами уже указывалось, что в этих условиях могут образовываться как трещины отрыва, так и трещины скалывания. На рис. 64 был показан пласт амфиболита, залегающий среди гнейсов, подвергшийся растяжению и разделенный в связи с этим на блоки прямоугольного сечения. Поскольку силы растяжения действовали в плоскости пласта, трещины, разделившие его на блоки, являются трещинами отрыва. Однако часто встречается другой случай растяжения слоя, когда последний оказывается разорванным по трещинам косо́го направления (приблизительно под углом  $45^\circ$  к оси растяжения). Кроме того, если мысленно соединить блоки, сдвинув их друг к другу, мы не получим в этом случае пласт равной мощности: форма пласта будет явно свидетельствовать о том, что до разделения на блоки пласт испытал разлинзование и в нем образовались пережимы, или шейки. Совершенно очевидно, что в данном случае перед нами пример разделения пласта в процессе его растяжения путем скалывания, причем скалывания вязкого, поскольку ему предшествовала пластическая деформация.

Образуются ли в том или другом случае трещины отрыва или скалывания, зависит от степени пластичности пород и от скорости деформации. В хрупких породах в обстановке быстрой деформации имеются условия для образования трещин

отрыва, тогда как при медленном растяжении пластичных пород образуются трещины скалывания.

Теперь рассмотрим, в каких условиях горные породы могут оказаться в состоянии растяжения.

Представим себе слоистую пачку пород, в которой менее пластичный пласт 2 залегает между двумя более пластичными пластами 1 и 3. Пачка слоев подвергается сдавливанию нормально к напластованию при равномерно распределенном приложении усилий. Напряжения превосходят предел текучести слоев 1 и 3, которые, пластично деформируясь, раздавливаются. При этом мощность их уменьшается при одновременном увеличении за этот счет горизонтальных размеров: материал как бы растекается.

Что касается среднего пласта, предел текучести которого выше, то либо он находится еще в стадии упругой деформации, либо в силу большей вязкости растекается медленнее, чем другие пласты. В обоих случаях пласты 1 и 3 «текут» мимо пласта 2, опережая его в процессе деформации. В связи с этим на поверхности среднего пласта касательно к нему действуют силы трения растягивающего характера, вследствие чего пласт 2 подвергается растяжению. Как об этом уже говорилось выше, подобная обстановка часто возникает на крыльях складок общего смятия.

Растяжения могут возникнуть также в том случае, если слоистая пачка пород под влиянием тектонического давления, действующего снизу вверх, выгибается (поперечный изгиб). Так как слои на краях деформированной зоны остаются на своем прежнем месте, поверхность выгнутых слоев оказывается большей, нежели первичная их горизонтальная поверхность, в результате чего слои подвергаются растяжению. В этом случае обязательно присутствие более и менее пластичных пород. Толща, целиком состоящая из слоев относительно небольшой пластичности, также подвергнется на своде купола растрескиванию, если растяжение достигнет необходимого размера. В результате этого процесса образуются так называемые трещины изгиба.

Общим как для первого, так и для второго случая растяжения является то, что силы растяжения прикладываются ко всей поверхности слоя и действуют в любой его точке. Это обстоятельство является крайне существенным. Представим себе, что слой растягивается усилиями, приложенными к двум точкам (к его «концам»). В этом случае, пока слой сохраняет свою целостность и находится в состоянии упругого растяжения, последнее наблюдается на всем протяжении слоя и любые две его точки на поверхности раздвинуты. Но как только

слой нарушается трещиной, картина резко меняется. Образование трещины снимает в слое растягивающие напряжения, и, если силы продолжают действовать, обе части слоя, отделившиеся друг от друга, получают поступательное движение в противоположных направлениях. Никаких других трещин в слое образоваться уже не может.

Совершенно иначе обстоит дело в том случае, когда растягивающие усилия приложены ко всей поверхности слоя. Тогда трещина, возникшая где-либо, не разгружает слой полностью от растягивающих напряжений. Они сохраняются и в отделившихся блоках слоя. Поэтому, при достаточном размере напряжений, в отделившихся блоках могут образовываться новые

трещины. Частота их будет тем больше, чем больше растягивающие усилия, и тем меньше, чем выше полная прочность слоя, которая в свою очередь зависит от его литологического состава и мощности. При прочих равных условиях в более прочных и более мощных слоях частота трещин меньше (трещины расположены реже), чем в маломощных и менее прочных слоях.

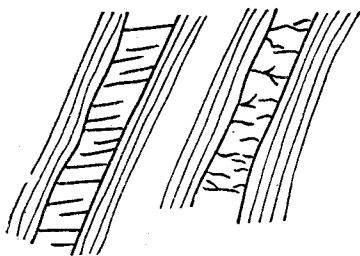


Рис. 76. «Лестничные жилы». Жилы кварца подверглись растяжению среди глин в условиях сжатия, нормального к слоям. В кварце образовались при этом поперечные трещины растяжения

Примером разделения слоя на блоки являются так называемые «лестничные жилы» в дайках, как пример заполненных минеральным веществом трещин, образовавшихся при «растаскивании» более твер-

дых даек среди более пластичных слоев (рис. 76).

По изменению частоты трещиноватости в одном и том же слое можно судить об изменении величины деформаций, которым подвергался слой в том или другом месте: более частая трещиноватость при прочих равных условиях свидетельствует о более значительных деформациях в направлении того растяжения, с которым связана данная трещиноватость.

На рис. 63 была изображена блок-диаграмма, зарисованная с натуры, на которой видно, что слои известняка, залегающие среди более текучих мергелей, подверглись растяжению и «растаскиванию» по трещинам скалывания на блоки в двух направлениях — по падению и по простиранию. Однако размеры блоков в этих направлениях различны: в разрезе по падению сече-

ние блоков много меньше, чем в разрезе по простиранию. Это показывает, что деформация растяжения, ориентированная по падению, была в несколько раз больше, чем деформация по простиранию. Очевидно, что пластичные слои мергелей при раздавливании на крыле складки растекались как по направлению падения — восстания, так и по направлению простирания, но ра-



Рис. 77. Расположение трещин на круглом тектоническом поднятии. Заполненные дайками радиальные и концентрические трещины на о-ве Рам в Шотландии:  
 1—радиальные дайки; 2—концентрические дайки; стрелки—падение даек; 3—граница между породами; Т—триас; Tor—торридонские песчаники; g—интрузивные породы (гранит, габбро и др.)

стекание по падению — восстанию было значительно большим.

Если трещины растяжения на тектонических поднятиях (трещины изгиба) образовались в процессе развития последних и обусловлены ими, то их расположение зависит от формы поднятия. Круглой форме поднятия отвечают системы радиальных и концентрических трещин (рис. 77). В своей совокупности они образуют то, что иногда называют «черепаховой» структурой (рис. 78). Эта трещиноватость отвечает более

или менее равномерному растяжению слоев при вздымании круглого купола.

Если поднятие имеет овальную форму (брахиантиклиналь), то обычно наблюдаются продольные и поперечные трещины, причем первые образуются раньше вторых (рис. 79 и 80). Это связано с тем, что изгиб слоев поперек складки больше, чем вдоль нее, и поэтому нужный размер растягивающих напряжений достигается раньше в поперечном направлении. Это и вызы-

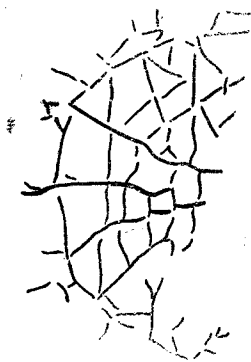


Рис. 78. Черепаховая структура (схема)

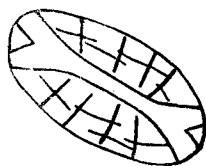


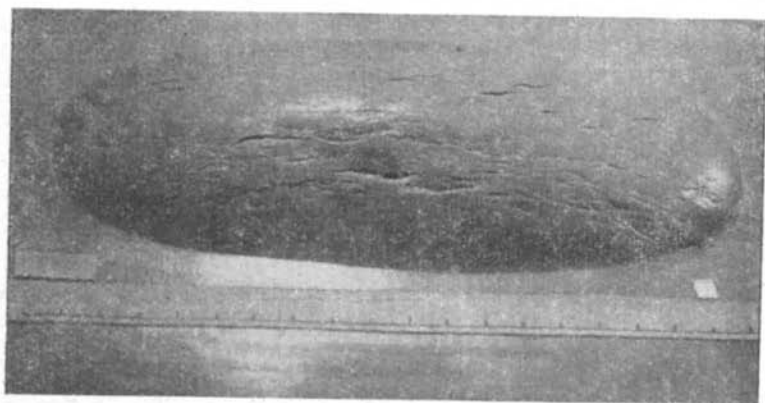
Рис. 79. Тектонические трещины на овальном (брахиантиклинальном) поднятии (общая схема)

вает образование продольных трещин. Когда они уже образовались, напряжения в поперечном направлении исчезают и в действие вступают напряжения продольные, связанные с волнистостью шарнира складки, что и приводит к образованию поперечных трещин.

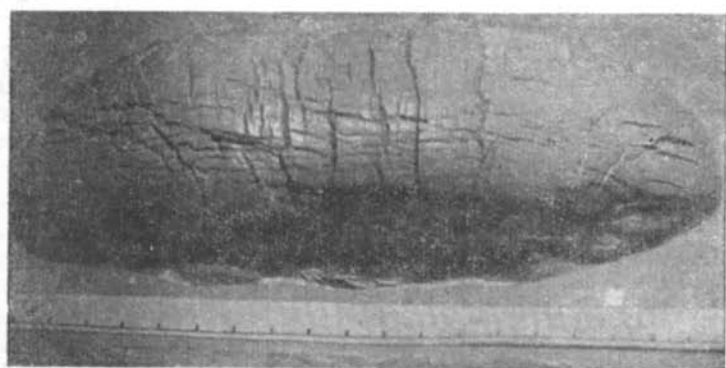
Продольные трещины наиболее интенсивно развиты в сводовой части поднятия. Особые условия существуют на переклиналях. Здесь образуются радиальные трещины, для которых весьма характерно расположение в форме раструбов (см. рис. 79). На некоторых брахиантиклинальных поднятиях получили развитие, однако, почти исключительно радиальные или поперечные разрывы (рис. 81).

При тектоническом сжатии в породах обычно образуются трещины скалывания. Практически во всех случаях они сразу же переходят в разрывные смещения, механизм развития которых будет рассмотрен в следующем разделе.

В условиях сдвига (в механическом смысле термина) образуются как трещины скалывания (параллельно и перпендикулярно действующей паре сил), так и трещины отрыва. Послед-



*a*



*б*

Рис. 80. Получение трещин на модели брахиантклинали (глина): *a* — первая стадия — образование поперечных трещин, *б* — вторая стадия — образование поперечных трещин (по М. В. Гзовскому)

ние наиболее типично проявляются в форме кулисообразных рядов трещин. Такие кулисообразные ряды трещин весьма широко распространены в природе как в виде явлений малого

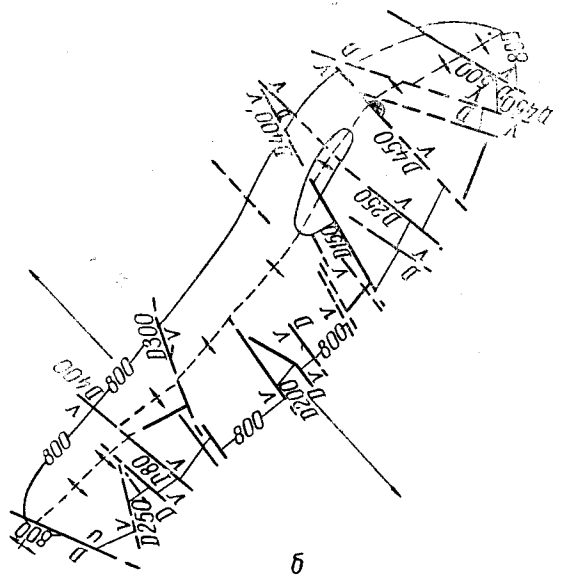
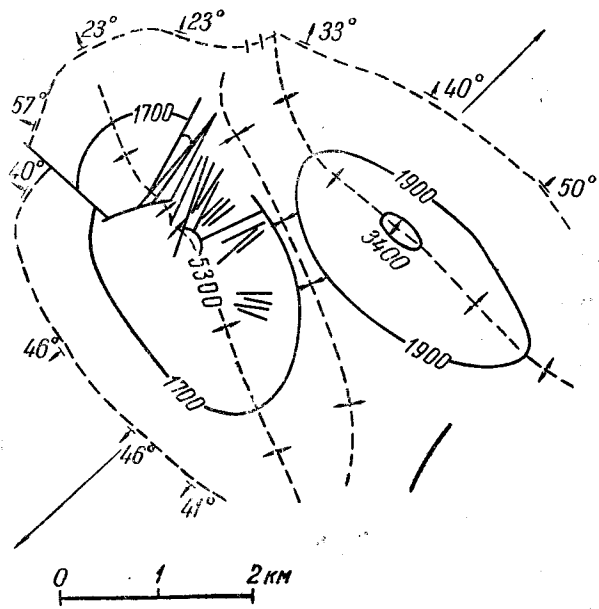


Рис. 81. Брахиантиклинали, нарушенные трещинами:  
 а — радиальными и б — поперечными

размера (трещины длиной в сантиметры), так и в форме грандиозных разрывов в несколько километров длиной. Деформации сдвига в земной коре возникают при самых различных условиях, когда наблюдается смещение одного участка земной коры относительно другого в любом направлении (например, при поднятии одного участка относительно другого, при скольжении слоев друг по другу при их изгибании в складке или во флексуре и т. п.).

## 21. ОБРАЗОВАНИЕ РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ

Разрывные смещения образуются на основе трещин, в результате дальнейшего передвигания их крыльев. Удобно и здесь рассмотреть условия образования разрывных смещений в зависимости от того, возникают ли они в условиях тектонического горизонтального растяжения, горизонтального сжатия или сдвига.

Если растяжение продолжается после того, как образовалась трещина, крылья последней расходятся и возникает то разрывное смещение, которому мы дали наименование раздвига. Наиболее характерен раздвиг при разделении слоев на блоки с их дальнейшим раздвиганием.

Однако раздвигом разрывные смещения при растяжении не ограничиваются. Образование полостей в земной коре при раздвиге способствует смещению отдельных глыб земной коры вниз под влиянием силы тяжести. Так образуются сбросы, представляющие собой типичные для условий растяжения разрывные смещения.

Наиболее часто сбросы растяжения образуются на сводах тектонических поднятий. Общая схема образования таких сбросов состоит в том, что некоторая глыба земной коры, ранее ограниченная трещинами, оседает в образовавшийся в условиях растяжения «зазор» и заклинивает его (рис. 82 и 83). Такое «заклинивание» может произойти при одном сбросе, если с другой стороны опустившегося участка наблюдается соответствующее пластическое изгибание слоев. Но чаще сбросы встречаются группами, ограничивая с разных сторон оседающие глыбы. Наиболее типичной комбинацией сбросов является грабен, т. е. комбинация двух сбросов, расположенная между которыми глыба спущена. В других случаях грабены бывают осложнены дополнительными сбросами. Они могут осложнять крылья грабена, образуя на них серии ступенеобразно расположенных сбросов («ступенчатые сбросы»). Некоторые глыбы на фоне опустившегося сложного грабена оказываются относительно приподнятыми, образуя так называемые горсты (рис. 84).

В пределах общей области оседания (сложного грабена) может наблюдаться, таким образом, весьма сложная система большого числа сбросов с различным направлением смещения, которые все объединены тем, что связаны с растяжением земной коры.

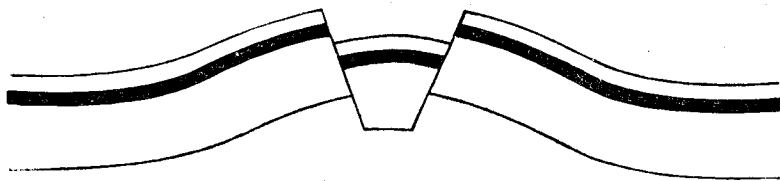


Рис. 82. Образование грабена в условиях растяжения на поднятии (схема)

Однако не следует думать, что указанным ограничиваются условия образования сбросов и их комбинаций — грабенов и горстов. Горст часто образуется самостоятельно как результат поднятия глыбы земной коры между двумя сбросами. В этих случаях грабены могут оказаться подчиненными горстам, пред-

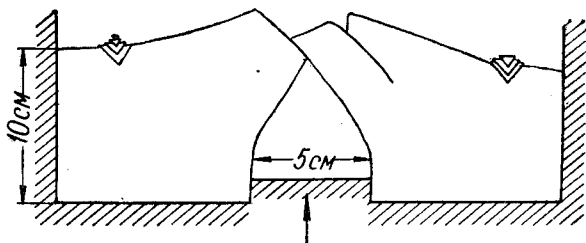


Рис. 83. Модель грабена, полученная при выгибании парафина с помощью штампа

ставляя собой участки, отставшие от движения земной коры вверх. Точно так же и грабены часто образуются вне зависимости от растяжения на тектонических поднятиях, опять же как результат самостоятельного движения глыбы земной коры, на этот раз вниз, под влиянием неких, не известных в настоящее время, глубинных процессов. Нередко наблюдается и чередование горстов и грабенов, разделяющих ту или иную территорию как бы на клавиши, поднятые и слущенные. Эти проявления сбросовых дислокаций следует рассматривать в связи с разрывными смещениями, обусловленными деформацией сдвига (в механическом понимании).

Сбросы могут возникать на основе как трещин отрыва, так и трещин скалывания, что сказывается на крутизне залегания сместителя (почти вертикальное залегание для отрыва и наклонное для скалывания).

В качестве примеров крупных сбросовых нарушений, возникших в обстановке растяжения земной коры на сводах поднятий, могут быть указаны: грабены Байкальской впадины, Рейн-

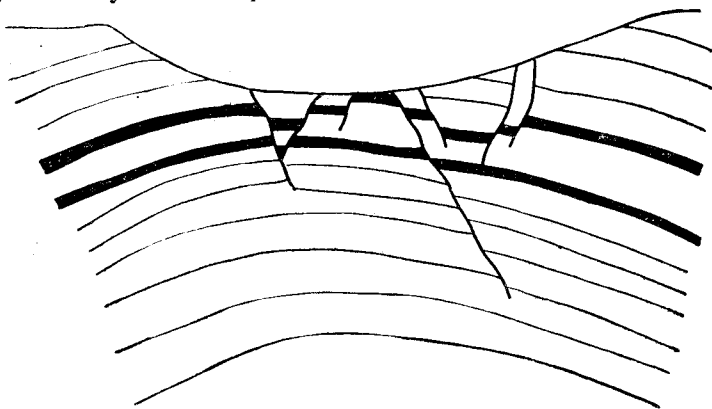


Рис. 84. Сложный грабен на своде тектонического поднятия (Апшеронский полуостров)

ская система грабенов, Восточно-Африканская система грабенов и др.

Байкальская система разломов состоит из большого числа грабенов, вытянутых в общем направлении с юго-запада на северо-восток вдоль оси обширного Байкальского свода. Последний представляет собой антеклизу, испытавшую длительное тектоническое поднятие в течение палеозоя и мезозоя. Продольные расколы в пределах этой антеклизы начали образовываться в третичное и нижнечетвертичное время. Амплитуда опускания наибольшего—собственно Байкальского—грабена достигает двух километров.

Рейнская система грабенов образовалась в результате растяжения и растрескивания земной коры при поднятии антеклизы, обнимавшей ранее (до начала третичного времени) совместно Вогезы и Шварцвальд, которые ныне разделены провалом Рейнского грабена. Оседание грабена произошло в середине третичного периода. Амплитуда смещения превышает 1 км (рис. 85 и 86).

Наиболее грандиозные разломы наблюдаются в Восточной Африке. Здесь известны две системы сбросов: собственно Во-

сточно-Африканская, протянувшаяся от устья р. Замбези на юге до Эфиопии на севере, т. е. вдоль всей Восточной Африки. и Эритрейская, располагающаяся между Аравией и Африкой с центром в Красном море. Обе эти системы смыкаются в Эфиопии и образуют грандиозный комплекс разломов, протягивающихся по меридиану на 6500 км. Обе системы грабенов разви-

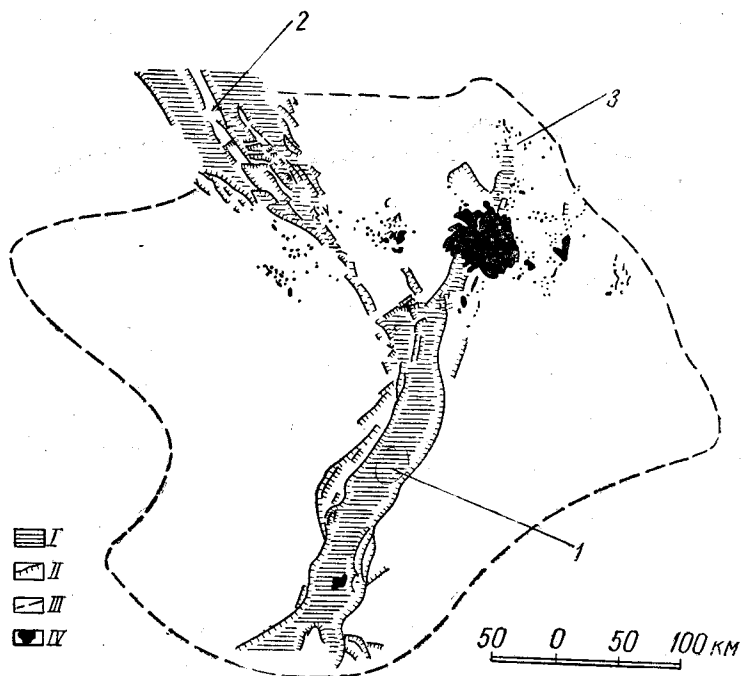


Рис. 85. Схема Рейнской системы грабенов. Грабены: 1 — Верхне-Рейнский, 2 — Нижне-Рейнский, 3 — Гессенский; II — сбросы; III — контур Рейнской антеклизы; IV — области третичного и четвертичного вулканизма

вались на фоне обширных поднятий — антеклиз (рис. 87). Время образования этих грабенов — третичный период.

Меньшего размера сбросы, связанные с оседанием сводов поднятия, весьма характерны для верхнего комплекса пород в диапировых складках, который подвергается при поднятии диапирового ядра сильному растяжению (рис. 88).

Во всех указанных случаях расположение сбросов на поднятиях, как малых, так и больших, подчиняется тем же закономерностям, которые были отмечены выше для трещин растяжения. Для овальных поднятий ха-



морфических и кристаллических сланцев и образовались грабены. Очевидно, эти границы оказали меньше сопротивления при растяжении, чем осевая зона антеклизы. Этот пример показывает, что могут наблюдаться отклонения от закономерного расположения сбросов на поднятиях в зависимости от механической неоднородности поднятого участка коры.

По простиранию амплитуда сбросов, как указывалось, меняется, и каждый сброс где-либо заканчивается. В зоне затухания сброс обычно ветвится и смещение по каждому отдельному частному сбросу становится все меньше. Наблюдается, таким образом, постепенный переход по простиранию от разрыва к пластической деформации, которая чаще всего представлена флексурой. Последняя в дальнейшем также затухает (рис. 89).

В плане сбросы образуют весьма различные комбинации; они пересекаются или упираются один в другой под различными углами. Иногда сбросы ограничивают замкнутые опущенные глыбы («овалы оседания»). Благодаря затуханию сбросов по простиранию возникают различной формы односторонние грабены и горсты, а также грабены в виде «люлек», горсты в виде «мостов». Выше уже упоминалось о «шарнирных» сбросах (рис. 90).

В условиях продольного горизонтального сжатия в горных породах, как уже указывалось выше, образуются, как правило, складки общего смятия. Они сопровождаются комплексом разрывных смещений, закономерно связанных со всем механизмом складкообразования.

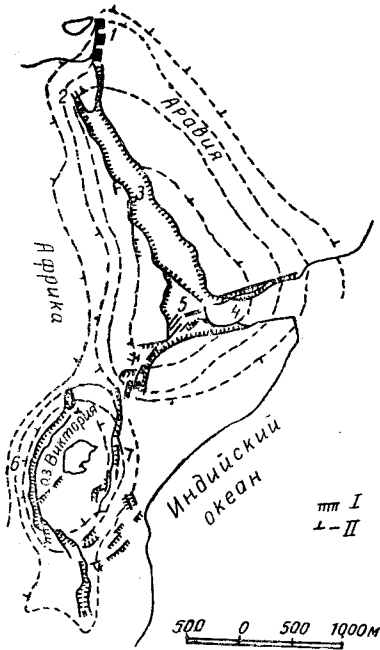
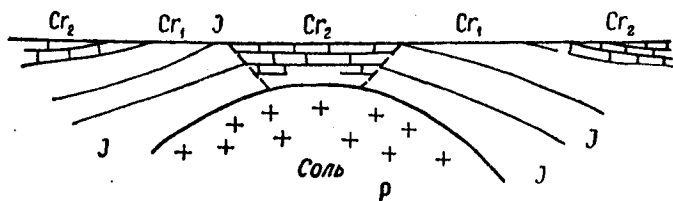


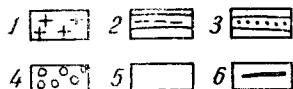
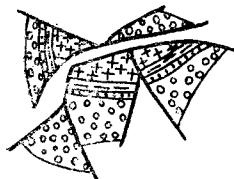
Рис. 87. Африканская система грабенов.

I—сбросы; II—условные изогилсы поднятий (антеклиз). Грабены: 1 — Мертвого моря; 2 — Суэцкий; 3 — Красного моря; 4 — Аденского залива; 5 — Абиссинский; 6 — Восточно-Африканские (Западная дуга); 7 — Восточно-Африканские (Восточная дуга)

Известно, что при смятии слоев в полные складки слои на крыльях раздавливаются и их материал выжимается в замки. Такое раздавливание сопровождается разлинзованием и «рас-



a



б

Рис. 88. Сбросы на диапировых соляных куполах:

а—срединный грабен в верхнем комплексе (Эмбенский район), б—схематическая геологическая карта диапирового купола Шунат в Эмбенском районе;

1—юра; 2, 3, 4—нижний мел; 5—верхний мел и третичные; 6—разрывы. Хорошо видны срединный грабен и радиальные разрывы

таскиванием» слоев по трещинам скалывания или отрыва. Эти же явления раздавливания слоев на крыльях нормально к на-

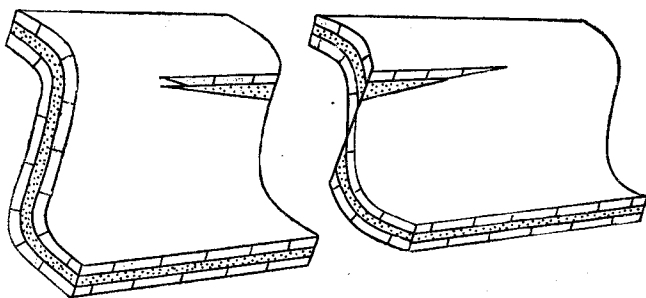


Рис. 89. Переход сброса во флексуру

пластованию, и растяжения параллельно слоям часто сопровождаются образованием более сложной комбинации разры-

вов, которые в результате своей совокупности перемещений приводят к растяжению слоя параллельно ему самому (рис. 91). Движение материала с крыльев в замки складки может также сопровождаться разрывами, свидетельствующими о нагнетании материала. Таковы, например, наблюдаемые иногда надвиги крыльев на свод антиклинальной складки (рис. 92). Эти надвиги отражают движение материала в за

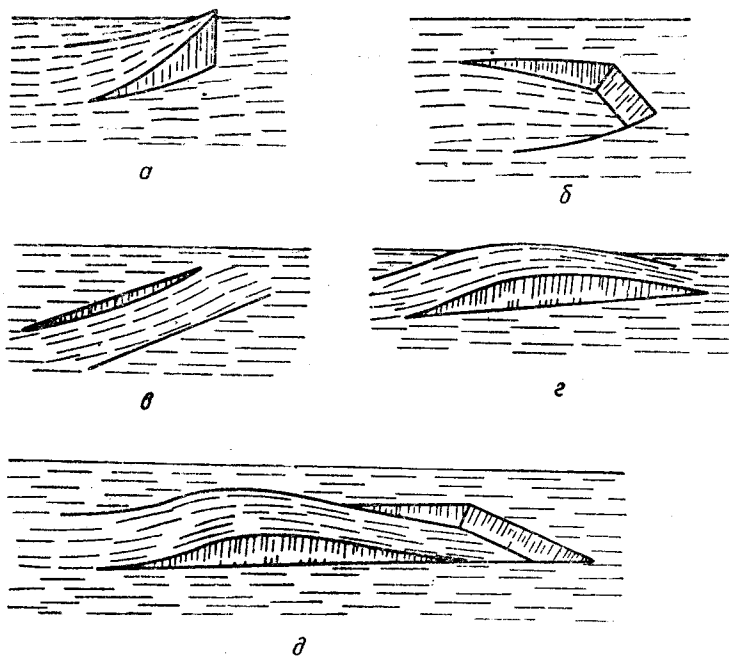


Рис. 90. Разные виды сбросовых структур:  
*а*—односторонний горст; *б*—односторонний грабен; *в*—грабен «люлька»; *г*—горст в виде «моста»; *д*—«шарнирные» сбросы

мок антиклинали. Движение материала, направленное в сторону синклинали, также может привести к аналогичным разрывам. На самих крыльях благодаря неравномерности процесса выжимания, нижние участки слоев могут «набегать» на верхние, образуя местные небольшие участки нагнетания или сучивания материала. Морфологически это может выражаться в системе мелких разрывов на крыльях складок с повторением слоев.

Складки общего смятия сопровождаются соответствующими им по размеру надвигами и сдвигами. Сочетание полных складок с надвигами является наиболее распространенным явлением. Таким образом, надвиги следует рассматривать как дальнейшее развитие складчатой деформации.



Рис. 91. Растяжение крыла складки, выраженное в системе разрывов. Кузбасс (по А. Белицкому)

Так как складка развивается неравномерно, то, сопоставляя ее разные части, можно проследить все стадии перехода складки в надвиг. Обычно наиболее развитой частью складки является

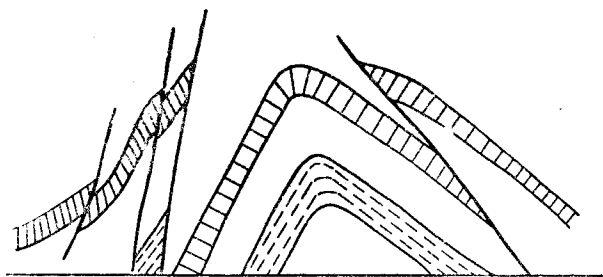


Рис. 92. Надвигание крыльев на свод антиклинальной складки. Кузбасс (по С. Румянцеву)

ся ее поднятая середина, тогда как периклинали отстают в своем развитии. В связи с этим надвиг, осложняющий крыло складки в ее средней наиболее поднятой части, затухает по направлению к периклиналям. Таким образом, сравнивая по-

перечные разрезы через складку в области периклинали с разрезами, расположенными все ближе к ее середине, можно видеть как бы все стадии перехода складчатого изгиба в разрыв. Следует отметить, что образованию надвига предшествует чаще всего опрокидывание складки: опрокинутое крыло является излюбленным местом образования надвигов. Затем можно проследить также постепенное, все большее расплющивание подвернутого крыла и растяжение слоев в направлении их падения и восстания. Это пластическое растяжение, сопровождаемое разлинзованием, и приводит к разрыву в виде надвига.

Как вязкие разрывы, надвиги рассеиваются по простиранию и, если это можно проследить, по падению и восстанию, расщепляются на все большее число все меньших по амплитуде смещений. Поверхность надвига часто бывает волнообразно изогнута как в горизонтальном, так и вертикальном сечениях.

Волнистость надвига может быть связана с разными причинами. Наблюдается, например, изменение наклона, надвига при переходе его из пород с одними механическими свойствами

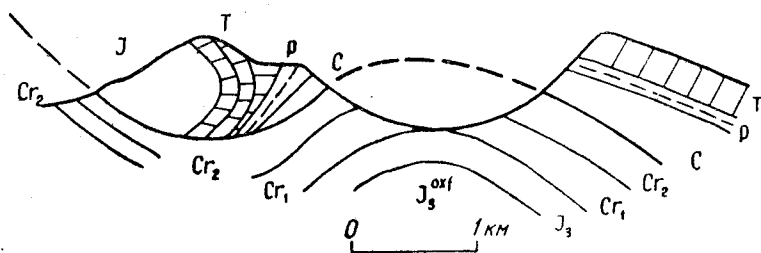


Рис. 93. Волнистость надвига в результате последующего складкообразования (Французские Альпы)

ми в породы с другими свойствами: в пластичных породах надвиг обычно бывает более пологим, чем в твердых пачках пород. Волнистость может быть вызвана также тем, что надвиг, как любой тектонический разрыв, не образуется сразу, а обычно «собирается» из мелких «зародышевых» разрывов, которые возникают раздельно, растут и постепенно сливаются друг с другом. Наконец, волнистость может быть вторичной, вызванной последующими складчатыми дислокациями, продолжающимися после того, как уже образовался надвиг (рис. 93).

При развитии большого числа надвигов, приуроченных к подвернутым крыльям складок, в области, где складки имеют

одинаковый наклон, создается так называемая «чешуйчатая структура» (рис. 94).

Простираение надвигов близко к простираению складчатости и отклоняется от него лишь на некоторых участках в связи с общей волнистостью поверхностей надвигания. Наклон надвига обычно, хотя и не обязательно, близок к наклону осевой поверхности складки, что, очевидно, не относится к упомянутым случаям веерообразного надвигания. Амплитуда надвигания бывает, естественно, весьма различной в зависимости от размера складки и общей интенсивности складчатости.

Однако не все надвиги индивидуально связаны с отдельными складками. В складчатых областях наблюдаются так называемые «секущие надвиги», которые приводят к надвиганию целой серии складок на другую серию складок. Перемещение по таким секущим надвигам направлено в сторону регионального наклона складок. Амплитуда их может достигать нескольких километров.

Особого рассмотрения заслуживают очень крупные надвиговые смещения — тектонические покровы или шариажи, о морфологии которых речь уже шла выше.

В начале этого века среди геологов существовало большое увлечение тектоническими покровами. Многие считали, что тектонический покров или шариаж представляет собой наиболее типичную структурную форму в горных областях. Предполагалось, что амплитуда горизонтального перемещения тектонических покровов может достигать двухсот километров. Особенно крупные покровы, по их мне-

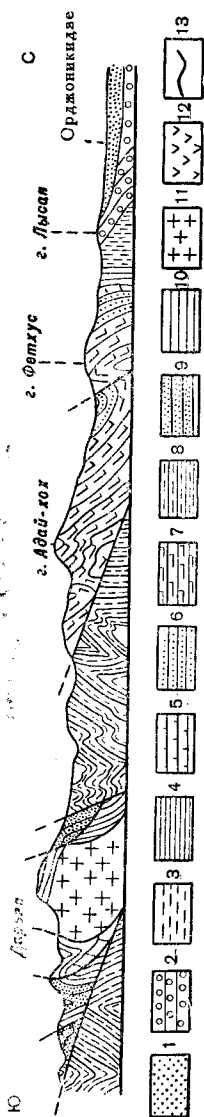


Рис. 94. Чешуйчатые надвиги Центрального Кавказа (по В. П. Ренгардену):

1—акчагыл и апшерон; 2—меотис и понт; 3—верхний и средний миоцен; 4—палеоген; 5—верхний мел; 6—нижний мел; 7—верхняя юра; 8—верхний лейас; 9—средний лейас; 10—нижний лейас; 11—граниты; 12—дациты, андезиты; 13—разрывы

нию, были свойственны Альпам, строение которых рисовалось в связи с этим в виде лежащих друг на друге покровов, передвинутых на далекое расстояние. Одновременно они считали, что тектонические покровы образуются из лежачих складок, подвернутое крыло которых постепенно перетирается и может быть полностью уничтожено. На рис. 95. изображена класси-

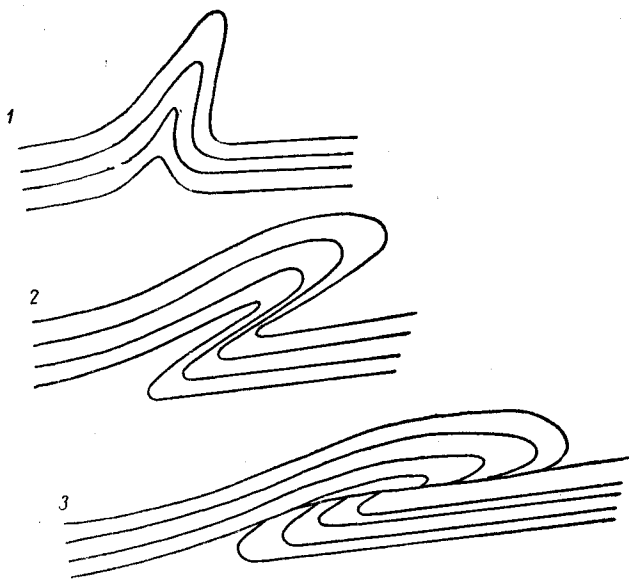


Рис. 95. Образование шарнижа из лежачей складки по классическим представлениям:  
1, 2, 3 — последовательные стадии образования шарнижа

ческая схема последовательных стадий развития тектонического покрова в соответствии с этими взглядами.

В настоящее время взгляд на значение тектонических покровов в строении горных областей резко изменился. Более детальные и объективные исследования показали, что роль шарнижей была значительно преувеличена. Шарнижи, связанные с лежачими складками, как оказалось, действительно, существуют в природе, но амплитуда их перемещения, по-видимому, нигде не превышает 10—15 км. Пример такого шарнижа был приведен на рис. 75. Существуют и более значительные по амплитуде горизонтальные перемещения, но, в свете

новейших данных, они связаны не с лежащими складками, а с соскальзыванием отдельных глыб земной коры по склону горного хребта под влиянием силы тяжести. Пример таких гравитационных покровов изображен на рис. 96. В этом случае скольжению способствовало то обстоятельство, что в подошве соскользнувшего блока земной коры залегают гипсоносные отложения триаса, состоящие из крайне пластичных и «скользких» пород. В Западных Альпах пластичные отложения триаса, а также почти столь же пластичная толща эоценового флиша вообще играют определяющую роль в образовании гравитационных покровов.

Горизонтальная амплитуда перемещения таких гравитационных покровов-оползней достигает местами 40 км. Можно предполагать, что большие перемещения происходили не сразу, а постепенно, отдельными этапами, по мере роста и расширения поднимающегося хребта и смещения зоны уклонов на внешнюю сторону этого хребта. Такие покровы полностью отчленены от своих «корней», т. е. от той части данного комплекса пород, которая осталась на месте. Нет никаких оснований думать, что когда-либо после образования покрова корни его были связаны непосредственно с его телом. Механизм образования таких покровов вполне аналогичен механизму образования оползней: некоторые глыбы земной коры отрываются и свободно скользят вниз под действием силы тяжести.

Термин «останец покрова», приведенный выше, очевидно, не

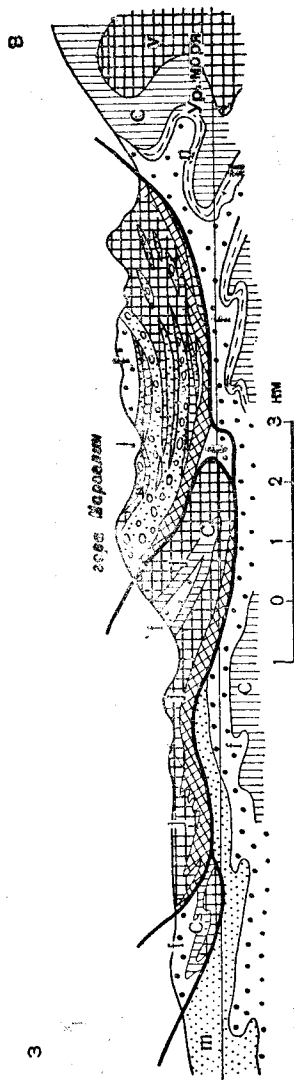


Рис. 96. Гравитационные покровы в Передовой зоне Савойских Альп:  
*m*—моласса; *f*—флиш; *u*—нуммулитовые слои; *c*—мел; *u*—юра; *в*—триас.

пригоден к такого типа покровам, так как они и первично представляли собой совокупность оторванных от корней (и друг от друга) перемещенных по склону глыб.

Уместно выразить сомнение в возможности образования столь крупных «оползней» на столь пологих склонах, какими в среднем обладают горные хребты. Но здесь, по-видимому, большую роль играет явление ползучести, о котором выше упоминалось: пластичные породы, длительно лежащие на склоне, постепенно, очень медленно стекают с него. Этот процесс может, по-видимому, развиваться на уклонах всего в несколько градусов.

Гравитационные покровы представляют собой как раз то явление, в котором как бы совмещаются свойства как поверхностных (нетектонических), так и тектонических процессов: гравитационный покров аналогичен оползню, но размеры его таковы и сопровождается он такими дополнительными явлениями (смятие слоев в крупные складки, образование брекчий трения и т. п.), что странно было бы не видеть в нем проявление тектонической жизни земной коры.

Подошва покрова нередко бывает волнистой. Иногда это первичная волнистость, т. е. результат того, что покров двигался по неровной поверхности, но чаще всего это результат последующих дислокаций (собразование куполообразных поднятий и мульдообразных впадин), развивавшихся вне зависимости от наличия покрова, захвативших его и приведших к искривлению его подошвы.

Слои, образующие глыбы покрова, при движении нередко мнутся в многочисленные неправильные складки и рвутся разрывами разного типа.

При сжатии горных пород образуются также сдвиги (в геологическом смысле).

Если надвиги представляют собой поверхности скальвания, по которым происходит сокращение размеров данного участка земной коры в горизонтальном направлении (вкрест простирания складок), а увеличение их размеров («высвобождение материала») имеет место в вертикальном направлении, то сдвиг, характеризующийся, как мы знаем, горизонтальным скольжением по вертикальной или крутой трещине, является скальванием, при котором сокращение происходит в том же горизонтальном направлении вкрест простирания, а увеличение размеров имеет место в горизонтальном же направлении, но по простиранию складок. Таким образом, если надвиги имеют простирание, близкое к простиранию складок, то сдвиги, связанные со смятием, простираются косо по отношению к складкам. Перемещение по надвигам и по сдвигам продолжает, в

смысле направления главных осей, ту деформацию, которая была начата в процессе складкообразования (рис. 97).

Сдвиги разделяются на правые и левые. Сдвиг называется правым, если дальше от наблюдателя крыло его смещается

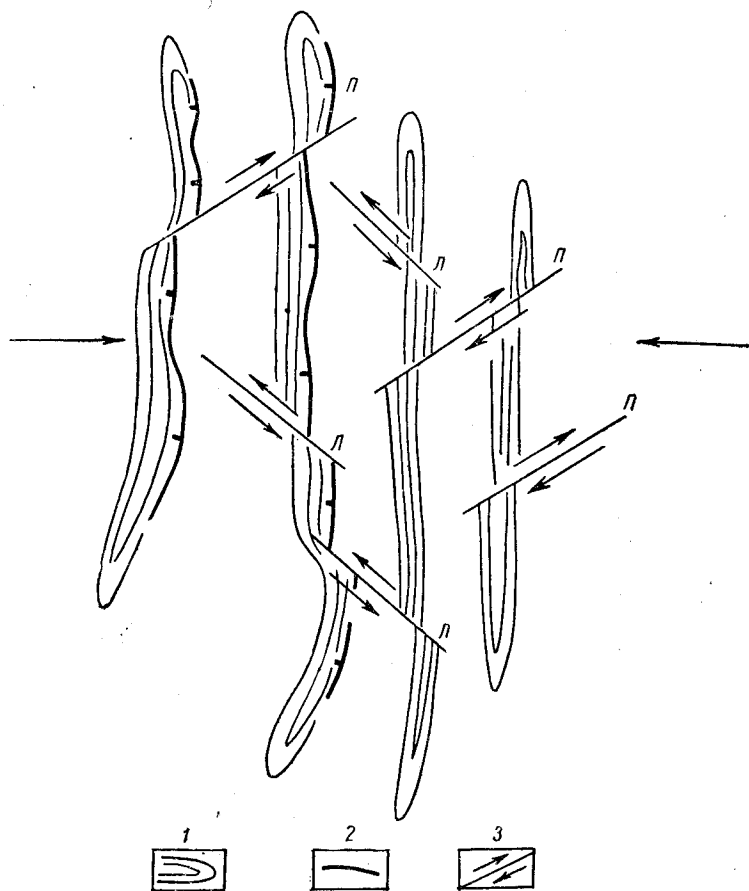


Рис. 97. Надвиги и сдвиги в складчатой структуре:  
 1—условные изогипсы, оконтуривающие антиклинальные складки;  
 2—надвиги; 3—сдвиги (П — правые сдвиги; Л — левые сдвиги)

вправо. Соответственно при левом сдвиге дальше от наблюдателя крыло смещается налево. Легко убедиться в том, что для одного и того же сдвига эта характеристика сохраняется неза-

висимо от того, с какой стороны на него смотрит наблюдатель. На рис. 97 правые и левые сдвиги обозначены.

Рассматривая в этой главе взаимоотношение складок и разрывов, мы исходили из того, что надвиги и сдвиги образуются после складок, являются дальнейшим их развитием. Известны, однако, случаи, когда разрывы типа, например, крутых надвигов заведомо образовались раньше складок. Это было вызвано, очевидно, такими механическими свойствами толщи пород и таким характером действия сил, которые создали обстановку, более благоприятную для образования разрывов, чем пластической деформации. Но возникновение разрывов ослабляет толщу пород и создает внутри нее поверхности облегченного скольжения. Это способствует развитию последующих пластических деформаций в виде складок, которые в таких случаях образуются вблизи разрывов. Они представляют собой изгибы слоев, созданные трением при скольжении пород по разрывам.

Разрывные смещения, связанные со сдвиговой деформацией земной коры (сдвиг в данном случае понимается в механическом смысле), могут быть выражены в виде сбросов, взбросов и сдвигов (в геологическом смысле). Сбросы и взбросы образуются, если пара сил, вызывающая сдвиговую деформацию, ориентирована вертикально и приводит к относительно-му поднятию и опусканию участков земной коры.

Если какой-либо участок земной коры поднимается по вертикальным разрывам относительно соседних участков, образуется ограниченный сбросами горст. Разрывы могут быть не вертикальными, а наклонными, с падением сбрасывателя в сторону опущенного крыла (нормальные сбросы), но они часто имеют и обратный наклон — под поднятое крыло, принимая характер взбросов. Широко распространены горсты веерообразного строения, ограниченные по обе стороны взбросами, падающими навстречу друг другу. Таковы, например, многочисленные горсты Тянь-Шаня (рис. 98). Есть основание полагать, что такое встречное падение разрывов, ограничивающих горсты, является вторичным и связано с расседанием (расползанием) верхней части поднятой глыбы под влиянием преимущественно силы тяжести. Известны случаи, когда разрывы, все больше изгибаясь и становясь все положе вверх, принимают в конце концов даже горизонтальное положение. Такое выполаживание разрывов вверх с переходом сброса в пологий надвиг может сопровождаться раскалыванием надвигающейся части поднятого массива и обрушением отдельных его глыб. Однако для более глубоких зон следует предполагать вертикальное положение тех же разрывов (рис. 99).

Естественно, что положение разрывов по обе стороны горста может быть и асимметричным (вертикальный с одной стороны и наклонный с другой, а также другие комбинации). Горсты, связанные с поднятием, могут быть односторонними — наподобие односторонних сундучных складок (стр. 69). Они могут быть усложнены также ступенчатыми сбросами второго порядка.

Наряду с поднятием отдельных участков земной коры по сбросам происходит и опускание ее. Часто поднятые и опущенные глыбы земной коры чередуются между собой, как клавиши.

Сбросы, окружающие отдельные испытывавшие опускание участки, в полном соответствии со сказанным имеют тенденцию приобретать в верхней своей части падение от опущенного бассейна в сторону окружающих массивов. Последние, расплываясь под действием силы тяжести, как бы стремятся заполнить бассейн и надвигаются на него.

Пара сил, вызывающая сдвиг (в механическом смысле) в земной коре, может быть направлена не вертикально, а горизонтально или наклонно. При этом образуется сдвиг в геологическом смысле этого слова.

При формировании, например, складок полного типа иногда наблюдается смещение одной части складки относительно другой в горизонтальном направлении по поперечным по отношению к простиранию складок сдвигам. Смещение это, впрочем, в большинстве случаев носит не чисто сдвиго-

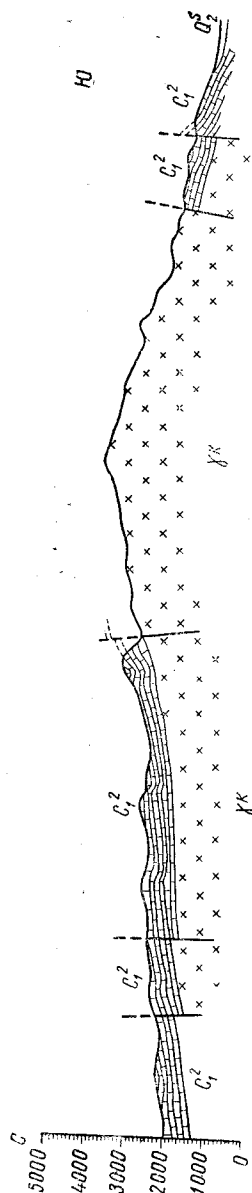


Рис. 98. Горст с крутым веерообразным надвиганием в Запальском Алатау Тянь-Шаня (по А. В. Горячеву)

вый (в геологическом смысле), а сбросово-сдвиговый характер. Породы, участвующие в надвиге или в тектоническом покрове, могут быть разделены на блоки сдвигами, расположенными вкрест простирания, и по этим сдвигам отдельные блоки смещаются в горизонтальном или преимущественно горизонтальном направлении. В результате одни участки надвинутого

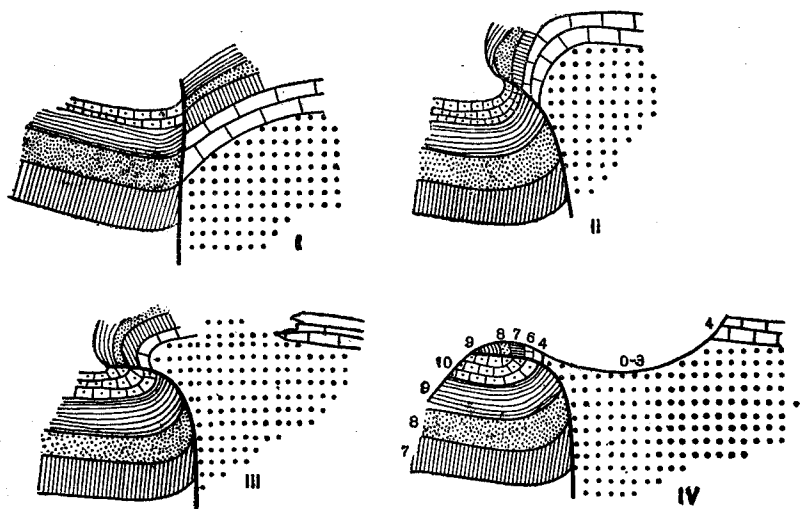


Рис. 99. Сброс, переходящий сверху в надвиг. Отдельные участки одного и того же разрыва, находящиеся в различных стадиях изгибания (Юрские горы). Точки — триас; цифры от 4 и дальше — горизонты юры снизу вверх (по Гланжо)

массива оказываются выдвинутыми больше вперед, другие несколько отстают.

Несколько особым образом проявляется развитие сдвигов в областях, где слои смяты в складки с вертикальными или очень крутыми шарнирами. Такие условия широко распространены в архейских толщах на древних щитах. На рис. 100 изображены мелкие складки, наблюдающиеся в гнейсовых архейских толщах Карелии. Если не обратить внимание на то, что на рисунке изображен горизонтальный срез, естественно было бы считать, что разрывы, осложняющие эти складки, являются надвигами. Между тем, поскольку шарниры этих складок вертикальны, данные разрывы должны, в соответствии с принятой в геологии терминологией, называться сдвигами. Механизм образования последних в этом случае, очевидно, не стличается от условий образования надвигов, связанных со складками.

Отдельно стоит проблема существования в земной коре крупных горизонтальных сдвиговых смещений, имеющих самостоятельное значение. Некоторые (преимущественно американские) исследователи допускают существование в земной коре сдвиговых горизонтальных смещений с амплитудой в сотни километров и, может быть, больше и придают им в тектонической жизни коры очень важную роль. Другие, наоборот, считают, что горизонтальные сдвиги носят всегда подчиненный характер, что они только сопровождают вертикальные смещения. Эта проблема не может считаться окончательно решенной.

В 1906 г. в окрестностях Сан-Франциско произошло катастрофическое землетрясение, приведшее к разрушению большей

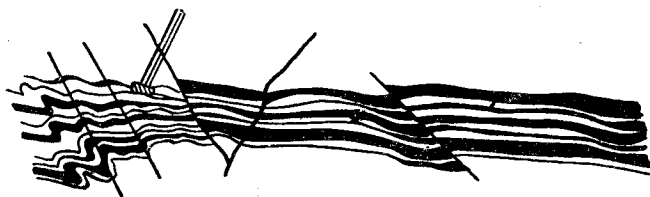


Рис. 100. Разрывы в складках с вертикальными шарнирами в архейских породах Карелии. Горизонтальный срез (по А. А. Сорскому)

части города. Наблюдения показали, что землетрясение было связано с горизонтальным смещением с максимальной амплитудой 7 м по вертикальной трещине большого тектонического разрыва, носящего название «разрыв Сан-Андреас». В дальнейшем некоторые геологи усмотрели в строении местности вокруг этого разрыва признаки того, что такие горизонтальные смещения происходили здесь и раньше, в предыдущие геологические периоды, и общая амплитуда их, с точки зрения этих геологов, может исчисляться сотнями километров. Так возникло увлечение горизонтальными сдвигами, в некоторой мере сходное с увлечением тектоническими покровами, имевшим место несколько десятков лет тому назад. Некоторые геологи стали находить признаки аналогичных движений и по другим разрывам. Особенно «повезло» в этом отношении побережьям Тихого океана. Так, например, некоторые авторы стали утверждать, что все дно Тихого океана вместе с прилегающими прибрежными частями Северной Америки, Японских островов, Новой Зеландии и др. в течение ряда геологических периодов испытывает вращение против часовой стрелки относительно более внутренних частей прилегающих материков.

Однако другие исследователи считают, что по разрывам, окружающим Тихий океан, происходили в основном вертикальные смещения, которые сопровождались иногда, как сопутствующим явлением второго порядка, горизонтальными смещениями.

Решение этого вопроса представляет принципиальный геотектонический интерес, так как от него зависят коренным образом взгляды на процессы, происходящие в глубине земного шара, на причины тектонических движений и др.

При всяких сдвиговых (в механическом смысле) деформациях наблюдается образование дополнительных трещин в форме упоминавшихся уже раньше кулисообразных трещин как отрыва, так и скалывания.

## 22. КИНЕМАТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Классификация разрывных нарушений, приведенная выше, основывалась на морфологических признаках. Учитывая, однако, изложенные сведения об условиях образования тектонических разрывов, можно сделать попытку разделить разрывы по связи их с определенным видом движений земной коры. Такая классификация по своему смыслу явилась бы кинематической, что представляло бы первый шаг к построению уже собственно генетической классификации разрывных нарушений.

Виды движений могли бы быть выделены следующие: растяжение, сжатие, поднятие, опускание. Последние два вида движений могут вызвать сомнение, поскольку поднятия и опускания в земной коре всегда бывают относительными, и, имеем ли мы дело в данном случае с поднятием участка *A* относительно участка *B* или с опусканием участка *B* относительно *A*, сказать бывает трудно. Действительно, такие трудности возникают, но все же во многих случаях, гораздо более многочисленных, чем это, кажется, возможно решить этот вопрос более определенно. Если, например, среди обширной области горизонтально залегающих слоев поднимается одинокий тектонический вал, то, конечно, каждый скажет, что в этом случае мы имеем дело с поднятием вала, а не с опусканием всей огромной равнины относительно вала. Аналогичные случаи встречаются и для опусканий.

Подходя к классификации разрывных нарушений с этих позиций, можно предложить, например, назвать сбросами все тектонические разрывные смещения, связанные с явлениями растяжения земной коры и опускания отдельных ее глыб. В этом

случае взбросами следует называть те разрывы, которые образуются в процессе поднятия участка земной коры. Надвиги и сдвиги будут тогда связаны с явлением сжатия.

В этой классификации наклон сместителя для ряда разрывных нарушений не является определяющим. В морфологической классификации, например, взброс отличается от сброса тем, что у него, в противоположность последнему, всячее крыло поднято относительно лежащего. Но можно представить себе, что при поднятии участка земной коры образуется разрыв, у которого поднят лежащий бок. По морфологической классификации это — сброс, тогда как по кинематической классификации это — взброс.

Точно так же иначе решаются и взаимоотношения между взбросом и надвигом. Можно считать, что надвиги всегда связаны со сжатием, проявляющимся прежде всего в складкообразовании. Поэтому, если можно установить, что данный разрыв образовался в условиях горизонтального сжатия земной коры и связан с перемещением по направлению падения — восстания сместителя, то речь должна идти о надвиге, хотя бы наклон сместителя был круче  $60^\circ$ .

Кинематическую классификацию разрывных нарушений нельзя считать разработанной, и мы упоминаем о ней здесь лишь в качестве примера, указывающего на возможные пути ее дальнейшей разработки. Пока в повседневной практике целесообразно пользоваться морфологической системой классификации.

### **23. ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И ОСНОВНАЯ ДЕЛИМОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Советские исследователи ввели в науку представление о так называемых «глубинных разломах» земной коры. Под последними понимаются тектонические разрывы большого протяжения, очень глубокие, пронизывающие земную кору, вероятно, сквозь всю ее толщину и имеющие весьма длительную историю. Последнее означает, что смещения по глубинным разломам, которые во всех случаях, по-видимому, вертикальны, происходили в течение длительного геологического времени и многократно повторялись. Направление смещения при этом нередко менялось. По таким разломам одни участки земной коры могли длительно, в течение целых геологических периодов и даже эр колебаться относительно соседних участков, то поднимаясь, то опускаясь. Таким образом, движения по глубинным разломам представляют собой одно из проявлений непрерывно происходящих колебательных движений земной коры, но в этом

случае области поднятия и области прогибания соединяются между собой не плавным изгибом, а посредством разрыва сплошности земной коры. Как и в других случаях проявления колебательных движений земной коры, участки, разделенные глубинными разломами, в зависимости от характера своих движений (скорости, амплитуды и пр.) различаются своими стратиграфическими разрезами: размером мощностей отложений одного и того же возраста, их фациями, наличием перерывов и т. п. Выше говорилось, что любая осадочная толща испытывает изменения своей мощности и своих фаций на площади. Однако имелось в виду, что такие изменения происходят постепенно или, точнее выражаясь, непрерывно. В рассматриваемом случае изменения мощностей и фаций происходят резко, скачком, приуроченным к глубинному разлому. По нему часто непосредственно примыкают друг к другу совершенно различные геологические разрезы. Прежде такое тесное соприкосновение различных фаций и мощностей одновозрастных осадочных толщ объясняли выпадением переходных разрезов в результате перекрытия их при образовании тектонических покровов, которые в свою очередь рассматривались как результат сокращения земной поверхности. В связи с таким толкованием многие глубинные разломы рассматривались как поверхности тектонического надвигания большого масштаба. Что же касается вертикального положения разрыва, то предполагалось, что оно наблюдается только у поверхности земли, а на некоторой глубине сменяется пологим и даже горизонтальным. Сейчас установлено, что для большинства случаев эти взгляды были ошибочными.

Морфологически глубинные разломы выражены как крупные вертикальные сбросы, сопровождаемые разрывными зонами и тектоническими брекчиями.

К вопросу о глубинных разломах тесно примыкает проблема «основной делимости» земной коры. На рис. 101 приведен аэрофотоснимок участка Балтийского щита, сложенного кристаллическими породами. Видно, что земная кора разбита здесь многочисленными трещинами разных направлений, однако нет возможности связать расположение и интенсивность этой трещиноватости с каким-либо более общим движением коры, например с щитобразным поднятием Скандинавии (Балтийского щита). Такая раздробленность земной коры существует и в других местах, и есть основание думать, что она повсеместна, хотя в разных местах она выражена по-разному. Лучше всего она видна там, где земная поверхность сложена кристаллическими породами, но она видна и в плотных осадочных породах. В расположении таких трещин обычно наблюдается некоторая

закономерность. Так, например, в США на большой площади в области плато Колорадо в горных породах, залегающих самым различным образом, наблюдаются крупные трещины преимущественно меридионального направления. На Русской платформе преобладают трещины северо-восточного и северо-западного простирания.

Часто наличие такой «основной делимости» коры проявляется косвенно, например через посредство речной сети. В не-

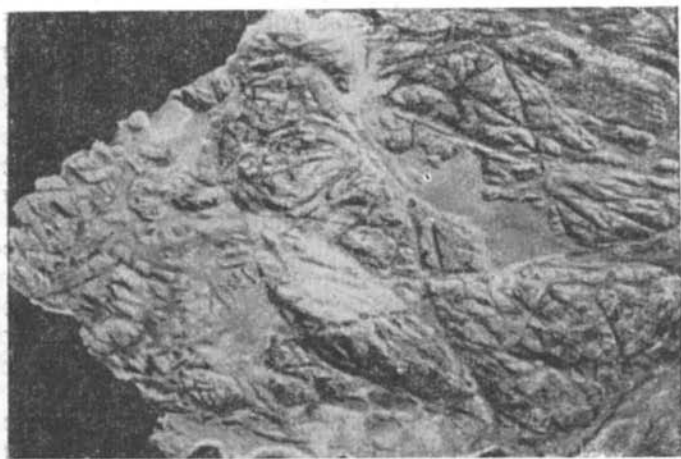


Рис. 101. Аэрофотоснимок участка Балтийского щита. Видны региональные разломы

которых районах Венгерской низменности, которая, как известно, располагается на древнем массиве, сложенном метаморфизованными и интенсивно дислоцированными палеозойскими и более древними породами, прикрытыми маломощным чехлом рыхлых осадков, наблюдается удивительно закономерное расположение рек: их течение направлено преимущественно в меридиональном направлении с отдельными широтными участками. Можно думать, что такое расположение рек отражает ортогональную систему региональных трещин, характерную для этого района. Региональные трещины, развитые в складчатом основании, сказываются также и в осадочном покрове, определяя те ослабленные направления, которые потом используются речной эрозией.

Была высказана мысль, что общие трещины на платфор-

мах, происхождение которых, как указывалось выше, неясно, являются как раз отражением в осадочном покрове тех же региональных трещин, чем и определяется их правильное расположение. Однако посредством какого механизма региональные трещины «отражаются» в виде внутрислойных общих трещин, остается пока невыясненным.

Обращает на себя внимание также то обстоятельство, что в некоторых областях земного шара, на обширных территориях наблюдается закономерное простираие крупных тектонических элементов. Например, для всей огромной полосы, включающей Восточные Саяны, Алтай, Центральный Казахстан, Тянь-Шань, Копет-Даг, Кавказ, часть Европы, расположенную к северу от Карпат и Альп, весьма характерно северо-западное простираие зон поднятий и прогибания земной коры для весьма длительного геологического времени. Это преобладание северо-западных простираий бросается в глаза при одном взгляде на геологическую карту. При этом оно захватывает как геосинклинальные, так и платформенные тектонические элементы.

Можно высказать предположение о наличии повсеместной региональной раздробленности земной коры. Эта раздробленность используется при любых тектонических движениях коры, как локальных, так и охватывающих обширные территории, причем региональные трещины определяют границы тектонических зон, областей поднятия и опускания и т. п.

Вопрос о глубинных разломах земной коры представляет одну из важных проблем современной геотектоники, однако изучен он чрезвычайно слабо. До сих пор нет, например, даже ясного представления о наличии и преобладающем простираии таких разломов и связанных с ними региональных трещин для целых континентов. По поводу происхождения региональных трещин существуют различные, совершенно неразработанные предположения.

Однако то, что региональная трещиноватость земной коры существует, в этом сомнений сейчас нет, и ее необходимо учитывать при объяснении некоторых конкретных разрывных дислокаций. Так, например, выше упоминались правильности в расположении разрывов на сводах тектонических поднятий (куполов, валов, антеклиз). В этих случаях расположение разрывов подчинено форме поднятий и зависит, по-видимому, только от него. Указывалось также, что некоторое искажение в расположении таких разрывов изгиба может внести механическая неоднородность пород, образующих поднятие. К этому теперь можно прибавить, что в некоторых случаях расположение разрывов (обычно сбросов) на поднятиях вовсе не подчиняется форме поднятия, а определяется региональной трещиновато-

стью, использованной и оживленной в процессе формирования данного поднятия.

Последнее при этом может быть разбито на причудливую мозаику глыб, расположение которых не связано с формой поднятия.

#### **24. ЯВЛЕНИЯ, СОПРОВОЖДАЮЩИЕ РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ**

Разрывные смещения сопровождаются рядом явлений, которые находят свое отражение в различных изменениях внутреннего строения прилегающих к разрыву пород.

Только самые мелкие тектонические разрывы обычно выражены одной трещиной, но и в этом случае последняя расщепляется на концах на мелкие трещинки. Крупные тектонические разрывы представлены всегда целой разрывной зоной, ширина которой может колебаться в очень широких пределах—от долей метра до сотен метров. Эта зона состоит из большого числа трещин, преимущественно грубо параллельных, но также и перекрещивающихся под острыми углами. Благодаря такому сочетанию трещин зона разрыва обычно бывает разделена на узкие длинные линзы сравнительно менее нарушенных пород, окаймленные полосами интенсивного раздробления. Ширина зоны трещиноватости и перетирания пород вдоль одного и того же разрывного смещения сильно меняется, то увеличиваясь, то почти вовсе сходя на нет.

При смещении пород по трещине разрыва развивается трение, которое приводит к соответствующей обработке поверхности трещины и вызывает ряд нарушений в окружающих породах. На поверхности скольжения образуются штрихи, царапины, борозды, рубцы, показывающие направление смещения. Нередко образуются так называемые зеркала скольжения— блестящие гладкие поверхности. Они обязаны своим происхождением как полирующему действию испытывающих скольжение пород, так и образованию в зоне трения новых плоских блестящих минералов (хлорита, серицита, эпидота и др.).

В прилегающих к трещине породах в результате трения развиваются явления раздробления и перетирания. Следствием раздробления является прежде всего интенсивная трещиноватость: зона пород, примыкающая к разрыву, всегда характеризуется повышенной частотой трещин и большим количеством их систем.

Дальнейшим продуктом процесса влияния разрыва на окружающие породы является так называемая тектоническая брекчия. Она образуется в результате того, что под влиянием трения глыбы породы, пронизанной многочисленными трещи-

нами, смещаются со своего места и поворачиваются. Форма глыб в тектонических брекчиях бывает разная: глыбы могут быть угловатыми, но чаще обнаруживается тенденция к их обтачиванию и вытягиванию параллельно сместителю. Размеры глыб в тектонических брекчиях иногда достигают десятков метров в диаметре, но чаще они колеблются в пределах от нескольких сантиметров до дециметров. На поверхностях глыб наблюдаются зеркала скольжения и штрихи. В некоторых случаях тектоническая брекчия напоминает грубую ледниковую морену.

Мелкая тектоническая брекчия, состоящая из обломков меньше одного сантиметра, называется какиритом, или орешником. Крупный кусок такой породы разламывается в руках на мелкие и мельчайшие угловатые или линзообразные, притертые на поверхности обломки.

Еще более мелкие брекчии, обломки которой имеют микроскопические размеры, называются катаклазитами, а процесс их образования — катаклазом. Под микроскопом катаклазиты характеризуются тем, что крупные раздробленные зерна кварца окружены ореолом кварцевой «крошки». Другие минералы также раздроблены и изогнуты.

Конечным результатом наиболее тонкого и дробного перетирания породы являются милониты. Последние представляют собой породы, зерна которой раздроблены до состояния пыли. Под сильным увеличением можно видеть, что зерна эти приобрели очень уплощенную линзовидную форму. С внешней стороны милониты представляют собой плотную породу, напоминающую роговик, которая имеет ленточную или волокнистую текстуру.

Развитие тех или иных тектонитов вдоль трещины разрывного смещения находится в зависимости от ряда факторов: амплитуды смещения, глубины, на которой происходила дислокация, механических свойств окружающих пород, скорости деформации. В зависимости от сочетания этих факторов вдоль одного и того же разрыва можно наблюдать от места к месту значительные изменения как типов тектонитов, так и ширины зоны их проявления. Имеются, однако, некоторые закономерные особенности тектонитов, приуроченных к разрывам, связанным с растяжением, и к разрывам, связанным со сжатием. Со сбросами растяжения связаны преимущественно широкие полосы грубых угловатых брекчий. Во втором случае надвиги сжатия характеризуются обычно относительно маломощными зонами тонко истертых пород — катаклазитов и милонитов; брекчии же надвигов отличаются удлиненными, ориентированными и «обжатыми» глыбами.

Крупные разрывные дислокации фиксируются в процессе геологической съемки при составлении геологических карт и профилей разных масштабов. То, что было сказано выше о специальном изучении складчатой структуры, относится целиком и к разрывным дислокациям: для правильных заключений об их природе и о механизме их образования необходимы специальные детальные исследования с фиксированием всех особенностей их строения, при обязательном соблюдении правильных относительных масштабов для явлений разных порядков. Такое изучение включает исследование строения разрывной зоны с точки зрения отдельных ее составляющих разрывов, развития разных типов тектонитов и дополнительной трещиноватости. Часто для определения направления смещения по разрыву используются штрихи или борозды на зеркалах скольжения. Однако к этому методу следует относиться с осторожностью. Развитие, например, крупного сброса, значительное вертикальное перемещение по которому устанавливается по общегеологическим данным, осуществляется путем огромного числа отдельных толчков. Направление каждого из них не обязательно должно быть вертикальным. Отдельные смещения могут быть наклонными и даже горизонтальными, и только в своей сумме они приводят к вертикальному общему перемещению. Поэтому штрихи и борозды, отвечающие всегда какому-то индивидуальному перемещению, могут не соответствовать своей ориентировкой направлению общего смещения. Более того, движение по крупным разрывным зонам обычно происходит одновременно по ряду частных разрывов, и направление таких частных смещений, развивающихся одновременно, может быть разным. Отдельные крупные глыбы, составляющие разрывную зону, часто в процессе смещения испытывают поворот, что приводит к образованию штрихов совершенно разных направлений, даже в пределах одной глыбы.

Таким образом, единственным наиболее достоверным критерием определения направления смещения является общегеологический, основанный на соотношении пород по обе стороны от разрыва и на амплитуде, устанавливаемой геологически.

Поскольку разрывные движения тесно связаны с иными формами дислокаций (со складками разных типов, с антеклизмами и др.), нельзя изучать разрывы в отрыве от всей окружающей тектонической обстановки. Во всех случаях следует выяснять связь разрывов с другими тектоническими дислокациями.

Как уже указывалось, при изучении трещин широко применяется статистический метод, основанный на большом количе-

стве замеров положения трещин и их обобщении. В результате обобщения замеров хорошо вырисовываются преобладающие направления трещин. Если обследуются трещины в слоистой осадочной толще, то совершенно необходимо одновременно определить положение трещин по отношению к слоям. Благодаря этому можно выделить группу трещин, не связанных с залеганием слоев, секущих последние, независимо от тех складок, которые они образуют, и, с другой стороны, группу трещин, связанных в своем положении со слоями меняющих расположение вместе с изменением наклона слоев. Крайне важно следить за тем, чтобы совместной обработке подвергались трещины, находящиеся в единой тектонической обстановке, например в пределах одного крыла складки или в пределах периклинали и т. п. Если статистически будут обработаны совместно трещины, находящиеся в разных структурных условиях, то результаты такой обработки могут дать путаную картину.

Очень важное значение имеют трещины для восстановления полей тектонических напряжений. Трещины отрыва однозначно определяют направление главной оси растяжения, так как они перпендикулярны к этой оси. Однако по одним трещинам отрыва невозможно восстановить направление главного сжатия, поскольку оно может быть в любом направлении, параллельном этим трещинам. Трещины скалывания определяют плоскость, в которой расположены главные напряжения: эта плоскость перпендикулярна линии пересечения сопряженных трещин скалывания. Таким образом, совокупность трещин отрыва и сопряженных трещин скалывания вполне определяет поле тектонических напряжений. Однако последнее может быть восстановлено и по одним трещинам скалывания, если использовать направления хотя бы незначительных смещений по ним, а также отклонение от прямого угла между сопряженными трещинами.

Направление смещений по трещинам скалывания вполне определяет положение осей максимальных сжатия и растяжения (рис. 102). Кроме того, выше уже указывалось, что, как правило, положение трещин скалывания отклоняется от теоретического таким образом, что прямые углы между сопряженными трещинами нарушаются и заменяются тупыми и острыми, причем биссектрисе тупых углов отвечает ось максимального растяжения, а биссектрисе острых углов—ось максимального сжатия. Вместе с тем все эти соображения не учитывают возможного влияния на положение трещин неоднородности среды, которую во всех случаях надо принимать во внимание.

В данном поле напряжений могут образоваться две системы сопряженных трещин скалывания и одна система трещин

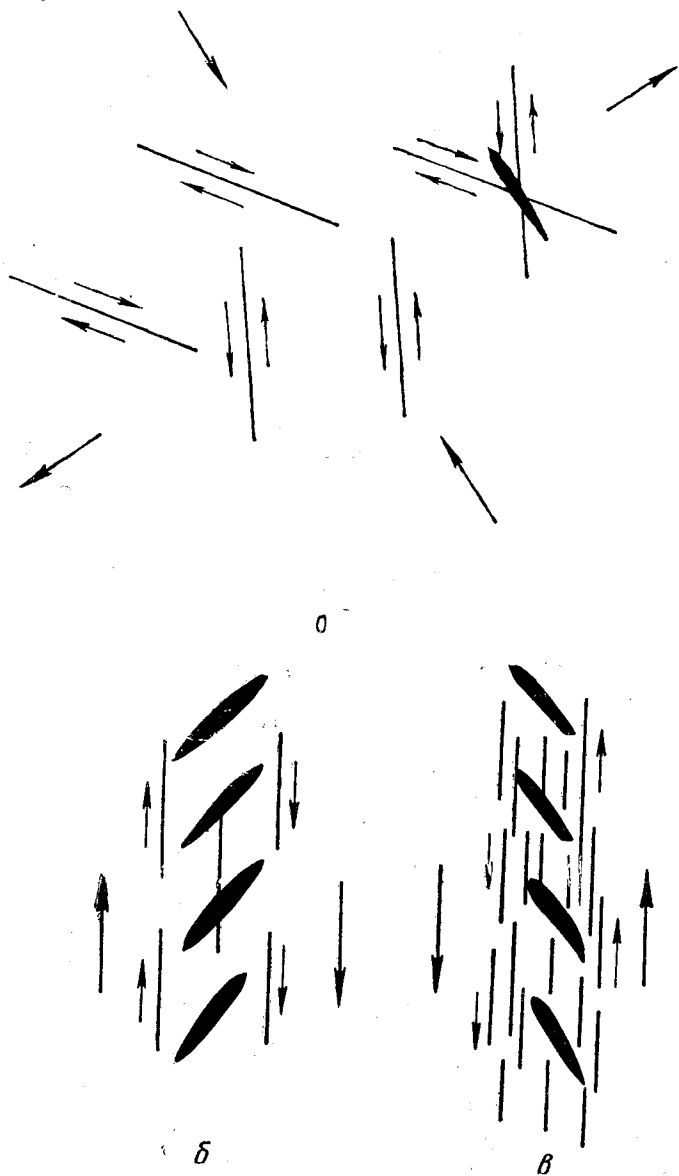


Рис. 102. Восстановление по трещинам тектонических полей напряжений:  
*a*—в случае сжатия — растяжения; *б*—в случае правого и *в*—левого сдвигов. Жирные линии — трещины отрыва; тонкие линии со стрелками — трещины скальвания

отрыва, поскольку первые связаны с максимальными касательными, а вторые—с максимальными нормальными напряжениями. Появление в том же поле трещин иных направлений, отвечающих каким-то промежуточным величинам касательных и нормальных напряжений, механически невозможно, если нет каких-то особых условий. Такими условиями могут быть, например, концентрация напряжений около образовавшихся в породе естественным или искусственным путем полостей или местная неоднородность среды. Если же таких условий нет, то наличие нескольких систем сопряженных трещин скалы ания или нескольких систем трещин отрыва свидетельствует о одновременном образовании этих трещин и об изменении с течением времени поля напряжений.

При переориентировке поля напряжений трещины могут менять свою природу: трещины скалывания, например, в новых условиях могут стать трещинами отрыва и испытать раскрытие, а трещины отрыва могут в новом поле напряжений играть роль трещин скалывания.

Поскольку напряжениями вызываются не только трещины, но и пластические деформации, восстановление поля тектонических напряжений по трещинам может быть подкреплено наблюдениями над некоторыми пластическими деформациями. Так, например, складки общего смятия образуются вкрест оси максимального сжатия. Направление сжатия может быть восстановлено, как уже указывалось выше, по деформациям галек, ископаемых организмов, оолитовых и иных зерен породы, по кливажу и т. д.

Во всех случаях восстановления полей тектонических напряжений необходимо иметь в виду, что как только некие напряжения вызвали пластическую деформацию или привели к образованию разрывов, это вызывает изменение поля напряжений. Поэтому в деформированной среде поле напряжений может от места к месту сложно меняться. Например, нетрудно убедиться в том, что в разных частях образующейся складки направление осей напряжений совершенно различно. Это ставит нас перед необходимостью изучать поля напряжений локально, от одной площади к другой, и не позволяет судить о поле напряжений для крупного участка на основании наблюдений в каких-либо отдельных точках.

## ОСОБЕННОСТИ ДИСЛОКАЦИЙ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

### 26. ДИСЛОКАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Выше, при рассмотрении различных тектонических нарушений имелись в виду преимущественно слоистые осадочные породы. Сейчас несколько замечаний будет сделано о проявлении дислокаций в массивах магматических пород.

Эффузивные породы, образующие прослои среди осадочных пород, а также интрузивные породы, имеющие пластовые формы залегания, при тектонических воздействиях деформируются примерно так же, как и слоистые осадочные толщи. Некоторые особенности дислокаций, образующихся в таких телах, принципиально не отличаются от дислокаций в осадочных толщах и обусловлены главным образом различиями в механических свойствах между осадочными и магматическими породами.

Пластовые магматические тела, оказываясь в зоне интенсивной складчатости, чаще всего разламываются на отдельные блоки, которые разъединяются и растрескиваются. Поэтому вместо сплошных пластовых залежей можно иногда наблюдать отдельные разрозненные линзы магматического материала.

Что касается поведения при тектонических деформациях интрузивных пород массивного залегания, то здесь картина оказывается сложнее.

Среди некоторых исследователей существует мнение, что массивы интрузивных пород, особенно крупные, вообще не способны к связным дислокациям и под действием тектонического давления могут только раскалываться. Этот взгляд неправилен. Наблюдения показывают, что в соответствующих условиях интрузивные породы способны весьма интенсивно пластично деформироваться без нарушения своей сплошности.

Следует, однако, иметь в виду, что интрузивные породы почти всегда менее пластичны, чем осадочные породы. Это определяет их поведение в процессе деформации по отношению к окружающим осадочным породам. Поэтому нередко можно наблюдать, что, когда осадочные толщи пластично деформируются, интрузивные массивы преимущественно раскалываются. Но в условиях более высоких температур, большего всестороннего давления и меньшей скорости деформации интрузивный массив может «течь» почти так же, как окружающие осадочные породы.

Необходимо еще учитывать, что результат деформации зависит как от первоначальной формы деформируемого тела, так и от его внутреннего строения. Если слоистая осадочная толща при продольном сжатии сминается в складки, то, естественно, невозможно ожидать таких же вторичных форм залегания для интрузивных пород, имеющих массивную первоначальную форму и однородное внутреннее строение. Кроме того, деформации, хорошо заметные при складчатом залегании осадочных пород, гораздо хуже видны в массивных породах, первичную форму залегания которых чрезвычайно трудно восстановить.

Представим себе, что среди слоистых пород располагается интрузивный массив (рис. 103, а). В то время как земная кора подвергается здесь горизонтальному сжатию, осадочные породы сминаются в складки, а однородный интрузивный массив деформируется в целом, сжимаясь в горизонтальном направлении и соответственно вытягиваясь вверх (рис. 103, б). При этом происходит механическое отчленение интрузивного массива от окружающих пород — срыв по контакту. Такие срывы в дислоцированных областях между осадочными и массивными интрузивными породами встречаются постоянно.

Новая форма массива отличается от первичной, но это довольно трудно установить. На том же рисунке (рис. 103, в) изображен интрузивный массив, который в условиях складчатой деформации вмещающих пород оказался неспособным к пластической деформации и подвергся расколам. Такая дислокация видна, конечно, яснее и легче анализируется.

Однако, если разрывное смещение проявляется внутри интрузивного массива, определить его амплитуду и направление смещения довольно сложно. Для этого следует найти место, где данный разрыв смещает внешний контур массива и проникает во вмещающие породы.

В некоторой мере изучению деформаций интрузивного массива может помочь исследование их внутренней структуры.

Известно, что в процессе тектонических деформаций первичная внутренняя структура интрузивных массивов изменяется.

Под влиянием давления и движений, происходящих в породе, меняются форма и расположение зерен, частично видоизменяется их состав. Совокупность этих явлений называется дислокационным метаморфизмом.

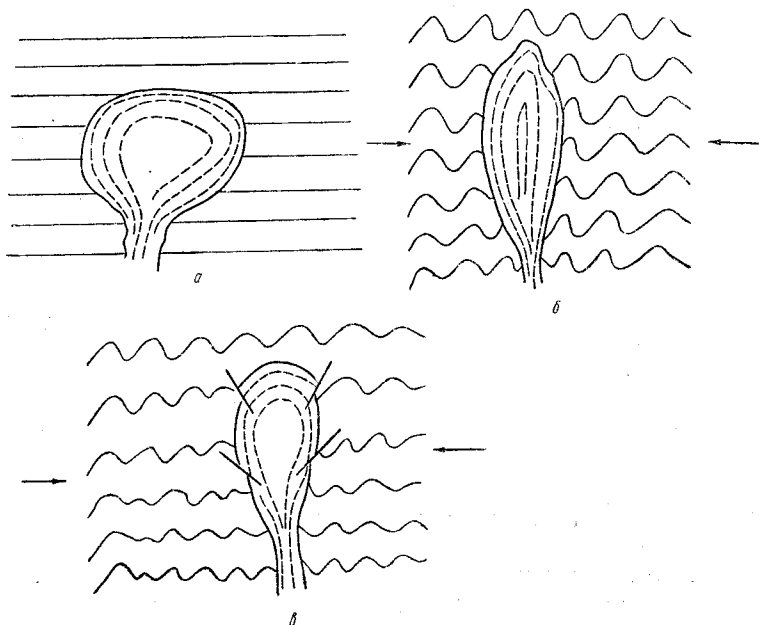


Рис. 103. Деформация интрузивного массива среди осадочных слоистых горных пород:

*а*—интрузия среди ненарушенных отложений; *б*—та же интрузия, подвергнутая сжатию во время складкообразования в слоистых вмещающих породах; *в*—интрузия, испытывавшая разрывы в тех же условиях

Вторичная внутренняя структура магматических тел, выраженная в линейной, плоскостной или линейно-плоскостной ориентировке кристаллов, в общем виде имеет тот же характер, что и первичная. Поэтому при беглом ознакомлении можно легко спутать эти структуры. На помощь может прийти лишь более углубленное изучение внутренней структуры. При этом в первую очередь необходимо ясно представлять себе, каким образом механическое воздействие тектонических сил может повлиять на расположение кристаллов в породе.

Изменение расположения кристаллов может произойти по ряду причин. Во-первых, плоские или удлинённые кристаллы

могут повернуться и занять взаимно параллельное положение. Это происходит в том случае, если в процессе деформации в породе развиваются дифференцированные скольжения отдельных параллельных пластин. Из всего сказанного ранее ясно, что такое скольжение развивается в любой породе, в том числе и магматической (в случае пластической ее деформации), причем развивается оно по поверхностям максимальных касательных напряжений. Например, если пластовое тело магматической породы изгибается в складку, то благодаря скольжению слоев друг по другу это тело подвергается, кроме изгиба, деформации сдвига. Это может привести к возникновению в нем плоскостной внутренней структуры, лежащей в плоскости всего пластового тела. Наилучшие условия для образования такой структуры будут наблюдаться у краев тела, т. е. в его подошве и кровле.

Во-вторых, ориентировка кристаллов может произойти в результате их деформации тем способом, который был указан при изложении механизма образования кливажа течения. В этом случае плоскостная ориентировка кристаллов расположена нормально к направлению максимального сжатия. Если магматическое тело неправильной формы подвергнуто горизонтальному сжатию, то в силу указанного механизма оно приобретет плоскостную ориентировку, расположенную вертикально и по простиранию складчатости в окружающих слоистых толщах. Если складки наклонены, то обычно такая ориентировка, связанная с деформацией кристаллов, располагается параллельно осевым поверхностям складок.

Микроскопические исследования показывают, что при деформации сжатия многие кристаллы дробятся, а затем перекристаллизуются уже в новом направлении, отвечающем плану деформации.

В-третьих, ориентированное положение кристаллов создается путем одностороннего их роста в поле напряжений. В соответствии с так называемым правилом Рике, если кристалл, соприкасающийся с растворителем, подвергнут сжатию по некоторому направлению, то на гранях, находящихся под давлением, происходит растворение кристаллического вещества, которое затем переносится на боковые грани, не подвергнутые давлению, и там осаждается. Таким образом, размеры кристалла уменьшаются по оси сжатия и увеличиваются по оси растяжения, что и приводит к соответствующей ориентировке кристалла.

Две последние причины изменения расположения кристаллов приводят к одинаковому результату, и мы вправе, следовательно, различать только два основных способа (механизма) об-

разования вторичных ориентированных структур: путем поворота кристаллов, когда кристалл поворачивается параллельно поверхностям максимальных скальвающих напряжений, и путем деформации и перекристаллизации, когда кристаллы ориентируются перпендикулярно к оси максимального сжатия и в направлении оси максимального растяжения.

Во всех случаях отличием вторичной ориентированной структуры от первичной является то, что в ее облике сказыва-

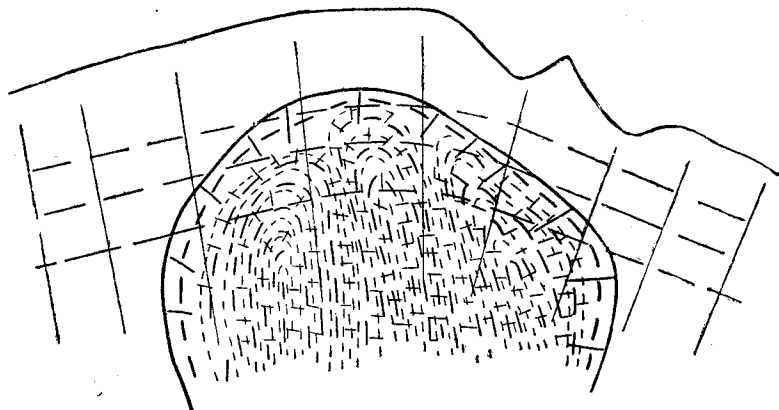


Рис. 104. Интрузивный массив, нарушенный внутренними и внешними (общими для него и вмещающих пород) трещинами. Короткие тонкие штрихи в массиве — ориентированная текстура; жирные штрихи в массиве — внутренние трещины; сплошные тонкие линии — внешние трещины отрыва, радиальные к изгибу слоев; длинные штрихи — «поверхностные» трещины, очерчивающие форму поднятия

вается теснейшая связь с деформациями в окружающих породах, поскольку она создается в процессе деформации, охватывающей массив магматических пород совместно с вмещающими породами. Так, например, плоскостная структура, обусловленная деформациями или перекристаллизацией, оказывается параллельной кливажу течения в окружающих смятых в складки слоистых породах. В противоположность этому первичная внутренняя структура интрузивных массивов в основном связана с механизмом формирования самого массива, а именно — с процессом движения еще жидкой или полужидкой магмы, заполнявшей данное пространство. Следовательно, изучение внутреннего строения массива в совокупности с изучением тектониче-

ской структуры окружающей среды является основой для определения природы наблюдаемой внутренней структуры.

Приблизительно то же самое можно сказать и по поводу трещин, наблюдаемых в интрузивных массивах. Выше уже говорилось о первичных трещинах в интрузивных массивах, которые обычно расположены в соответствии с внутренней линейной или плоскостной структурой. Когда подобный массив подвергается тектоническому воздействию, то согласно полю напряжений в нем образуются трещины отрыва и трещины скалывания, которые тесно связаны с системами аналогичных трещин, возникших в процессе той же деформации в окружающих породах. На рис. 104 изображен интрузивный массив, находящийся в ядре пологого сводового поднятия. В массиве можно наблюдать обычный комплекс первичных трещин, но, кроме того, наблюдаются трещины, расположенные радиально по отношению ко всему сводовому поднятию и рассекающие как сам массив, так и вмещающие породы. По своему характеру это типичные трещины изгиба, возникшие в результате явления отрыва. Совершенно очевидно, что подобные трещины являются вторичными тектоническими трещинами, возникшими в процессе общей деформации интрузивного массива и вмещающих пород.

Мы рассмотрели некоторые особенности дислокаций пород магматического происхождения под влиянием внешних тектонических сил, причем роль этих пород в данных случаях была пассивной.

Однако магма может выступать и в активной роли: в процессе своего движения в земной коре она воздействует механически на вмещающие породы и вызывает в них те или иные деформации. Во многих случаях механическое воздействие магмы на окружающие породы сходно с воздействием на вмещающие породы соли или гипса, образующих диапировое ядро. Лакколиты, магматические диапиры, штоки при своем внедрении приподнимают вышележащие слои, изгибают их куполовидно, раздвигают в стороны. Нередко толщи, поднятые и изогнутые под напором интрузивной магмы, разрываются, и тогда их куполовидные вздутия усложняются разрывами, которые подчиняются тем же закономерностям, что и разрывы на диапировых куполах. Иногда магма прорывает кровлю и выходит наружу, образуя смешанные магматические тела, частично интрузивные, частично эффузивные.

Несколько особняком стоят дислокации, связанные с процессами, развивающимися в очагах действующих вулканов. Выбросы больших объемов лавы и газов из недр вулкана приводят в некоторых случаях к оседанию значительных участков

земной поверхности. Так образуются кальдеры, имеющие иногда десятки километров в диаметре. С чисто тектонической точки зрения такие кальдеры представляют собой круглые грабены, окруженные сбросами (рис. 105).



Рис. 105. Образование кальдеры. Черное — лава

## 27. ДИСЛОКАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Большинство метаморфических пород образовалось в результате изменения осадочных пород. В соответствии с этим в метаморфических породах обычно сохраняются признаки слоистости, и нередко настолько хорошие, что в этих породах можно различить, например, ритмическую слоистость, косую слоистость, знаки ряби и другие особенности, указывающие на физико-географические условия отложения исходных осадочных пород.

Метаморфические толщи крайне редко обнаруживают спокойное залегание, хотя следует отметить, что за последнее время стало известно несколько случаев почти горизонтального залегания метаморфических пород на обширных площадях. Как правило, метаморфические породы оказываются интенсивно дислоцированными.

Дислокации метаморфических толщ носят несколько специфический характер. Для метаморфических пород типично проявление признаков чрезвычайно большой пластичности или даже, лучше сказать, текучести в процессе деформации. Складки, развитые в метаморфических свитах, в большинстве случаев бывают очень сложными и состоят из складчатых изгибов многих порядков, наложенных друг на друга. Крылья крупных складок обычно осложняются более мелкими, а эти в свою очередь еще более мелкими складками и так вплоть до так называемой плейчатости, т. е. до складочек размером в сантимет-

ры и десятки сантиметров. При этом наблюдается повсеместная резко выраженная дисгармония, связанная с неравномерным течением материала слоев, с изменением первичной их мощности, с выжиманием материала из одних мест и нагнетанием в другие. Создается впечатление, по-видимому, отвечающее действительности, что во время деформирования материал метаморфических пород находился в столь текучем состоянии, что он реагировал на напряжения крайне неравномерным течением. В то же время большая текучесть материала обусловила почти полное отсутствие крупных разрывных дислокаций. Небольшие разрывные дислокации, правда, имеются, но они быстро переходят во все стороны в пластические деформации. Если метаморфические толщи рассечены крупными тектоническими разрывами, то всегда можно установить, что это — последующие разрывы, которые образовались много позже в совершенно иных тектонических условиях и не связаны с дислокациями, наблюдаемыми в самой метаморфической толще. Так, например, на Балтийском и Канадском щитах; сложенных докембрийскими породами, крупные региональные разрывы имеют третичный возраст и не зависят от докембрийских дислокаций. Некоторые из этих разломов связаны, по-видимому, с молодым сводообразным воздыманием этих щитов.

Для метаморфических толщ архея весьма характерно отсутствие крупных линейных складок. Основой строения этих толщ являются большие купола округлой, овальной или неправильной формы, достигающие нескольких десятков километров в диаметре. В ядре таких куполов часто залегает батолит или интрузивное гнейсовое тело, которое облекается на крыльях круто залегающими метаморфическими и кристаллическими сланцами. Крылья больших куполов осложнены складками разных порядков, которые простираются в большинстве случаев радиально по отношению к куполу и характеризуются крайне крутым, вплоть до вертикального, залеганием шарниров. Здесь же наблюдаются и опрокинутые шарниры с образованием ложных синклиналей и антиклиналей (рис. 106).

Можно предполагать, что большие купола в архейских толщах образовались под непосредственным влиянием гранитных интрузий, которые, внедряясь, приподняли покрывающие породы. Покрывающие слои, отгибаясь вверх вплоть до вертикального положения, оказывались в условиях сдавливания, направленного нормально к слоям, поскольку они были зажаты в промежутках между поднимающими их интрузиями. Это сдавливание происходило, естественно, неравномерно, и благодаря тому, что в одних местах оно было больше, а в других меньше, оно вызывало послойное движение материала, выжимаемого

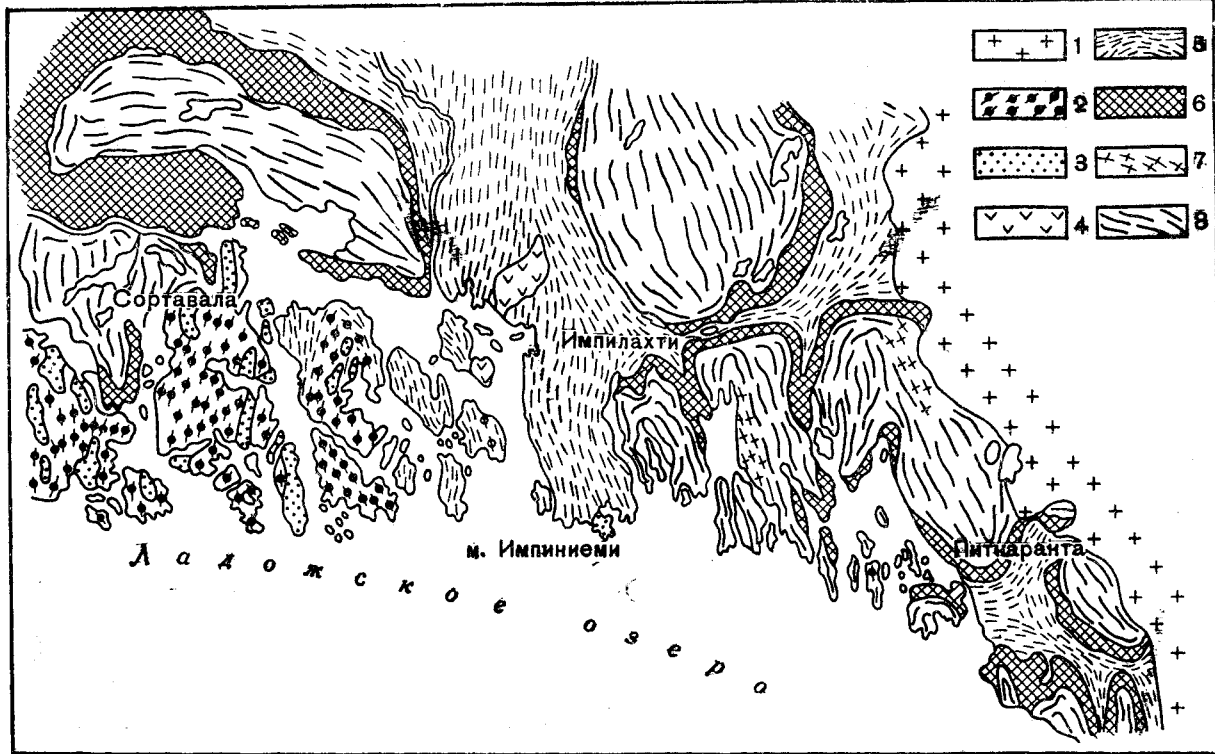


Рис. 106. Типичное строение архейских толщ. Гнейсовые купола, окаймленные метаморфическими сланцами:

1 — нотийские граниты рапакиви; постладожский комплекс; 2 — мигматиты; 3 — граниты, гранодиориты, диориты; 4 — габбро-диориты; ладожская формация; 5 — диорито-гранатовые, диорито-кварцевые сланцы и кварциты; 6 — роговообманковые сланцы, амфиболиты, нижнеархейский <http://elgarassinec.com>-граниты; 8 — мигматизированные гнейсы, образующие купола (по Эскола)

из одних мест и нагнетаемого в другие. В этой обстановке и образовывались мелкие складки с крутыми шарнирами, как результат местного скупивания материала и его «набегания» в процессе послойного перемещения. Вместе с тем широко развивались явления разлинзования, разделения менее пластичных слоев (или даек и пластовых интрузий) на блоки, а также другие признаки расплющивания слоев.

Неотъемлемой особенностью внутренней структуры метаморфических толщ является сланцеватость, под которой понимается плоскостная ориентированная структура, параллельная слоистости. В сильно метаморфизованных толщах не наблюдаются ни кливаж течения, секущей слои, ни кливаж раскола. Все плоские кристаллы располагаются в них параллельно слоям и своими изгибами участвуют в образовании повсеместно присутствующих мелких складок и плейчатости. Плоскостная ориентированность сопровождается нередко и линейной, при этом длинные кристаллы вытягиваются обычно по простиранию складок.

Причиной послойной сланцеватости является, очевидно, то, что в метаморфических толщах благодаря их текучести при деформациях происходит главным образом послойное перераспределение материала. Течение его идет параллельно слоям и внутри них, а наличие различий в скорости движения материала на разных уровнях в пределах слоя и тем более между слоями приводит к повороту плоских кристаллов параллельно слоям.

В некоторых метаморфических толщах наблюдается региональный катаклиз — всеобщее раздробление зерен породы, охватывающее свиты больших мощностей и на больших площадях.

Изучением ориентированных структур в магматических и метаморфических породах занимается петротектоника, называемая также петроструктурным анализом.

Задача петротектонического изучения пород — установить преобладающую ориентировку минералов, выяснить степень их раздробленности и найти объяснение наблюдаемой текстуре. Изучение формы и расположения зерен производится, как уже говорилось выше, с помощью поляризационного микроскопа, снабженного столиком Федорова, позволяющим определять положение в пространстве оптических осей кристаллов.

Преобладающая ориентировка минералов устанавливается статистически. Известно, что в процессе тектонической деформации образуется новая текстура, однако далеко не все минералы и далеко не в равной мере приобретают новое по-

ложение. Одни его достигают раньше, другие позже. Поэтому всегда наряду с минералами, которые уже достигли нового положения, имеются минералы, которые его еще не достигли. В этих условиях регистрация положения единичных кристаллов может дать лишь случайные результаты. Вот почему необходимо регистрировать положение как можно большего числа кристаллов (сотен и даже тысяч их), чтобы в результате последующей статистической обработки получить наиболее правильную картину преобладающих ориентировок.

В областях интенсивного проявления магматической деятельности и глубокого метаморфизма развиты кратко упомянутые ранее смешанные породы — мигматиты. Последние иногда имеют существенное структурное значение. Мигматит состоит из двух основных компонентов: из исходной породы, которая сохраняется либо в виде тонких слоев, либо в виде более или менее разрозненных, различной величины и различной степени сохранности обломков, и заполняющего пространство между последними магматического материала, представленного кварцем, полевыми шпатами, гранитоидами, пегматитами или гранито-гнейсами.

В зависимости от размера и расположения остатков исходных пород от относительного количества последних и магматического материала выделяют несколько разновидностей мигматитов.

Послойные мигматиты образуются в результате проникновения (или образования внутри вмещающих пород путем их частичного плавления) пегматитовой, аплитовой или гранитной магмы в виде тонких прослоев между пластинами сильно метаморфизованной породы осадочного происхождения, но обычно превращенной в гнейсы или кристаллические сланцы. Условия залегания метаморфической толщи при этом несколько не нарушаются.

Ветвистые мигматиты представляют собой результат внедрения магматического материала во вмещающую породу по более или менее сложной сети ветвящихся путей (трещин и трещинок), пересекающих слои в различных направлениях, но местами совпадающих с ориентировкой напластования (рис. 107).

Агматиты представляют собой следующую стадию поглощения породы магматическим веществом. В этом случае исходная метаморфическая порода сохраняется в виде отдельных, полностью разъединенных, иногда очень крупных, иногда мелких глыб, которые как бы плавают в магматическом материале. Особенно эффектны агматиты, исходные породы которых представлены темноцветными основными раз-

ностями (например, амфиболитами), включенными в форме глыб в гранито-гнейсовый, аплитовый или гранитоидный цемент (рис. 108). Здесь возможно наблюдать любую степень разъединения глыб: от их почти полного соприкосновения до очень большого удаления друг от друга. В расположении

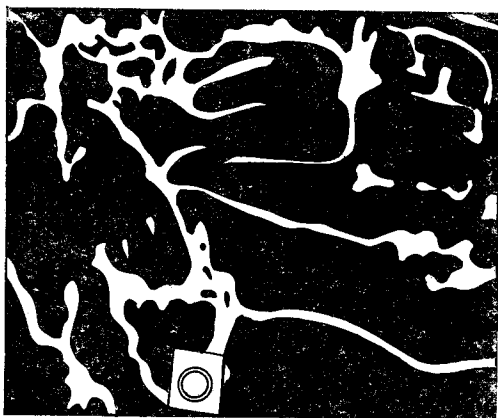


Рис. 107. Ветвистый мигматит

глыб и их форме нередко наблюдаются некоторые правильности. Так, например, их расположение может в некоторой мере отвечать бывшей слоистости исходных пород. В этом случае можно бывает подметить признаки того, что разъединение глыб первоначально было связано с разделением некоторых слоев на блоки или линзы. В других случаях параллельное положение удлинённых глыб плоской ориентированной текстуре магматической породы указывает на поворот глыб в соответствии с движением магматического материала. Плоскоориентированные текстуры магматического материала часто «обтекают» контуры глыб.

«Туманные», или «теньевые», мигматиты образуются в последнюю стадию поглощения исходной породы магматическим материалом. Различие в мигматите между исходной породой и магматическим проникающим материалом почти полностью исчезает. Глыбы исходной породы видны, но контуры их крайне неясны, и они как бы наполовину «растворены» в гранитной магме. Нередко эти глыбы видны лишь на выветрелой поверхности мигматита (благодаря неравномерному разрушению), но в свежем изломе они не заметны. Дальнейшее уси-

ление процесса магматического воздействия ведет к переходу мигматита в гранито-гнейс или в гранит.

Интересным образованием, наблюдаемым в метаморфических свитах и мигматитах, являются так называемые птигматиты, или птигматитовые жилы, которые представляют собой чрезвычайно извилистые жилки гранит-аплита, пегматита или кварца, толщиной обычно в несколько сантиметров с извилинами длиной в десятки сантиметров, пересекающие слои и сланцеватость в любых направлениях (рис. 109). Происхождение извилин птигматитовых жил не вполне ясно. В тех случаях, когда та-

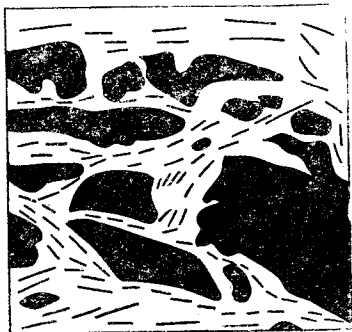


Рис. 108. Агматит

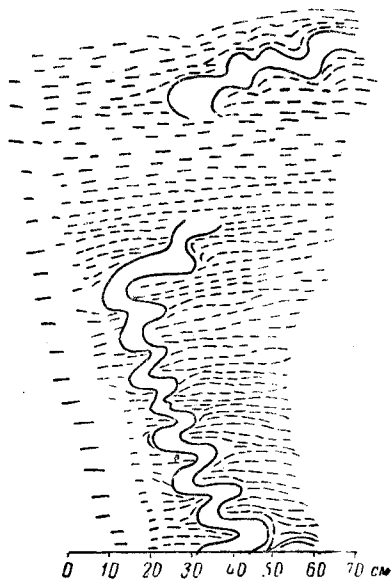


Рис. 109. Птигматитовая жила

кие жилы пересекают сланцеватость, можно предположить, что они первоначально были плоскими, представляя собой заполнение трещин. Извилины же их получились в результате неравномерного скольжения отдельных пластин пород по поверхности сланцеватости.

Важную проблему представляет собой также вопрос о влиянии тектонических напряжений на физико-химическую миграцию вещества в земной коре. Широко наблюдается, например, такое явление, как заполнение открывающихся в породе трещин отрыва кальцитом или кварцем. Поскольку такие трещины, часто очень небольшого размера, являются замкнутыми со всех сторон, совершенно очевидно, что вещество, за-

полнившее трещину, могло выделиться только из окружающих пород. Следовательно, резкое понижение давления, в связи с образованием полости, приводит к избирательному «высасыванию» некоторых веществ из вмещающих пород, т. е. в малом масштабе происходит процесс дифференциации вещества земной коры с разделением на вещества разного состава.

Было замечено также, что там, где в процессе метаморфизма или в процессе образования и застывания интрузии происходило наибольшее сдвиговое (в механическом смысле) смещение (при скольжении одной части толщи по другой), максимально сосредоточивался аплитовый и кварцевый материал.

Несомненно, что явления сжатия и растяжения в земной коре заметно влияют на характер процессов, развивающихся в магматических очагах. Прежде всего они оказывают влияние на процессы дифференциации магматического материала, ассимиляции им окружающих пород, а также на механизм внедрения.

Весь цикл этих последних вопросов выходит за пределы задач собственно структурной геологии, и мы упомянули о нем здесь только для того, чтобы привлечь к ним внимание тех геологов, которые занимаются изучением структуры магматических и метаморфических пород.

---

## СОЧЕТАНИЯ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Структурные формы различных типов никогда не встречаются разрозненно, в единичных проявлениях. Они всегда так или иначе сочетаются друг с другом, причем их взаимоотношения подчиняются закономерностям, выяснение которых составляет одну из важнейших задач геотектоники.

Сочетания структурных форм возникают в разных условиях и определяются различными причинами.

Так, например, в одном случае эти сочетания могут быть обусловлены исторической последовательностью образования структурных форм. Это означает, что определенный участок мог претерпеть дислокации неоднократно, и образующиеся здесь различные формы залегания горных пород могли, таким образом, накладываться друг на друга. Это — историческое сочетание структурных форм.

В другом случае на одной и той же стадии структурного развития, в одинаковых в общем физических условиях, могли возникать различные структурные формы, что обусловлено как неоднородностями среды и деформации, так и закономерным переходом одной формы дислокации в другую в процессе единого движения земной коры (например, переход пластической деформации в вязкий разрыв). Таким образом, одновременно или непосредственно друг за другом в процессе единой деформации могли образовываться крупные и мелкие складки, складки и разрывы и т. п. Это — механическое сочетание структурных форм.

Наконец, сочетание структурных форм может проявляться в региональном плане. Существуют закономерности размещения различных структурных форм и их комплексов на поверхности Земли, определяемые общими закономерностями развития земной коры. Это — региональное сочетание структурных форм. Ниже мы остановимся на некоторых примерах упомянутых сочетаний структурных форм.

## 28. ИСТОРИЧЕСКОЕ СОЧЕТАНИЕ

Историческое сочетание структурных форм лучше всего проявляется в несогласном залегании и стратиграфических перерывах. Когда слои осадочных горных пород пластуются параллельно и между ними нет признаков сколько-нибудь длительного перерыва в осадконакоплении, то такое залегание пород называется согласным. Оно свидетельствует о том, что в области накопления осадочных толщ происходило непрерывное прогибание земной коры.

Если же накопление слоев осадочных горных пород было прервано поднятием земной коры, после которого прогибание коры и накопление возобновились, то между слоями, отложившимися до поднятия, и слоями, образовавшимися после того, как поднятие сменилось новым прогибанием, наблюдается перерыв в осадконакоплении или стратиграфический перерыв. Длительность последнего может быть весьма различной. В одних случаях в связи с перерывом из разреза выпадают целые геологические системы или ярусы, в других случаях они настолько кратковременны, что длительность их не может быть установлена палеонтологическим методом: облик организмов за время перерыва не успел заметно измениться. Такой перерыв устанавливается только по признакам размыва внутри осадочной толщи. Этими признаками могут явиться неровная поверхность подвергшейся размыву части пород, конгломераты с гальками непосредственно подстилающих пород и некоторые другие. Такие кратковременные перерывы в осадконакоплении, выраженные только в строении осадочной толщи, но не фиксируемые палеонтологическим методом, называются обычно внутриформационными перерывами. Они указывают на то, что прогибание земной коры во время накопления данной толщи время от времени прерывалось коротким поднятием.

Если во время поднятия и перерыва слои не изменили своего залегания и остались горизонтальными, то вновь образующиеся после перерыва слои оказываются лежащими параллельно тем слоям, которые образовались до перерыва, поскольку и эти более поздние слои образуются в горизонтальном положении. Такое взаимоотношение слоев называется параллельным несогласием (рис. 110).

Оно противопоставляется угловому несогласию, которое возникает в том случае, когда во время перерыва в осадконакоплении слои, ранее образовавшиеся, успели изменить свое залегание, приобретя тот или иной наклон или будучи смяты в складки (рис. 111). Ясно, что для возникновения углового несогласия необходима последовательность следующих явле-

ний: а) накопление нижнего комплекса слоев в горизонтальном положении; б) смятие этих слоев в складки; в) поднятие земной коры; г) размыв, в результате которого образовавшиеся складки частично разрушаются и дневная поверхность

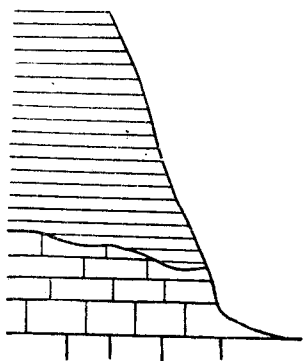


Рис. 110. Параллельное несогласие

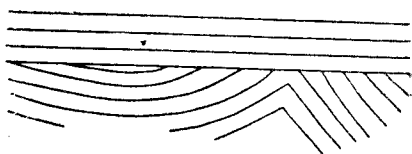


Рис. 111. Угловое несогласие

смятых в складки слоев становится близкой к горизонтальной; д) опускание земной коры, в процессе которого накапливается верхний комплекс горизонтально лежащих слоев.

Угловое несогласие может быть охарактеризовано углом несогласия, под которым понимается угол между падением слоев в нижней толще и падением поверхности несогласия, т. е. подошвы покрывающего комплекса. Для одной и той же поверхности несогласия этот угол может меняться от места к месту в очень широких пределах.

На рис. 111 видно, что угол несогласия больше над замком антиклинали нижнего комплекса и уменьшается над синклиналями. Над осью синклинали он может вообще сойти на нет, и тогда здесь наблюдается кажущееся согласие в залегании слоев, или то, что выше было названо параллельным несогласием. Впрочем, если антиклинали в нижнем комплексе имеют широкие своды, такое же уменьшение угла несогласия может наблюдаться и над осями антиклиналей. Угол несогласия остается тогда максимальным над крыльями складок в нижнем комплексе.

Если угловое несогласие связано не только с изменением угла падения слоев, но и с изменением их простирания, то такое несогласие называется азимутальным.

В некоторых случаях, особенно на платформах, угол несогласия настолько мал, что непосредственно в обнажениях его заметить невозможно. Несогласие выявляется лишь путем прослеживания контактов свит на больших площадях. При этом обнаруживается, что подошва некоей свиты постепенно,

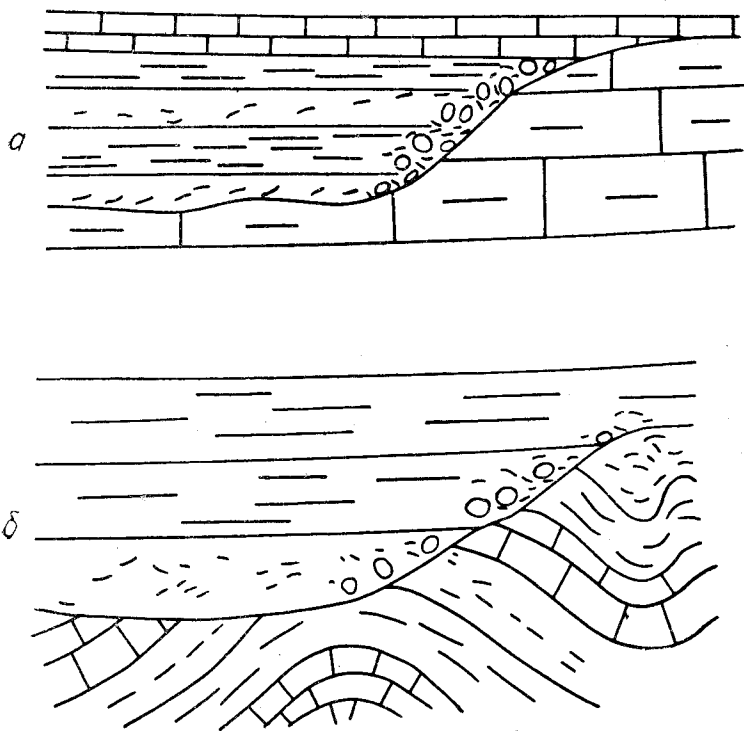


Рис. 112. Прилегание: *a* — параллельное и *б* — несогласное

на протяжении многих десятков и даже сотен километров, срезает нижележащие свиты, приходя в соприкосновение то с более древними, то с более молодыми из них. Такие несогласия с крайне малыми углами называются географическими.

Поверхность несогласия чаще всего бывает сглажена. Но в некоторых случаях она оказывается неровной, расчлененной, сохраняющей некоторые остатки древнего рельефа, образовавшегося в эпоху размыва. Такие неровности обычно имеют ничтожные размеры: метры, значительно реже десятки метров в высоту.

Отложение осадков на неровной поверхности характеризуется рядом особенностей. При пологих очертаниях неровностей древнего рельефа может возникнуть плащеобразное облегание, когда мощность нижних слоев верхней свиты меняется в соответствии с неровностями поверхности несогласия, уменьшаясь над выпуклостями и увеличиваясь во впадинах. При более резких очертаниях рельефа возникает

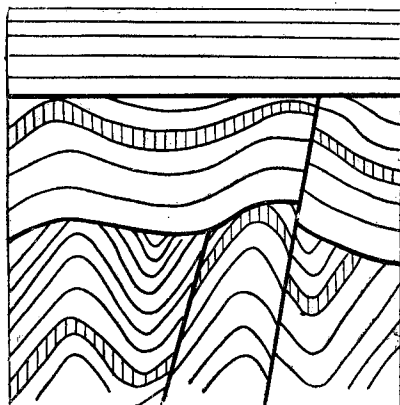


Рис. 113. Двойное угловое несогласие. Тектонические разрывы двух генераций

так называемое прилегание. Различают параллельное и несогласное прилегание (рис. 112).

Угловое несогласие, изображенное на рис. 111, является однократным. Верхняя толща, отложившаяся после перерыва, уже не была дислоцирована и сохранила свое горизонтальное залегание. Однако угловые несогласия могут повторяться в вертикальном разрезе многократно, отвечая повторным поднятиям и дислокациям. В разрезе, изображенном на рис. 113, видно, что слои второго снизу комплекса осадков, отложившиеся несогласно на дислоцированном нижнем комплексе, сами после своего отложения были смяты в пологие складки. Последующее поднятие привело к образованию новой поверхности несогласия, выше которой отложился третий комплекс слоев, оставшийся горизонтальным.

На разрезе видны также тектонические разрывы двух генераций: один из них затронул нижний комплекс, но образовался до отложения второго комплекса; второй разрыв обра-

зовался после отложения двух комплексов, но до накопления третьего комплекса осадков.

Повторяющиеся несколько раз в разрезе угловые несогласия разделяют разрез на структурные ярусы, отличающиеся друг от друга степенью и характером дислокаций.

На рис. 113 видно, что нижний комплекс отложений смят в складки сильнее, чем второй комплекс. Отчасти это может быть связано с тем, что складкообразование после накопления

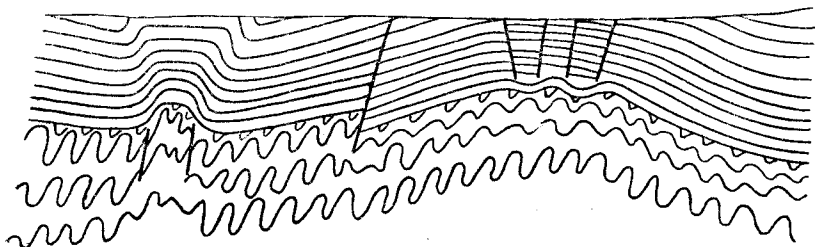


Рис. 114. Два структурных этажа с различными типами дислокации

нижнего комплекса было более интенсивным, чем после образования второго комплекса. Но главное значение имеет то обстоятельство, что нижний комплекс подвергался смятию дважды: после накопления его собственных слоев и после накопления второго комплекса, одновременно со смятием этого последнего, который сминался один раз.

Нередко наблюдается, что складчатые формы ниже и выше поверхности углового несогласия различны по своему типу. Например, в нижнем комплексе могут наблюдаться полные складки, тогда как в верхнем развиты только прерывистые, или же в нем проявляются только пологие синеклизы и антеклизы (рис. 114). Отсюда следует, что описание какой-либо формы залегания горных пород всегда относится не ко всему разрезу земной коры в целом, а лишь к некоторой более или менее ограниченной толще, выше и ниже которой структурные формы могут быть иными.

Приведенные примеры показывают, что наиболее «чистые», сохранившие свой первичный облик структурные формы встречаются в тех толщах, которые были дислоцированы один раз. При повторных дислокациях в некоторых (более глубоко расположенных) толщах происходит наложение последующих дислокаций на предыдущие.

При этом облик структурных форм может меняться весьма значительно. Например, на рис. 115 изображены две толщи,

разделенные угловым несогласием. Когда верхний комплекс слоев начал накапливаться, его подошва, являющаяся одновременно поверхностью несогласия, находилась в горизонтальном положении. Приведа ее сейчас мысленно в такое положение, мы обнаружим, что в то время, т. е. к началу накопления верхнего комплекса, антиклинального перегиба в нижнем комплексе еще не существовало: в правой части разреза слои нижнего комплекса были наклонены вправо, а в левой

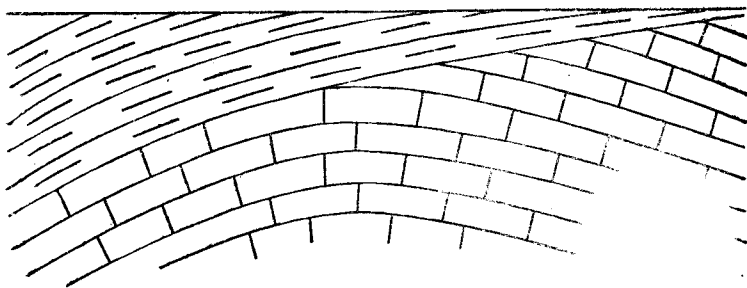


Рис. 115. Разрез, свидетельствующий об образовании антиклинальной складки в нижнем комплексе в два этапа

части они залегали горизонтально. Таким образом, в то время нижний комплекс залегал не в форме антиклинали, а в форме флексуры. И только позже, уже после накопления верхнего комплекса, слои нижнего комплекса были дислоцированы еще раз; при этом левая часть этого комплекса приобрела наклон влево. Мы видим, следовательно, что антиклиналь в нижнем комплексе образовалась не сразу, а в два приема и крылья ее неравноценны: правое крыло образовалось раньше левого.

Из этого примера виден также тот прием, которым обычно пользуются для восстановления истории тектонического развития той или иной области, в которой наблюдаются угловые несогласия. Этот прием состоит в последовательном мысленном или графическом приведении поверхностей угловых несогласий в горизонтальное положение. Вместе с тем мы восстанавливаем ту структуру, которая существовала к началу накопления следующего, лежащего выше несогласия комплекса отложений.

Если, например, на рис. 113 мы приведем в горизонтальное положение поверхность первого снизу несогласия, то получим структуру, существовавшую к началу отложения второго снизу комплекса отложений. «Выпрямление» этой поверхности

несогласия потребует некоторого выполаживания складок в нижнем комплексе, так как углы несогласия между слоями нижнего и второго комплексов должны сохраниться. Таким образом, будет установлено, что к началу отложения второго комплекса складки в нижнем комплексе были более пологими, чем сейчас. Они стали круче после того, как нижний комплекс был еще раз дислоцирован вместе со вторым комплексом.

Из рассмотрения рис. 114 следует, что общие понижения и повышения уровня складок в нижнем комплексе на протяжении разреза создались вместе с дислокациями верхнего комплекса и не существовали до отложения последнего.

При подобных операциях требуется учитывать также наличие и возраст тектонических разрывов. Например, восстанавливая картину структуры к началу образования второго снизу комплекса отложений (см. рис. 113), мы должны принять во внимание, что правый разрыв тогда еще не существовал, так как он образовался уже после накопления второго комплекса отложений, который им пересекается с той же амплитудой смещения, что и в нижнем комплексе. Однако, если бы амплитуда смещения по этому разрыву в нижнем комплексе была бы больше, чем в верхнем, то можно было бы заключить, что разрыв развивался в два приема: первоначально он образовался в нижнем комплексе и обладал меньшей, чем сейчас, амплитудой; позже, после отложения второго комплекса осадков, он был «оживлен», распространился во второй комплекс и по нему еще раз произошло смещение, амплитуда которого в чистом виде видна в этом втором комплексе, а в нижнем комплексе она суммировалась с амплитудой первого движения по тому же разрыву.

## 29. МЕХАНИЧЕСКОЕ СОЧЕТАНИЕ

Примеры механического сочетания структурных форм могут быть весьма многочисленны. Например, складчатые изгибы слоев часто сочетаются с разлинзованием некоторых из них. Складчатость и разлинзование, как мы знаем, механически связаны между собой и представляют закономерное сочетание структурных форм.

Выше, на рис. 89, был изображен сброс, переходящий в некоторых пачках слоев во флексуру. Из того что говорилось о сбросах и флексурах, ясно, что эти две дислокации закономерно механически связаны между собой: флексура по мере своего развития постепенно переходит в разрывную дислокацию.

На рис. 116 изображены более сложные случаи сочетания как складок разных порядков, так и разрывов разного масштаба. Все эти дислокации образовались совместно, в едином

процессе деформации, и были обусловлены неоднородностью среды. Они выражены в наложении друг на друга складок и разрывов различных порядков.

Механическое сочетание структурных форм подчиняется важнейшей закономерности, выраженной в том, что участвующие в этом сочетании формы объединены своей «попутностью» и представляют собой разные проявления деформаций

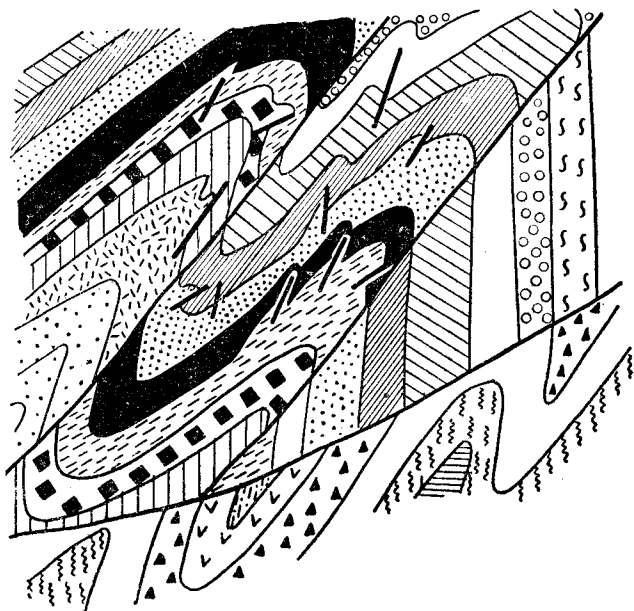


Рис. 116. Пример механического сочетания структурных форм: складки и связанные с ними надвиги разных порядков

единого плана, развивающие или дополняющие друг друга. Выявление принципа «попутности» чрезвычайно важно для установления того, действительно ли мы имеем в данном случае механическое сочетание структурных форм, образованных в процессе единой деформации, или же эта комбинация форм является только исторической, когда структурные формы различного типа возникали в различной, изменявшейся с течением времени обстановке.

Приведем некоторые дополнительные примеры. Процесс формирования выгибов и прогибов, связанных с вертикальными дифференцированными поднятиями и опусканиями зем-

ной коры, закономерно сопровождается в местах более резких контрастов в этих движениях образованием флексур, которые затем могут переходить в разрывы типа сбросов или взбросов. Последние образуются, естественно, при особенно большой амплитуде выгибания или прогибания. Вот почему, например, широкое развитие получило сочетание сводовых поднятий и депрессий со сбросами и взбросами. В этих случаях движения по сбросам и взбросам дополняют и развивают изгибание земной коры вверх или вниз, что позволяет считать эти дислокации попутными. Подобные же сочетания пластических изгибов земной коры с разрывами могут наблюдаться и в связи с образованием прерывистых складок и особенно в связи со складками сундучной формы, где краевые флексуры часто переходят в сбросы и взбросы.

При образовании местных выгибов или других поднятий слоев земной коры (антеклиз, сводовых поднятий, прерывистых складок) наблюдаются и иные сочетания между пластическим изгибом и разрывами. Известно, что при образовании любого местного изгиба земной коры вверх происходит растяжение, которое может привести к возникновению нормальных сбросов и оседанию преимущественно сводовой части поднятия. По отношению к изгибу слоев, понимаемому геометрически, эти сбросы являются встречными, так как они приводят к обратному опусканию участка поднятой области. Но с механической точки зрения они являются попутными, так как отвечают тем условиям растяжения, которые господствуют в изогнутых слоях.

На рис. 94 было изображено сочетание полной складчатости с чешуйчатыми надвигами. Здесь также наблюдается полная механическая гармония: надвиги продолжают и развивают ту деформацию, которая первоначально была выражена в складках, т. е. деформацию горизонтального сжатия.

Рассмотрение структуры, изображенной на рис. 117, приводит к несколько иным заключениям. Здесь складчатая структура, подобная предыдущей, хотя и сочетается с чешуйчатыми надвигами, однако она, кроме того, нарушена серией нормальных сбросов. Очевидно, что эти сбросы не находятся в механическом «попутном» сочетании со складками и надвигами, так как последние отражают режим сжатия, а сбросы, наоборот, связаны с условиями растяжения. Отсюда возникает предположение, что тектонические условия в этом районе менялись: сначала было сжатие, приведшее к образованию складок и надвигов, а позже оно уступило место растяжению, которое обусловило возникновение нормальных сбросов.

Правильное понимание механического сочетания структур-

ных форм позволяет избегать ошибок при региональных геологических исследованиях. Например, наблюдая в области развития прерывистой складчатости выход на поверхность тектонических разрывов, угол падения сместителя которых не виден, естественно предположить, что эти разрывы являются сбросами и взбросами, но не надвигами, так как последние механически не сочетаются со складками прерывистого типа, которые образуются действием вертикальных тектонических сил. Точно так же, вряд ли можно предположить, что в своде

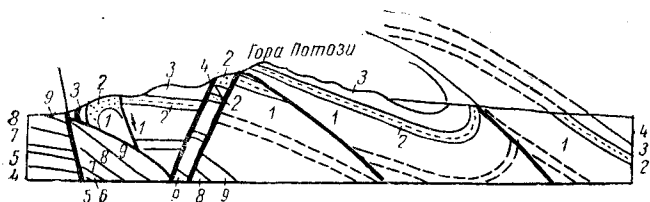


Рис. 117. Профиль, показывающий случай последующего нарушения складок и надвигов сбросами (толстые линии):  
 1 — верхний кембрий — девон; 2 — девон; 3—6—карбон;  
 7—8 — триас; 9 — юра

сундучной складки глыбового происхождения встретятся дополнительные лежащие складки с перевернутым залеганием слоев.

Приведенные примеры позволяют несколько уточнить наше представление о природе механического сочетания структурных форм, а именно дислокации, находящиеся между собой в механическом сочетании, не обязательно возникают одновременно. Более того, они, вероятно, почти всегда образуются не одновременно, а сменяют друг друга во времени. Однако важным является то, что они связаны с развитием непрерывной единой деформации, отражающей единый механический режим в земной коре: например, со сжатием или с растяжением, или с выгибанием ее и т. п. В противоположность механическому сочетанию под историческим сочетанием понимаются структурные формы, возникшие последовательно и вместе с тем в разных механических условиях или с существенным перерывом в развитии деформаций (что выражается обычно в виде углового несогласия).

### 30. РЕГИОНАЛЬНОЕ СОЧЕТАНИЕ

Региональное сочетание структурных форм является как бы высшей степенью структурных закономерностей. Оно отра-

жает наиболее общие и принципиальные закономерности развития тектонических движений земной коры. В полном объеме этот вопрос рассматривается в геотектонике, и здесь мы только коснемся его.

Установлено, что существует закономерность, выраженная в разделении земной поверхности на участки с разной интенсивностью и разным характером тектонических движений. Выделяются главным образом две категории таких участков или областей: платформы и геосинклинали. На платформах тектонические движения развиваются спокойно, обладают малой интенсивностью, тогда как тектоническая жизнь земной коры в геосинклиналях отличается крайней напряженностью. Точно так же и магматические процессы протекают значительно более активно и являются более разнообразными в геосинклиналях, чем в пределах платформ.

В соответствии со сказанным в структуре платформ и геосинклиналей имеются существенные различия.

На платформах слои залегают преимущественно очень спокойно. На больших пространствах они лежат почти горизонтально. Их спокойное залегание нарушается пологими и обширными выгибаниями антеклиз и столь же пологими и обширными прогибами синеклиз. Несколько большее нарушение спокойного залегания пород вносят прерывистые складки, широко развитые на платформах, имеющие главным образом глыбовое происхождение. Чаще всего они являются отраженными глыбовыми складками, выраженными в виде очень пологих куполов и валов, а иногда значительно более резкими по форме сундучными складками большой амплитуды с крутыми крыльями. Последние чаще всего располагаются изолированно среди платформ.

В некоторых местах на платформах встречаются и складки нагнетания, главным образом соляные диапировые купола, обязанные своим происхождением процессу гравитационного всплывания соли.

Разрывные дислокации встречаются на платформах или в форме сбросов, или отчасти взбросов, которые связаны с поднятием антеклиз или прерывистыми складками. Они приурочены к этим поднятиям и отражают либо их поднятие, либо растяжение на их сводах.

Полная складчатость для платформы не характерна. Не встречаются здесь также и большие интрузии (батолиты). Лишь кое-где на платформах распространены малые интрузии (трещинные, штоки), а также пластовые интрузии. Но все это в небольшом количестве. Эффузивные излияния на некоторых платформах довольно обильны, но относятся преим-

ественно к трещинным излияниям и при этом имеют крайне однообразный базальтовый состав (плато-базальты, или трапы).

Строение геосинклиналей совершенно иное. Благодаря интенсивным и контрастным волнообразным колебательным движениям земной коры геосинклиналь всегда разделяется на высокие сводовые поднятия и глубокие депрессии, амплитуды поднятия и прогибания которых достигают многих километров (до 12—15 км). Однако поднятия и депрессии не сохраняются в «чистом виде»: они всегда осложнены

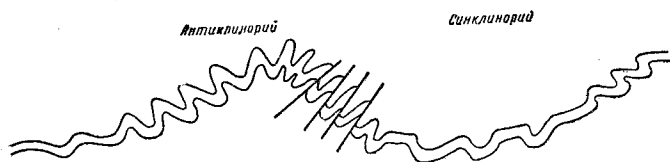


Рис. 118. Идеализированная схема характера залегания пород на антиклинории и в синклинории

интенсивной складчатостью, которая на поднятиях бывает преимущественно полной, а в депрессиях большей частью промежуточной (гребневидной и сундучной) и отчасти прерывистой, но значительно более интенсивной, чем на платформах.

Сводовые поднятия, усложненные покрывающей их складчатостью слоев, называются антиклинориями. Депрессии, осложненные складчатостью, носят название синклинориев. Таким образом, структура геосинклинали разделяется на антиклинории и синклинории.

Антиклинории и синклинории имеют, как и все сводовые поднятия и депрессии, удлиненную овальную форму и протяжение во много сотен километров. По простиранию они в обе стороны «замыкаются» периклинально и центриклинально и заканчиваются. Примером антиклинория может служить Главный Кавказский хребет, примером синклинория — примыкающая к нему с юга Куринско-Рионская депрессия. Полные складки на антиклинориях, как правило, веерообразно опрокинуты от оси антиклинория в сторону соседних синклинориев и комбинируются часто с надвигами, положение и направление движения по которым отвечает наклону складок (рис. 118).

В связи с тем что слои в геосинклинали повсеместно смяты в складки, ее называют также складчатой зоной или склад-

чатой областью. В настоящее время в тех случаях, когда речь идет о строении геосинклинали, употребляют преимущественно термин «складчатая зона», или область, а собственно термином геосинклиналь обозначают характер развития земной коры, т. е. совокупность интенсивных тектонических и магматических процессов (геосинклинальный тип развития). По-

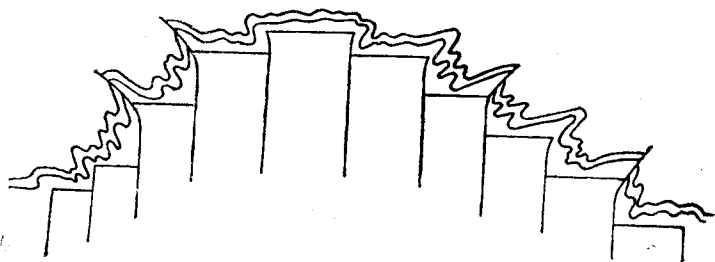


Рис. 119. Идеализированная схема строения антиклинория, разделенного на ступенчатые блоки

скольку здесь речь идет в основном о структуре, мы перейдем от термина «геосинклиналь» к термину «складчатая зона».

Антиклинории, помимо складчатости и чешуйчатых надвигов, бывают нарушены преимущественно продольными, а

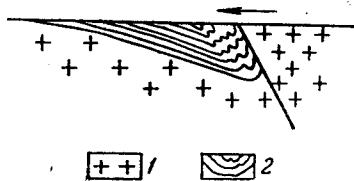


Рис. 120. Схема зоны смятия в палеозойских отложениях Центрального Казахстана (по Ю. А. Зайцеву): 1 — фундамент; 2 — осадочные палеозойские породы

иногда диагональными и поперечными попутными разрывами типа сбросов или взбросов, которые придают антиклинориям ступенчатое строение. Такие ступени, образованные продольными сбросами, лучше всего выражены в поперечном разре-

зе через антиклинорий (рис. 119). Поперечные разрывы, развитые обычно на периклиналях, придают ступенчатость погружениям антиклинория и в его продольном разрезе.

Антиклинории могут быть нарушены и сбросами иных систем, которые не находятся в механическом сочетании с выгибанием земной коры, а разделяют антиклинории на глыбы, смещенные в вертикальном направлении друг относительно друга.

Складчатость, развитая на крыльях антиклинория, обычно покрывает их неравномерно, обнаруживая местные усиления и ослабления. Вдоль только что упомянутых разрывов, разделяющих крыло антиклиналя на ступени, под уступами относительно приподнятых блоков, часто наблюдается особенно интенсивная и сложная складчатость. Такие зоны интенсивной складчатости называются зонами смятия (рис. 120).

К крыльям антиклинория часто приурочены гравитационные шариажи, спускающиеся в соседние синклинории.

Структура синклинориев всегда значительно спокойнее, чем антиклинориев. Как указывалось, в синклинориях обычно развита промежуточная и прерывистая складчатость.

Складчатые зоны являются средоточием большого количества крупных и мелких магматических проявлений. Последние почти исключительно сконцентрированы в антиклинориях. Только складчатым зонам присущи батолиты — огромные массивы гранитов, приуроченные, как правило, к осевым частям антиклинориев. Здесь же развиты трещинные интрузии, а также пластовые интрузивные залежи. Если первые секут в различных направлениях батолиты и окружающие их смятые в складки слоистые толщи, то вторые залегают среди слоев и вместе с ними смяты в складки. Кроме того, здесь же наблюдаются и проявления эффузивного магматизма. Часть древних лавовых покровов залегают, подобно пластовым интрузиям, среди слоев осадочных толщ, и смяты в складки, другая же часть образует лавовые потоки, спокойно и несогласно залегающие поверх складчатых толщ.

С магматическими проявлениями тесно связано широкое развитие метаморфизма, который охватывает многие толщи пород антиклинория.

Характер магматических проявлений в нижней части крыльев антиклинориев и в синклинориях иной. Интенсивность магматизма здесь значительно меньше: преимущественно встречаются «малые» интрузии (штоки, лакколиты) и трещинные внедрения. Впрочем, в синклинориях магматические проявления часто полностью отсутствуют.

Сопоставление строения различных областей указывает

на необходимость выделения среди региональных структурных комплексов не только платформенного и геосинклинального, но еще и промежуточного комплекса, отличающегося меньшей сложностью, чем типично геосинклинальный, и большей сложностью, чем типично платформенный комплекс. Области, характеризующиеся промежуточными, полугеосинклинальными и полуплатформенными структурными условиями, носят название парагеосинклиналей. Складчатость в их пределах имеет промежуточный характер, магматическая деятельность выражена, как правило, «малыми» интрузиями и небольшим числом эффузивных излияний.

Выше упоминалось, что синклинии в складчатых зонах имеют уже в значительной степени промежуточный структурный режим. Промежуточные условия наблюдаются также на периклиналях антиклинорий (в областях их погружения и окончания). Примером этого являются северо-западное и юго-восточное погружения Главного Кавказского хребта, где развита промежуточная, главным образом гребневидная, складчатость, сменяющая полную складчатость центральных частей хребта. В свою очередь эта складчатость на периферии переходит в прерывистую (преимущественно диапировую) складчатость Таманского полуострова на северо-западе и Апшеронского полуострова на юго-востоке.

Типичными промежуточными зонами являются так называемые передовые прогибы. Последние закономерно, почти повсеместно, располагаются между складчатыми зонами и платформами. Они представляют собой глубокие (мощность накопившихся в них отложений достигает 4—5 км) тектонические депрессии. Строение их асимметрично: крыло внутреннее, примыкающее к ближайшему антиклинорию складчатой зоны, круче, а крыло платформенное — шире и положе. Крылья передового прогиба нередко нарушены ступенчатыми сбросами и флексурами. Со стороны складчатой зоны в передовой прогиб частично проникает полная складчатость, которая в пределах прогиба по направлению к платформе сменяется складчатостью промежуточной, переходящей далее в прерывистую. Промежуточная складчатость является наиболее характерной для передовых прогибов. Здесь же широко развиты и диапировые соляные купола. Магматические проявления крайне редки и представлены, если они есть, «малыми» и трещинными интрузиями.

Выше мы охарактеризовали антиклинории как сводовые поднятия, осложненные складчатостью. С этой точки зрения интересно наличие в природе таких выгибов земной коры, которые как бы наполовину являются простыми сводовыми под-



комплекса региональным угловым несогласием и характеризуются иной структурой, в которой антиклинории и синклинории размещены иначе.

Для Русской платформы единый структурный этаж образуют породы от рифейской системы внизу до третичных пород вверху, которые принадлежат к огромному интервалу времени от начала палеозоя до геологической современности. Именно в этом комплексе пород наблюдаются те антеклизы и синеклизы, а также весьма разнообразные прерывистые складки, которые в совокупности образуют платформенную структуру. Ниже залегает докембрийский комплекс, имеющий совершенно иной характер. Это — кристаллические и сильно метаморфизованные породы (интенсивно дислоцированные), которые отвечают совершенно иной стадии развития земной коры. Эта стадия предшествовала платформенной стадии и в общем может быть охарактеризована как геосинклинальная. Такое двухъярусное строение характерно для всех без исключения платформ: их верхний ярус — платформенный, со структурными формами, типичными для платформы, с резким несогласием залегает на нижнем сильно дислоцированном и метаморфизованном более древнем ярусе, носящем обычно наименование складчатого фундамента платформы.

Все вопросы регионального сочетания структурных форм, затронутые в этой главе, более полно рассматриваются и обосновываются в соответствующих курсах геотектоники. Последняя устанавливает ряд исторических закономерностей в развитии тектонических движений, что только и позволяет понять закономерности, наблюдаемые в региональном размещении структурных форм.

## НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДИСЛОКАЦИИ

Различные экзогенные процессы нередко приводят к местному нарушению залегания горных пород, расположенных на небольшой глубине. Изучение влияния этих явлений и процессов необходимо прежде всего для того, чтобы случайно не принять нетектонические дислокации за тектонические и избежать ошибок в трактовке тектонического строения изучаемого района. В самом деле, геологическая документация знает немало серьезных ошибок такого рода, возникших в результате игнорирования некоторых поверхностных причин дислокаций горных пород. Особенно часто такие ошибки появляются при работе в плохо обнаженных областях. Ниже нами будут кратко рассмотрены главнейшие нетектонические факторы и процессы, вызывающие нарушение залегания пород.

### 31. НЕРАВНОМЕРНОЕ УПЛОТНЕНИЕ

Незначительные дислокации осадочных горных пород в виде очень пологих куполовидных и валообразных поднятий и разделяющих их столь же пологих мульд могут быть вызваны неравномерным уплотнением осадков под собственной тяжестью. Известно, что некоторые осадки, в процессе своего преобразования в горную породу, значительно уплотняются, частично теряя при этом содержащуюся в них первоначальную воду. Это относится главным образом к глинам. Только что осадившийся ил содержит воды от 70 до 90% по объему; слежавшаяся глина сохраняет только 30% воды. Пески и известняки испытывают уплотнение в значительно меньшей степени.

Если глина отложилась на неровном рельефе, образованном твердыми, несжимаемыми породами, и поверхность ее была выровнена движением воды, то в результате последующего уплотнения поверхность глинистой толщи осядет над прогибами фундамента в большей мере, чем над его выступами. Соз-

дадутся быстро выполаживающиеся вверх «складки», отвечающие неровностям фундамента (рис. 122). Независимо от поверхности фундамента такие же «складки уплотнения» могут образоваться в результате присутствия в толще глин изолированных линз более твердых пород — песчаников, известняков и т. п. В этом случае уплотнение приведет к большему оседанию слоев глин в пространствах между линзами, в то время как над самими линзами возникнут выпуклости слоев.

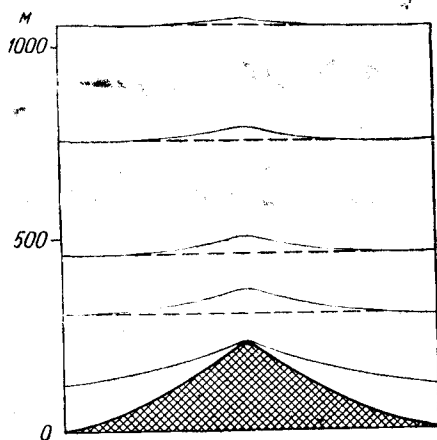


Рис. 122. Неравномерное уплотнение глин над выступом жесткого фундамента. Штриховка — фундамент; тонкие линии — положение поверхностей в глинистой толще (раньше бывших горизонтальными) после уплотнения

Вот почему вполне допустимо предположение, что некоторые крайне пологие выгибы и прогибы слоев на платформах там, где разрез сложен преимущественно глинами, могут образовываться подобным способом. Складки уплотнения интересны с точки зрения нефтяной геологии, так как они способствуют миграции и накоплению нефти и газа. Однако в целом складки этого происхождения не играют большой роли в строении платформы: не подлежит сомнению, что складчатая структура последних определяется прежде всего тектоническими дислокациями, принадлежащими к разряду идиоморфных складок.

Неравномерное уплотнение мягких осадочных пород (глин) с соответствующим изгибанием слоев может быть вызвано

также неравномерной тяжестью вышележащих пород. Так, например, нередко глины образуют «мульду уплотнения» под локальной тяжестью залегающего на них изолированного рифового массива коралловых известняков.

### **32. ИЗМЕНЕНИЕ ОБЪЕМА ПОРОД В РЕЗУЛЬТАТЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Известно, что ангидрит, подвергшийся действию подземных вод, переходит в гипс с увеличением объема на 60%. Одно время полагали, что этим процессом можно объяснить образование диапировых куполов с гипсовыми ядрами. Предполагалось также, что и другие породы (в частности, соли) в условиях близости к поверхности, меняя свой объем при перекристаллизации, могут вызвать существенные нарушения в залегании окружающих пород.

Однако было выяснено, что реакция перехода ангидрита в гипс в геологической обстановке происходит на глубине не более 150 м под поверхностью земли. На этой глубине значительные массы ангидрита оказываются (обычно в результате подъема их в процессе образования диапировых ядер) под влиянием тех причин, которые были рассмотрены выше. Таким образом, увеличение объема породы является только дополнительным фактором, способствующим подъему поверхности диапирового ядра, но не определяющим его.

Если ангидрит залегал среди прослоев других пород, например глин, то в результате увеличения объема при переходе в гипс слои ангидрита оказываются смятыми в мелкие складки или разбиты трещинами и превращены в брекчии. Наблюдается также раздробление и превращение в брекчию прослоев твердых пород (например, известняка), залегающих между слоями гидратирующегося ангидрита.

### **33. ОБЛЕКАНИЕ**

В первой главе этой книги было указано, что первоначально слои осадочных горных пород залегают, как правило, горизонтально. Однако там же были указаны и некоторые исключения из этого правила. К этому вопросу мы возвращались при рассмотрении вопроса о несогласиях. В отдельных случаях, подчиняясь неровностям рельефа поверхности осадения, осадки образуют наклонные, изогнутые вверх и вниз слои. Такие первичные изгибы слоев имеют всегда малый размах и ограничиваются пачками небольшой мощности; вверх по разрезу эти изгибы быстро выравниваются, однако с их наличием все же следует считаться.

На рис. 1 изображено такое первично наклонное залегание слоев на склонах нижнекаменноугольного рифового известнякового массива.

Явление облекания было установлено, кроме того, на некоторых очень пологих идиоморфных складках (куполах) в восточных районах Русской платформы. На рисунке 123 видно, что залегающая почти горизонтально серия слоев среднего

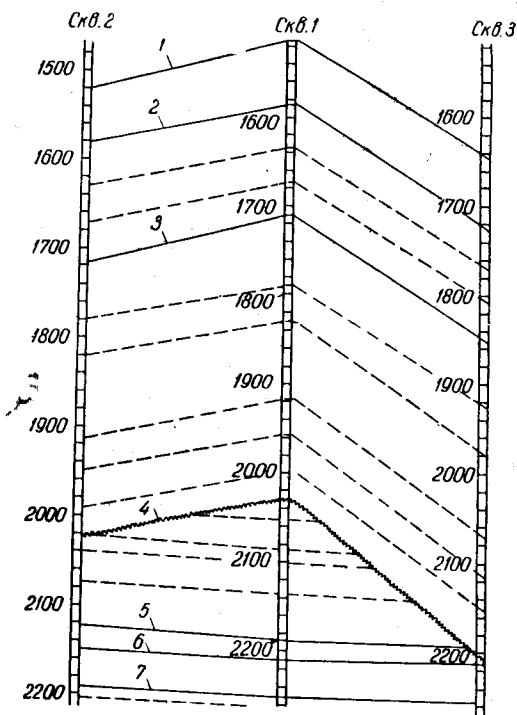


Рис. 123. Складка облекания. Лобановская площадь Волго-Уральской области (по Л. Н. Розанову). Кровля: 1 — угленосного горизонта; 2 — турнейского яруса; 3 — девона; 4 — поверхности пород франского яруса; 5 — доманика; 6 — пашийских слоев; 7 — живетского яруса

девона и франского яруса была размыта. Образовался асимметричный холм, параллельно поверхности которого отложились осадки фаменского яруса и нижнего карбона. Таким образом, куполовидное залегание верхней части девона и ниж-

него карбона вызвано, судя по этим данным, не тектоническими движениями, а облеканием погребенного рельефа. Следует, однако, иметь в виду, что на рисунке сильно преувеличен вертикальный масштаб по отношению к горизонтальному. Расстояние между скважинами 2 и 3 превышает 4 км, тогда как размах погребенного рельефа исчисляется всего несколькими десятками метров.

#### 34. ВЫЖИМАНИЕ ПОД НЕРАВНОМЕРНОЙ ТЯЖЕСТЬЮ

Выше, при рассмотрении условий образования складок нагнетания, мы отводили ведущую роль процессу движения пластичных пород под действием неравномерной тяжести вышележащих отложений.

Аналогичные процессы происходят и вблизи поверхности земли и в таких небольших масштабах, которые затрудняют отнесение их к разряду тектонических явлений. Однако граница между собственно тектоническими и нетектоническими процессами этого рода, как легко понять, не является четкой.

В Японии, близ одного вулкана, на глинистую почву падает большое количество вулканических бомб и пепла. В результате неравномерного нагромождения этих пирокластических продуктов вулканической деятельности глины выжимаются вверх в тех местах, где нагрузка меньше, образуя небольшие поверхностные складки нагнетания или глиняные диапиры.

Неоднократно отмечалось также выпучивание пластичных глинистых пород на дне речных долин в результате выжимания их из-под высокого берега, породы которого создают повышенную нагрузку на толщу глин (этот процесс в более общем виде нами рассматривался в связи со складками нагнетания). Однако и здесь отнесение того или другого конкретного случая к числу тектонических или нетектонических процессов является условным и определяется масштабом явления и тем, насколько оно влияет в целом на тектонику данного района. Движение в сторону долины и выпучивание ограничивается пластичной серией и не затрагивает лежащие глубже породы.

К этому же разряду явлений относится образование так называемых нептунических даек. Последние представляют собой внедрения пластичных пород (глин, влажного песка или пльвуна) в трещины, рассекающие вышележащие породы. После отвердения получают тела, по форме сходные с дайками, но образованные осадочным материалом. Обычно такое внедрение происходит под тяжестью пород кровли. Известны нептунические дайки в Среднем Поволжье, образованные внедрением насыщенных водой датских песков в трещины среди нижнесызранских опок.

### 35. ВЫВЕТРИВАНИЕ

В процессе физического выветривания горные породы, выходящие на дневную поверхность, подвергаются растрескиванию. Чем дальше идет процесс выветривания, тем больше становится количество трещин, а образовавшиеся трещины расширяются. Первые трещины, раскрывающиеся при выветривании, являются первичными трещинами, образовавшимися в породе независимо от выветривания как «общие трещины» или как трещины тектонические. В свежей породе эти трещины не обладают зиянием, плотно закрыты и не всегда хорошо заметны. Выветривание приводит к раскрытию трещин. Более того, в процессе дальнейшего выветривания, когда образуются все новые трещины, последние имеют простирание и падение, аналогичное тем же системам трещин, которые существуют в свежей породе, но где они являются далеко не столь частыми. Таким образом, в свежей породе помимо видимых трещин существуют параллельные им, как бы потенциальные трещины или ослабленные направления, которые проявляются при образовании трещин выветривания. Это, однако, не является абсолютным правилом и при выветривании возникают также трещины и иных направлений.

### 36. ЗАГИБЫ СЛОЕВ ПО СКЛОНАМ

Эта разновидность нетектонических дислокаций представляет особый интерес, так как недостаточно внимательное отношение к ней неоднократно приводило геологов к крупным ошибкам. Загиб слоев по склонам наблюдается главным образом в горных областях с крутыми высокими склонами долин и преимущественно в относительно мягких породах: глинах и глинистых сланцах. Однако это явление встречается в меньшем масштабе и в отдельных небольших оврагах и в породах более твердых (в песчаниках, известняках).

Описываемое явление состоит в том, что головы слоев, срезаемые склоном, загибаются в зоне выветривания вниз по склону под влиянием силы тяжести, вызывающей медленное сползание делювия вниз. В связи с этим нарушается коренное залегание и меняется не только угол падения, но часто и направление падения слоев (рис. 124).

В районах развития глин и глинистых сланцев в горах это явление иногда наблюдается повсеместно, что вынуждает геолога к крайней осторожности: прежде чем произвести замер залегания в подобных местах, необходимо тщательно убедиться в том, что залегание является коренным, а не ложным. В таких районах единственно надежными являются замеры

залегания пород, обнажающихся в тальвеге, на дне ущелий, в русле ручьев, т. е. там, где сползание делювия не могло еще сказаться.

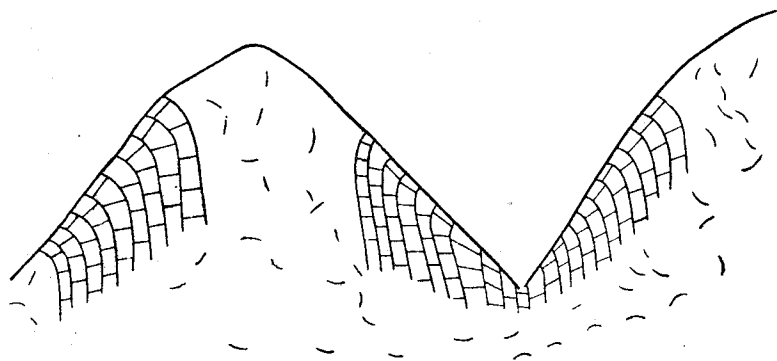


Рис. 124. Загиб слоев по склону под влиянием сползающих масс делювия

### 37. КАРСТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

Под влиянием карстовых процессов происходит образование пустот (пещер) в толщах известняков, доломитов, гипсов, солей, в связи с чем часто происходит оседание или обрушение кровли, сопровождающееся нарушением залегания пород последней. Образующиеся при этом карстовые провалы или воронки с течением времени заполняются обломками окружающих пород и возникает карстовая брекчия. Такие массивы (трубы, воронки) карстовых брекчий встречаются нередко в ископаемом состоянии в известняках, принадлежащих давним геологическим периодам. В брекчиях могут сохраниться очень крупные обломки известняка и даже глыбы, включающие целые пачки слоев, которые могут создать впечатление коренного залегания.

По краям провалов и воронок иногда отмечается флексурообразный загиб слоев вниз.

### 38. ОПОЛЗНИ И ОБВАЛЫ

Оползни представляют собой весьма деятельный фактор образования нетектонических дислокаций как на дне моря, так и на суше. О подводных оползнях уже упоминалось в первой главе. Оползневые процессы иногда происходят почти одновременно с осадконакоплением, захватывая еще не слежавшийся и не отвердевший материал, иногда же, судя по об-

лику вовлеченных в движение обломков, можно заключить, что оползанию подверглись уже отвердевшие слои породы (например, твердые известняки, которые в процессе движения ломались на куски).

Возникновение подводных оползней в илистых слоях, насыщенных водой, возможно, по-видимому, при ничтожных уклонах, не превышающих 1—2°. Широко распространены подводные оползни, захватившие пачки слоев в несколько метров мощности на площади в сотни или тысячи квадратных метров. Встречаются признаки подводных оползней, захвативших породы в сотни метров мощностью на площади в тысячи квадратных километров.

При оползании мягкие породы мнутся в мелкие неправильные складки, а более твердые дробятся, превращаясь в оползневую брекчию. Эти явления, выраженные в большом масштабе, неоднократно ошибочно считались надвигами и шарияжами со сложным повторением стратиграфических свит, причем иногда устанавливались даже новые фазы складчатости и угловые несогласия там, где ничего этого на самом деле не существовало.

Для оползневых явлений характерна их приуроченность к некоторой определенной пачке слоев, выше и ниже которой эти явления отсутствуют. Существенным является также крайняя неправильность дислокаций, связанных с оползнями.

Признаки подводных оползней наблюдаются главным образом в геосинклиналях. Они приурочены там преимущественно к определенным стратиграфическим горизонтам, а это позволяет считать, что некоторые эпохи были более благоприятны для развития подводных оползней, чем другие. Следует предполагать, что таким благоприятным обстоятельством развития оползневых процессов является увеличение уклонов дна, которое могло быть следствием повышения контрастности колебательных движений, приводивших к усилению гипсометрического различия между областями поднятия и размыва и областями прогибания и накопления. Большое значение в развитии подводных оползней имели также землетрясения, которые, встряхивая осадки, вызывали их смещение. Оба эти фактора, содействующие появлению подводных оползней, приурочены преимущественно к местам и эпохам усиления тектонической активности, выраженной главным образом в увеличении контрастности колебательных движений. С этой точки зрения изучение следов подводных оползней представляет определенный тектонический интерес.

Разновидностью подводных оползней является перемещение вниз по пологому илистому дну под влиянием силы тяже-

сти крупных глыб и целых утесов твердых пород (главным образом известняков). В результате такого скольжения по скользкому глинистому дну глыбы пород могут быть удалены от места своего коренного залегания на десятки километров.

Таково, например, происхождение так называемых «Дибрарских утесов» в пределах юго-восточного Кавказа — огромных (в сотни метров) утесов известняка верхней юры, залегающих среди глин барремского возраста. Эти утесы отламывались от известняковых обрывов, возвышающихся над барремским морем, и затем скользили по наклонному дну на 20—30 км. Для осуществления такого далекого перемещения отдельных глыб не всегда было необходимо одновременное наличие соответствующего уклона дна на всем пути от обрыва до места захоронения утеса под последующими осадками. Перемещение могло совершаться постепенно, отдельными толчками, по мере того как в данном месте на некоторое время возникал необходимый уклон. Скольжению глыб должны были способствовать также в большой степени и землетрясения.

Естественно, что выяснение направления движения подводного оползня и времени его развития представляет существенный тектонический интерес.

Наземные оползни широко развиты в глинистых породах на склонах речных долин, на берегах озер и морей, в оврагах. Оползание может захватывать площади в несколько квадратных километров и может быть выражено в перемещении пород на сотни метров и даже на несколько километров вниз по склону. Толща пород, приходящая в движение, обычно невелика по толщине и имеет мощность, как правило, не больше нескольких десятков метров. Смещение происходит по кривой поверхности — крутой в верхней части оползня и выполаживающейся книзу.

Наземным оползням сопутствуют как разрывы, так и складки. В верхней части оползня происходит растяжение и там возникают разрывы, аналогичные сбросам растяжения. В нижней части оползня, где его движение встречает сопротивление со стороны неровностей рельефа, происходит сжатие пород и образование мелких складок и надвигов.

В результате обвалов образуются брекчии, состоящие из угловатых обломков обрушившихся пород. Таково, вероятно, происхождение брекчии из обломков девонских известняков, залегающей среди меловых отложений в Алтайском хребте. Брекчия эта неслоиста и несортирована. Мощность ее местами превышает 150 м.

### 39. ДЕЙСТВИЕ ЛЕДНИКОВ И ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

Четвертичные ледники, покрывавшие значительную площадь Европы и Америки и, в частности, большую область в пределах Европейской части СССР, при своем движении оказывали давление на те породы, по которым они перемещались. В результате, в этих породах кое-где образовались складки и надвиги.

Такие гляциодислокации известны, например, в окрестностях Ленинграда. Очень интенсивные дислокации в виде складок и надвигов наблюдаются близ города Киева на Днепре.

Характерным для дислокаций этого типа является то, что они захватывают только поверхностные породы, распространяясь на глубину не более нескольких десятков метров, а также то, что в них участвуют большей частью древнечетвертичные отложения.

Чаще, чем складки, встречаются передвинутые ледником отдельные крупные глыбы пород. Если такие глыбы велики по размеру, они могут производить впечатление коренного выхода, а их нарушенное ледником залегание — коренного залегания. Так, например, у северной оконечности Полистовско-Ловатского вала, где породы залегают совершенно спокойно, имеется выход силурийских известняков, поставленных на голову и образующих обрывы высотой до 26 м. Бурение вскрыло под известняками морену, а ниже — коренной разрез девонских отложений.

Своеобразные нетектонические дислокации возникают в районах вечной мерзлоты. Замерзание воды, проникающей в таких районах по трещинам в почву или выходящей снизу в источниках, приводит к увеличению объема. В результате на поверхности образуются вспучивания почвы в виде бугров и холмов. Внутри таких холмов под изогнутой в виде купола почвой можно обнаружить массы льда, по своей форме напоминающие лакколлиты. В связи с этим подобные образования иногда называются гидролакколлитами. Давление замерзающей под почвой воды может привести к взрыву такого гидролакколита, или мерзлотного бугра, и выбросу из-под почвы воды, глыб льда и грязи.

При неравномерном оттаивании вечной мерзлоты на поверхности наблюдаются просадки почвы, напоминающие карстовые явления. Иногда при замерзании воды в трещинах коренных пород последние под давлением расширяющегося льда могут смяться на небольшой площади в мелкие складки.

1. Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
2. Апродов В. А. Геологическое картирование. Госгеолиздат, 1952.
3. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.
4. Белоусов В. В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования. Труды Геофизического института АН СССР, № 17 (144), 1952.
5. Биллингс М. П. Структурная геология. Изд-во Иностран. лит-ры, 1949.
6. Буялов Н. И. Структурная и полевая геология. Гостопиздат, 2 изд., 1956.
7. Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. Гостопиздат, т. 1, 1958.
8. Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолиздат, 1956.
9. де Ситтер Л. У. Структурная геология. Изд-во Иностран. лит-ры, 1960.
10. Хиллс Е. Очерки структурной геологии. Изд-во Иностран. лит-ры, 1954.

## ЛИТЕРАТУРА

Введение	3
<b>Глава I. Первичные формы залегания горных пород</b>	<b>7</b>
Общие замечания	7
1. Первичные формы залегания осадочных горных пород	8
Слой как форма залегания	8
Первичное внутреннее строение осадочных пород	10
Сочетание слоев	12
Изменения литофаций и мощности отложений на площади	14
О причинах изменений мощности и литофаций отложений	16
Массивное залегание осадочных пород	17
2. Первичные формы залегания магматических горных пород	17
Эффузивные породы	17
Интрузивные породы	21
Согласные интрузии	21
Частично согласные интрузии	24
Секущие интрузии	25
Первичное внутреннее строение интрузий	29
3. О методах изучения первичных форм залегания магматических пород	34
<b>Глава II. Вторичные формы залегания горных пород. Общие сведения</b>	<b>36</b>
4. Причины нарушения первичного залегания горных пород	36
5. Основные типы нарушений (дислокаций)	37
6. Механизм деформаций	38
7. Механизм образования разрывов	49
<b>Глава III. Связные тектонические нарушения</b>	<b>59</b>
8. Моноклинали и флексуры	59
9. Выгибы и прогибы	61
10. Складки и их основные морфологические разновидности	65
11. Взаимоотношения между складками разных слоев	75
Диapiroвые складки	77
12. Складчатость, ее морфологические типы	80
13. О методах изучения складчатых дислокаций	85
<b>Глава IV. Некоторые вопросы механизма образования складок и их внутреннее строение</b>	<b>90</b>
14. Кинематическая классификация складок	90
15. Глыбовая складчатость	92
16. Складчатость общего смятия	97
17. Складчатость нагнетания	108

<b>Глава V. Разрывные тектонические нарушения. Морфология разрывных нарушений</b>	113
18. Трещины	113
19. Разрывные смещения	117
Раздвиг	117
Разрывы со скольжением	117
<b>Глава VI. Природные условия образования разрывных нарушений</b>	124
20. Образование трещин	124
Общие трещины	124
Тектонические трещины	126
21. Образование разрывных смещений	133
22. Кинематическая классификация разрывных нарушений	152
23. Глубинные разломы и основная делимость земной коры	153
24. Явления, сопровождающие разрывные нарушения	157
25. Методы изучения разрывных дислокаций	159
<b>Глава VII. Особенности дислокаций магматических и метаморфических пород</b>	163
26. Дислокации магматических пород	163
27. Дислокации метаморфических пород	169
<b>Глава VIII. Сочетания структурных форм</b>	177
28. Историческое сочетание	178
29. Механическое сочетание	184
30. Региональное сочетание	187
<b>Глава IX. Нетектонические дислокации</b>	195
31. Неравномерное уплотнение	195
32. Изменение объема пород в результате физико-химических процессов	197
33. Облекание	197
34. Выжимание под неравномерной тяжестью	199
35. Выветривание	200
36. Загибы слоев по склонам	200
37. Карстовые явления	201
38. Оползни и обвалы	201
39. Действие ледников и вечной мерзлоты	204
<b>Литература</b>	205

**Владимир Владимирович Белоусов**  
**СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ**

Редактор *Ионин А. С.*

Технический редактор *Георгиева Г. И.*

---

Сдано в набор 23/VII 1960 г.  
Подписано к печати 4/IV 1961 г.  
Л-35230 Формат 60×90<sup>1/16</sup> Печ. л. 13,0  
Учетно-изд. л. 12,24 Изд. № 1248  
Заказ 1026 Тираж 10 000 экз. Цена 50 коп.

---

Издательство Московского университета  
Москва, Ленинские горы  
Административный корпус  
Тип. изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы

## ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
75	6 сверху	внутри	внутри
119	12 сверху	(рис. 73, а).	(рис. 73, б).
119	13 сверху	(рис. 73, б).	(рис. 73, а).
120	16 снизу	аналогичным	аналогичных
131	Подпись к рисунку, строка вторая сверху	поперечных	продольных

Зак. 1026

