

М. П. Б И Л Д И Н Г С

СТРУКТУРНАЯ
ГЕОЛОГИЯ



STRUCTURAL
GEOLOGY

MARLAND P. HILLMAN

И*Л

Издательство
иностранной
литературы

*

STRUCTURAL GEOLOGY

by
MARLAND P. BILLINGS

New York, 1946

551.24
5-61

М. П. БИЛЛИНГС

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Перевод с английского
кандидата геолого-минералогических наук
Т. М. КАЙКОВОЙ

8597
9659

1949

Издательство
ИНОСТРАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА



ОТ РЕДАКЦИИ

Книга М. Биллингса является достаточно полной и современной работой по структурной геологии. Автор освещает в своей книге только местные структурные формы и главное внимание обращает на изложение принципов, методов и техники структурных исследований.

Основной предпосылкой автора являются данные из теории упругости и пластичности в применении к деформациям горных пород, и таким образом движения в земной коре рассматриваются с позиций прикладной механики. Подобный подход прогрессивен, так как использует материал точных наук. Именно в этом направлении сейчас работает ряд советских ученых.

В своем труде Биллингс не пользуется принципом развития, который широко применяется советскими геологами-тектонистами и кладется в основу анализа структур. Не освещаются в книге и большие проблемы генезиса движений в земной коре, вызывающих те или иные структурные явления. Автор стремится осветить только местные структурные формы.

Таким образом, книгу Биллингса нельзя назвать геотектоникой, хотя автор считает это наименование синонимом структурной геологии. Советские геологи понимают предмет геотектоники значительно шире, а структурная геология в их понимании — только один из разделов этой науки.

Весьма элементарно написана глава о геофизических методах в применении к структурной геологии. Материал, содержащийся в этой главе, излагается со значительно большей полнотой в ряде советских руководств по геофизическим дисциплинам. В связи с этим мы нашли возможным полностью исключить эту главу из текста настоящего перевода.

Работа Биллингса представляет, по нашему мнению, интерес для геологов-разведчиков и рудничных геологов. Краткое и ясное изложение материала на современной научной основе выгодно отличает эту книгу от других зарубежных изданий.

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

Предлагаемая книга посвящена в основном рассмотрению принципов, методики и техники структурных исследований. Структура определенных районов рассматривается лишь в виде иллюстрации. Автор намеренно воздерживается от трактовки гипотетических положений геотектоники, поскольку считает, что эти вопросы могут серьезно изучаться только геологами с широкой эрудицией во многих областях геологии.

Неопределенность некоторых критериев, употребляемых в структурной геологии, может смутить тех, кто ее изучает. Однако для читателя лучше вначале же отчетливо представить себе трудности структурной геологии и понять, что подобная дисциплина никогда не может быть изложена с математической точностью. Структурный геолог должен умело сравнивать и сопоставлять фактические данные.

Лабораторные упражнения, часть которых может быть сделана вне лаборатории, приведены в конце книги; они были проделаны самим автором. В настоящем виде они были постепенно подготовлены ассистентами Р. Кэпман, Дж. Б. Хадлей, Р. Р. Шрап и В. С. Уайт. Ассистент Г. Е. Моор составлял описательный текст к лабораторным задачам.

ГЛАВА I

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ПОЛОЖЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ СРЕДИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Структурная геология — это наука об архитектуре земли, поскольку она определяется движениями земли. Термины *тектоника* и *тектоническая геология* — синонимы структурной геологии. Движения, которые испытывают твердые породы, обусловлены силами, действующими внутри земли; в результате этих движений образуются складки, трещины, сбросы и кливаж. Движение магмы — также объект изучения структурной геологии, так как оно часто тесно связано со смещениями твердых масс.

Структурная геология тесно связана со многими другими геологическими науками, и разрешение ^{вместе} структурных вопросов в полевой работе часто является только одной фазой более широкого исследования. Без знания *стратиграфии* — отрасли геологии, рассматривающей последовательность отложения формаций, бесполезно пытаться изучать структуру складчатых и нарушенных сбросами осадочных формаций. *Палеонтология* — учение об окаменелостях — совершенно необходима для геолога-тектониста, работающего в районах развития пород, содержащих органические остатки. *Петрография*, которая включает в себе систематическое описание пород и учение об их происхождении, может пролить свет на историю структур изверженных, метаморфических и осадочных пород. Знание *геоморфологии* — учения о поверхности земли — особенно важно для геолога-тектониста, исследующего районы современной тектонической активности, где рельеф до некоторой степени является прямым выражением деформационной структуры. Даже в тех районах, где тектоническая деятельность давно прекратилась, геоморфология может дать геологу-тектонисту важные сведения. *Сейсмология* — учение о землетрясениях и распространении упругих волн в земле — дает наиболее достоверные сведения о глубоких недрах земли, лежащих ниже тонкого поверхностного слоя, доступного геологу. Значение *геофизики* — приложения физики к проблемам земли — возрастает все больше, так как геофизика не только дает более точные данные о физических свойствах

пород, но и очень важна в решении проблем локальных деформационных структур.

Из всего сказанного очевидно, что структурная геология тесно связана с другими отраслями геологии и в некоторых случаях — с другими науками. Таким образом, геолог-тектонист должен быть хорошо знаком с рядом соподчиненных дисциплин этих родственных областей. Тем не менее систематический обзор этих разделов знаний выходит за пределы данной книги.

РАЗДЕЛЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Структурную геологию можно расчленить на несколько разделов: 1) учение о взаимосвязи отдельных элементов локальных деформационных структур; 2) учение о структурных элементах, свойственных всему земному шару; 3) лабораторное изучение.

При изучении элементов локальных деформационных структур совершенно необходима полевая работа, и это отличает большинство разделов геологии от многих других наук. Геологи, работающие в поле, должны привыкать к условиям жизни на открытом воздухе, и многие способные люди терпят неудачи из-за отсутствия этого качества. Иногда полевая работа может быть источником удовольствий, иногда же она может сопровождаться большими лишениями. На рассвете, карабкаясь по альпийской тропинке, геолог может наблюдать неопишуемые красоты восхода солнца, когда поднимающиеся туманы и покрытые снегом вершины становятся алыми. Но в тот же день, работая на какой-нибудь предательской скале, он может испытывать неистовство летних бурь с градом и снегом. На другой год он может ехать верхом по тропинкам дикой местности штата Юта или прокладывать себе путь через заросли в горах Новой Англии, или плестись через пустыню Техаса в изнуряющей жаре солнечного дня.

Во всех разделах геологии и особенно в структурной геологии точное определение расположения обнажений для геолога крайне важно. Поэтому необходимо иметь точные карты. По многим районам в распоряжении геолога имеются топографические карты, и по рельефу местности, речной сети и населенным пунктам можно установить точное расположение обнажений.

В последние годы все возрастающее значение в геологической полевой работе получает аэрофотосъемка. Фотографии, сделанные непосредственно сверху, в сущности, являются картами. В некоторых отношениях они даже

лучше топографических карт, потому что они не только с большой точностью изображают все естественные и искусственные особенности местности, но и обнаруживают также много таких деталей, как деревья, леса, открытые поля и изгороди, которые обычно не указаны на топографических картах. С другой стороны, фотографии хуже топографических карт, потому что на них отсутствуют горизонтали; кроме того, в горных районах получается искажение масштабов. В районах, для которых нет соответствующих карт или аэрофотографий, геологу необходимо сделать свою собственную основную карту, составляемую обычно с помощью мензулы. Обсуждение техники полевых методов выходит за пределы настоящей книги; этот вопрос рассматривается в книгах Лайе [78], Хайес и Пэйдж [66], и Гринли и Виллиамс [55]¹.

Успешная геологическая полевая работа состоит из сбора характерных фактов. На каждом обнажении геолог регистрирует все данные по интересующим его вопросам, и в идеальном случае ему никогда не приходится посещать обнажение вторично. Это особенно важно для трудно доступных площадей, но даже и в доступных районах работа должна планироваться так, чтобы исключались вторичные посещения обнажений.

Для геологического картирования требуется умение, острая наблюдательность и знание того, какие данные имеют значение. Если в процессе развития полевой работы раскрывается большая геологическая картина, то для правильной оценки громадного количества фактов, собранных при просмотре тысяч обнажений, необходимы опыт и эрудиция. Прежде всего геолог, работающий в поле, должен применить метод „разнообразных рабочих гипотез“ [25] для вывода заключения о деформационной структуре. Во время полевой работы он должен представить себе целый ряд интерпретаций, соответствующих известным фактам. Затем он должен сформулировать критерии [51], проверив их по уже полученным данным или в будущем по новым данным.

¹ В советской литературе вопросы полевой геологии рассматриваются в следующих работах:

Вебер В. Н., Геологическая съемка (полевая геология), Л.—М., Гос. научно-техн. геолого-разв. изд-во, 1933.

Обручев В. А., Полевая геология, т. 1—2, 4-е изд., Л.—М., Сов. нефт. изд-во, 304 стр., 1932.

Он же, Памятка геолога в поле. Приложение к руководству „Полевая геология“. Л.—М., Гос. научно-техн. горн.-геол. изд-во, 19 стр., 1932.

Методы и организация комплексной геологической съемки. Новосибирск, 161 стр. Редакционная комиссия: А. А. Блохин, Е. В. Милановский, Г. Ф. Мирчинк, Н. С. Шатский, Ю. М. Шейнман, 1933.

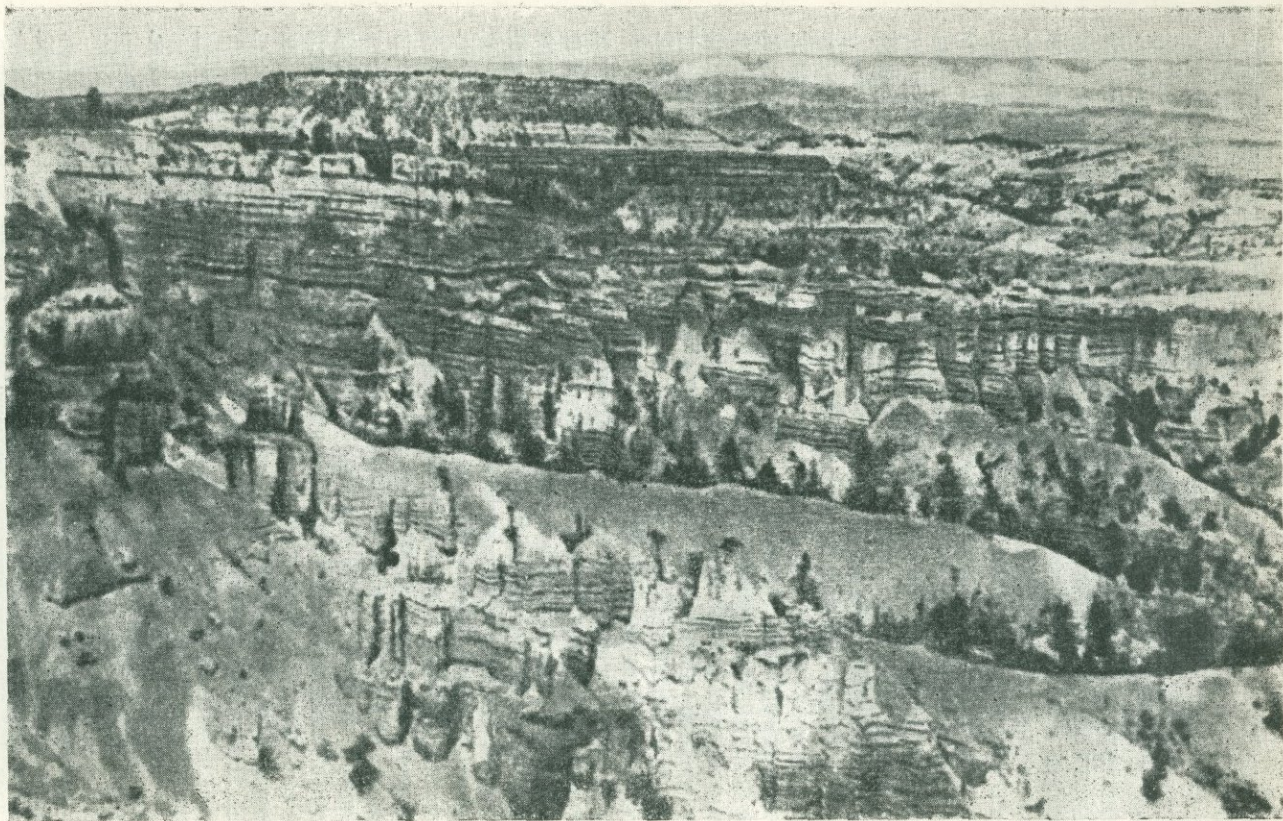


Фото I. Горизонтальные слои. Осадочные породы третичного возраста в Брайс Каньон, Юта.



Фото II. Деформированные слои. Осадочные породы третичного возраста в Иакатага, Скалистые горы, Аляска. Слева, на заднем плане, слои падают от наблюдателя. В середине заднего плана слои падают примерно под углом 60° направо. На переднем плане они вертикальны.

Многие из этих интерпретаций впоследствии будут оставлены, разовьются новые, и часто окончательно принятые окажутся мало похожими на те, которые рассматривались во время полевой работы.

Наивно полагать, что геолог, работающий в поле, должен собирать только факты, интерпретация которых будет производиться позже. Многочисленные пробные интерпретации помогут геологу, работающему в поле, оценивать факты; более того, эти гипотезы приведут его к решающим обнажениям, которые иначе бы он и не посетил. С другой стороны, полевой геолог никогда не должен допускать, чтобы его временные гипотезы становились руководящими теориями в работе, так как тогда он не будет способен видеть факты, противоречащие этим гипотезам.

Второй раздел структурной геологии — это синтез, или соединение многих фактов, полученных на отдельных площадях, в единую картину структуры и тектонической истории земной коры. Такое изучение в значительной своей части основывается на хорошем знании литературы по структурной геологии, потому что одному человеку невозможно детально исследовать большие площади. Но для того чтобы оценить надежность и важность сведений, полученных из опубликованных работ, геолог должен иметь опыт собственных детальных исследований. Одним из старых классических трудов в области этих обобщений является труд Эдуарда Зюсса, опубликованный в Австрии и переведенный на французский и английский языки [123]. Одна из более современных работ этого типа опубликована Бухером [19]. Прочность земли обсуждалась недавно Дэли [38].

Третий раздел структурной геологии — это лабораторное исследование структурных вопросов путем контрольных экспериментов. Физические свойства пород были исследованы во многих экспериментах [15], но обычно невозможно было воспроизвести естественные условия. Однако в последние годы было произведено несколько опытов, в которых лабораторные условия значительно приближались к естественным [59].

В экспериментах другого типа были сделаны попытки воспроизвести деформационные структуры на маленьких моделях и наблюдать их образование в результате приложения известных сил. Классическим примером является формирование складок, когда пласты из соответствующего материала медленно сжимаются движущимся поршнем (см. стр. 105). Но значение многих из этих экспериментов сомнительно, потому что в ряде случаев исследо-

ватель неоднократно изменял или материал, или условия эксперимента до тех пор, пока он не получал желаемых результатов. Однако теперь, применяя принципы сопротивления материалов, возможно строить модели маленького масштаба, которые будут воспроизводить естественные условия [72].

СОДЕРЖАНИЕ ДАННОЙ КНИГИ

Из трех разделов структурной геологии, описанных выше, в этой книге будет подробно разобран только первый, посвященный изучению локальных структурных элементов. Два других раздела, обобщающих изучение региональных структур и эксперименты по структурам, конечно, также важны, но это более сложные темы, которые невозможно понять, если не усвоен первый раздел. Кроме того, соответствующая разработка всех разделов структурной геологии заняла бы значительно больше места, чем полагается в разрезе элементарной книги.

Изучение деформационных структур будет бесполезным и бесплодным, если при этом не рассматриваются действующие силы. Обычно геолог-тектонист сначала делает наблюдения, затем выводит деформационную структуру и, наконец, рассматривает природу сил, обуславливающих последнюю. Обычно наблюдения и описание предшествуют интерпретации. Поэтому казалось бы логичным в такой книге, как эта, поместить обсуждение механики в конце. Гораздо удобнее выделить каждую структурную особенность как единое целое, сначала описать ее, а затем уже рассматривать действующие силы. Но прежде всего весьма существенно дать главу о механических принципах, чтобы можно было обоснованно изучать происхождение различных деформационных структур.

ОСНОВЫ МЕХАНИКИ

МАТЕРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Атомы

Материя состоит из атомов. Хотя атомы и различны по размерам, все они крайне малы и равны в среднем 2×10^{-7} мм (0,0000002 мм) в диаметре. Одни атомы тяжелее, чем другие; атом урана наиболее тяжелый, масса его примерно в 236 раз больше, чем масса наиболее легкого атома водорода. Атом урана весит $392,98 \times 10^{-24}$ г, атом водорода весит только $1,66 \times 10^{-24}$ г.

Некогда полагали, что атомы — это самые мельчайшие составные частицы материи. Однако современные физические исследования обнаружили, что атом состоит из еще более мелких частиц таких, как протоны, позитроны, нейтроны и электроны. Если детальные знания структуры атома важны для геолога, изучающего радиоактивность и вопросы температуры земли, то к геологу-тектонисту знание структуры атомов не имеет прямого отношения. Атом — это наименьшая единица, имеющая значение для его целей.

Газы, жидкости и твердые тела

На поверхности земли и вблизи от нее атомы соединяются, образуя газы, жидкости и твердые тела. Многие вещества встречаются во всех трех состояниях. При атмосферном давлении вода — жидкость между 0° и 100°C , но выше 100° она переходит в газ и ниже 0° становится твердым телом. Точно при 0° лед и вода могут существовать вместе в равновесии, и точно при 100° вода и пар находятся в равновесии.

В *газе* атомы движутся быстро и независимо друг от друга и ориентированы беспорядочно. Силы взаимного притяжения меньше, чем силы движения. Подвижность газов высока.

В *жидкостях* атомные силы достаточно значительны для того, чтобы удержать атомы вместе, но расположение их или беспорядочно, или лишь несколько упорядочено. Жидкость вполне подвижна.

Твердые тела характеризуются „крепостью“ или „жесткостью“. Существуют два типа твердых тел — кристаллические и некристаллические.

В *кристаллических твердых телах* атомы имеют определенный порядок. Например, обычная поваренная соль состоит из натрия и хлора, содержащихся всегда в пропорции один к одному. Зависимость между атомами такова, что они образуют куб (рис. 1), и кристаллы соли встречаются в форме кубов или в форме, близкой к ним. Кварц является другим примером кристаллического твердого тела, у которого на каждый атом кремния приходится два атома кислорода; атомы соединяются таким образом, что образуют гексагональную форму.

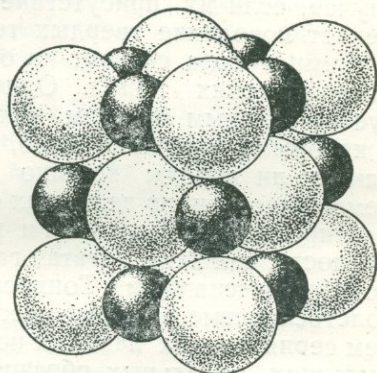


Рис. 1. Атомная структура поваренной соли. Большие шары изображают атомы хлора, маленькие — атомы натрия.

В *некристаллических твердых телах* нет определенного порядка расположения атомов. *Стекловидные твердые тела* или *стекла* — это жидкости, которые остыли так быстро, что атомы не могли расположиться в определенном порядке. В техническом отношении эти стекловидные твердые тела являются быстроохлажденными жидкостями, и некоторые из них классифицируются скорее как жидкости, чем как твердые тела. Оконное стекло — обычный пример стекловидного твердого тела. Обсидиан (вулканическое стекло) — хорошо известный пример естественного стекла. *Аморфные твердые тела* не имеют определенного порядка расположения атома. Они не образовались из остывающей жидкости и не могут считаться стекловидными твердыми телами. Органические вещества обычно аморфны, так же как и некоторые минералы, например, опал.

Земная кора состоит в преобладающем большинстве из твердых веществ, но в ней также присутствуют газы и жидкости; их значение изменяется в зависимости от времени и места. Подземные воды и действующие вулканы свидетельствуют о большом значении жидкостей в настоящее время, а излившиеся магматические породы свидетельствуют об изобилии жидкостей в прошлом. Газы, содержащиеся в земной коре, особенно характерны для нефтя-

ных районов; громадное количество газа временами извергается действующими вулканами. Никогда, однако, газ не занимает больших подземных камер. Природный газ, ассоциирующийся с нефтью, занимает небольшие поры и трещинки в твердых породах; газ вулканов выделяется из магмы.

В этом разделе книги мы имеем дело в основном с твердыми телами. Газы и жидкости важны только в том случае, если их присутствие в поровых пространствах изменяет поведение твердых тел.

Земная кора состоит из осадочных, изверженных и метаморфических пород. Однако геолог-тектонист интересуется главным образом механическими свойствами пород, с которыми он имеет дело, а не их происхождением. Являются ли породы хорошо консолидированными? Слабый цемент песчаников делает их слабыми, тогда как хорошо сцементированные песчаники и кварциты будут иметь большую крепость, чем лава, богатая газовыми пузырями. Являются ли породы массивными? Тонкослоистые формации слабее, чем толстослоистые. Мощные массивные известняки будут крепче, чем серия тонких лавовых потоков, хотя в лабораторных испытаниях отдельных образцов лава может быть крепче, чем известняк. Мощные массивные песчаники могут быть крепче, чем более трещиноватый гранит. Является ли состав породы таким, что трещины в ней легко залечиваются? Образцы кварцитов могут быть крепче, чем известняки. Но трещины в кварцитах залечиваются не так легко, как трещины в известняках.

СИЛА

Сила и ускорение

Сила — это то, что изменяет или стремится изменить движение тела. Локомотив поезда развивает силу, которая двигает вагоны. Сила определяется величиной и направлением; она может, следовательно, изображаться в виде вектора, длина которого пропорциональна величине силы и направление которого определяется направлением, в котором действует сила.

Неуравновешенная сила — это сила, производящая изменение в движении тел. *Ускорение* есть степень изменения скорости. Если поезд отправляется и приобретает через 10 минут скорость 32 км в час, то ускорение в минуту равно 3,2 км в час. На тело, падающее с высокого здания, действует сила притяжения земли, и ускорение тела составляет 9,8 м/сек в секунду.

Уравновешенные силы существуют там, где нет изменения в движении. Если поезд движется с постоянной скоростью, сопротивление трения рельсов и воздуха равно силе, развиваемой паровозом. Если человек толкает находящуюся перед ним стену, которую он не может сдвинуть, стена оказывает противодействие, равное и противоположное той силе, которую прикладывает человек.

Единица измерения силы в системе сантиметр—грамм—секунда называется *диной*. Дина—единица силы в системе CGS; дина—это сила, которая, действуя на массу, равную одному грамму, вызывает ускорение, равное одному см/сек в секунду.

Большинство вопросов, разрешаемых геологом-тектоником, может быть анализировано при допущении равновесия сил, потому что скорость движения пород так мала, что ускорение ничтожно. Однако движение вдоль сбросов, вызывающее землетрясения, может быть таким быстрым, что ускорение становится весьма значительным.

Сложение и разложение сил

Сила может быть изображена вектором, который является линией, ориентированной в направлении, в котором действует сила, и пропорциональной по длине величине

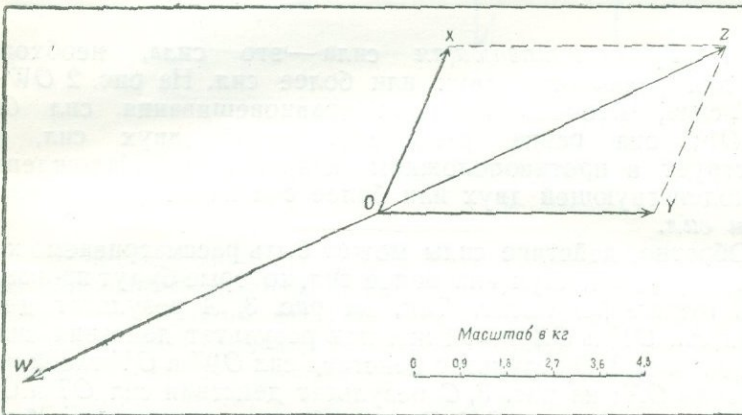


Рис. 2. Сложение сил.

силы. Две или больше силы могут действовать на точку в различных направлениях, как показано на рис. 2, где OX (3,6 кг) и OY (5,4 кг) действуют на точку O . Тот же резуль-



тат может быть получен при силе OZ (6,5 кг), действующей в указанном направлении; OZ есть равнодействующая сил OX и OY . *Равнодействующая* является одной силой, которая производит то же действие, что две или более сил; она может быть изображена диагональю параллелограмма, построенного на двух векторах, которые изображают две

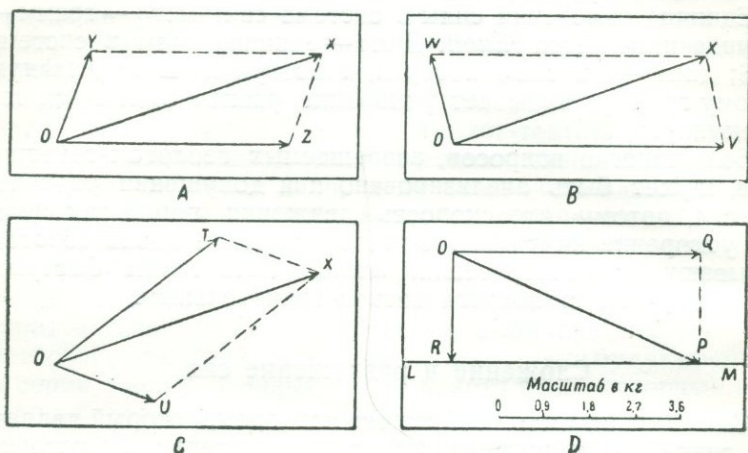
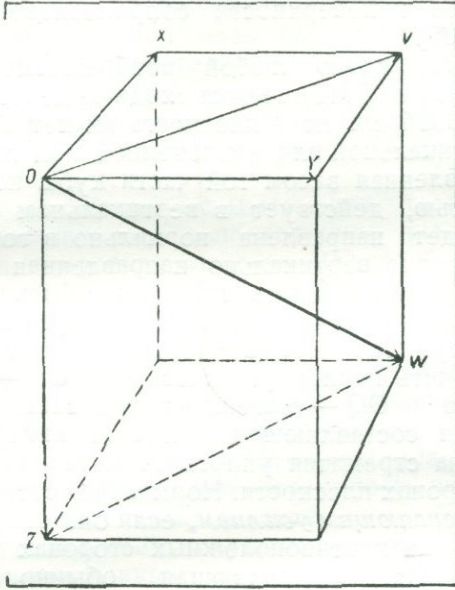


Рис. 3. Разложение сил.

силы. *Уравновешивающая* сила — это сила, необходимая для равновесия двух или более сил. На рис. 2 OW — это сила, необходимая для уравновешивания сил OX и OY ; она равна равнодействующей двух сил, но действует в противоположном направлении. Нахождение равнодействующей двух или более сил называется *сложением сил*.

Обратно, действие силы может быть рассматриваемо как действие одной, двух или более сил, которые будут производить тот же результат. Так, на рис. 3, *A* результат действия сил OY и OZ такой же, как результат действия силы OX ; на рис. 3, *B* результат действия сил OW и OV такой же, как силы OX ; на рис. 3, *C* результат действия сил OT и OU такой же, как силы OX . Таким образом, сила может быть разложена на два *компонента*, действующие в определенных направлениях, путем построения параллелограмма, диагональ которого изображает заданную силу, а стороны имеют направление компонентов. Нахождение составляющих компонентов силы называется *разложением сил*.

На рис. 3, D сила OP (5,4 кг) наклонена к линии LM . Необходимо найти значение составляющей, параллельной LM . Эта составляющая OQ имеет значение, равное примерно 5 кг, и может быть определена по масштабу на рисунке. OR , которая является составляющей, перпендикулярной к LM , равна примерно 2,2 кг.



Р и с. 4. Разложение сил по трем направлениям.

Предшествующие рассуждения о сложении и разложении сил ограничиваются двумя измерениями, но геология имеет дело с тремя. На рис. 4 наклонная сила OW лежит в вертикальной плоскости $OZVW$. Эта сила может быть разложена на две составляющие; одна, OZ , вертикальна, другая, OV , лежит в горизонтальной плоскости $OXYV$. OV в свою очередь может быть разложена на OX и OY , которые лежат в горизонтальной плоскости и под прямым углом друг к другу. Кроме того, любая сила независимо от ее значения и угла наклона может быть аналогично же разложена на три составляющие, параллельные осям X , Y и Z , как на рисунке.

НАПРЯЖЕНИЕ

Понятие о напряжении

Если два кубика лежат один над другим на столе, верхний кубик вследствие своей тяжести давит на нижний. Точно так же нижний кубик давит вверх с равной силой на верхний кубик; это взаимное действие и противодействие в пределах поверхности соприкосновения вызывает напряжение [85].

Кроме того, вдоль любой воображаемой плоскости внутри каждого кубика имеются сходные действие и противодействие. Воображаемая плоскость может быть горизонтальной, вертикальной или наклоненной под любым углом. Сила, обусловленная весом той части куба, которая лежит над плоскостью, действует в вертикальном направлении. Эта сила будет направлена нормально в горизонтальной плоскости. Однако вертикально направленная сила, действующая на наклонную плоскость, может быть разложена на нормальную составляющую и тангенциальную. Если рис. 3, D будет повернут так, что OP будет вертикально, то LM будет изображать наклонную плоскость, OQ — нормальную составляющую и OQ — тангенциальную составляющую.

Нормальная составляющая является *сжимающим усилием*, если она стремится уплотнить материал на противоположных сторонах плоскости. Нормальная составляющая является *растягивающим усилием*, если она стремится растянуть материал на противоположных сторонах плоскости.

Тангенциальная составляющая обычно называется *скользящим усилием* или *сколом*.

Разность усилий в любой точке тела — это разность между наибольшим и наименьшим сжимающим усилием в данной точке.

В физике пользуются выражением силы на единицу площади: в фунтах на квадратные дюймы, в тоннах на квадратные футы, в килограммах на квадратные сантиметры или в других соответствующих единицах. Инженеры предпочитают употреблять напряжение вместо силы на единицу площади.

Многие геологи применяют слово „напряжение“ как синоним внешней силы. Это употребление не обязательно, и едва ли его можно рекомендовать, потому что оно нарушает взаимопонимание между геологами, с одной стороны, и физиками, инженерами, математиками — с другой. Желательно делать различие между внешней силой, которая приложена к телу, и результирующими внутренними силами, составляющими напряжение.

Внешние силы, обуславливающие напряжение, могут быть двух основных типов: силы гидростатического давления и ориентированные силы.

Гидростатическое, или всестороннее, давление

Давление, испытываемое маленьким телом, погруженным в жидкость, называется *гидростатическим давлением*. Например, в океане на глубине километра давление равно величине столба соленой воды высотой в километр. Это давление равно приблизительно 100 кг/см^2 . Каждый квадратный сантиметр поверхности сферы на этой глубине будет находиться под давлением 100 кг/см^2 . Такое неориентированное всестороннее давление и будет гидростатическим давлением.

Породы в литосфере, испытывающие тяжесть тех или иных вышележащих пород, подвержены аналогичному, но не тождественному виду давления. Вес столба пород в 1 км высотой будет в несколько раз превышать вес равного по высоте столба воды, потому что породы имеют более высокий удельный вес. Вес столба гранита высотой в 1 км при сечении в 1 см^2 будет равен 270 кг. Маленький воображаемый шар на глубине в 1 км в граните будет подвержен всестороннему давлению, которое соответствует гидростатическому давлению. На самом деле сила, действующая на верхнюю и нижнюю поверхность шара (по оси Z), будет больше, чем силы, действующие с боков (по осям X и Y). С увеличением глубины в литосфере давление становится почти равным со всех сторон; ниже глубины, равной нескольким десяткам километров, вероятно, давление по своему характеру в основном гидростатическое.

Некоторые геологи предпочитают называть это равномерное давление в породах *всесторонним давлением* и не употребляют термин *гидростатическое давление*, который, как они полагают, должен обозначать равное, всестороннее давление, оказываемое жидкостью.

Очевидно, всестороннее давление возрастает с глубиной и достигает огромной величины внутри земли. Оно равно весу столба вышележащих пород; вблизи поверхности это положение только приблизительно верно.

Ориентированные силы

Во многих случаях силы, действующие на тело в различных направлениях, не равны. Когда тело подвержено внешним силам, которые стремятся растянуть его, говорят,

что оно испытывает *растяжение*. Растяжение может быть изображено, как на рис. 5, А, двумя стрелками, которые находятся на одной прямой линии и направлены в разные стороны; стрелки изображают силы, тогда как прямоугольник изображает тело или часть тела, на которое действуют силы. Прямоугольник можно не учитывать. Скальвающие и растягивающие усилия могут проявляться в теле под влиянием растяжения. Когда тело подвержено внешним силам, которые стремятся сжать его, говорят, что оно испытывает сжатие. Сжатие может быть изображено, как на рис. 5, В, двумя стрелками, которые находятся на одной

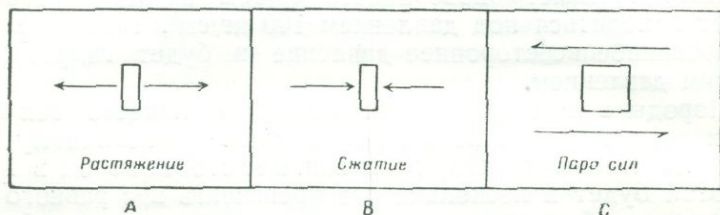


Рис. 5. Стрелки указывают направление действия растяжения, сжатия и пары сил.

прямой линии и направлены навстречу друг другу; стрелки изображают силы, а прямоугольник изображает тело или часть тела, на которое они действуют. Прямоугольник можно не учитывать. Под влиянием сжатия в теле могут возникать скальвающие и сжимающие усилия.

Пара состоит из двух равных сил, действующих в противоположных направлениях в одной и той же плоскости, но не вдоль одной линии. Пара может быть изображена, как на рис. 5, С, двумя параллельными стрелками, которые не находятся на одной прямой линии и направлены в противоположные стороны. Прямоугольник, изображающий тело или часть тела, на которое действуют силы, можно не учитывать. В теле, на которое действует пара сил, могут возникать скальвающие, растягивающие и сжимающие напряжения. В геологии термин *скальвание* часто употребляется как синоним пары сил и может употребляться при описании скольжения пород вдоль трещин.

Растяжение, сжатие и пара тождественны соответственно напряжению растяжения, напряжению сжатия и напряжению скальвания. Однако первые три термина относятся к внешним силам, обуславливающим напряжение, тогда как последние три термина относятся к внутренним силам, обуславливающим напряжение внутри тела.

Кручение является непосредственным результатом действия пары сил. Если два конца стержня вращать в противоположных направлениях, он будет подвергнут кручению (рис. 6,А). Пластинка испытывает кручение, как показано на рис. 6,В, если к двум диагонально противоположным углам ее приложены силы, действующие в одном направлении, в то время как два другие угла подвержены действию сил, противоположно направленных.

Измерение напряжения

Прямого способа измерения внутренних сил в теле не существует, но эти силы могут быть вычислены, если внешние силы известны. Если тело сжимается или растягивается, напряжение передается в плоскости перпендикулярно к направлению, в котором действуют внешние силы. Так, если вертикальный квадратный столб со стороной в 10 см поддерживает груз в 5000 кг, каждая горизонтальная плоскость в столбе испытывает действие сжимающей силы в 5000 кг. Каждый квадратный сантиметр в этих горизонтальных плоскостях поддерживает груз в 50 кг. При этом говорят, что сжимающее напряжение равно 50 кг/см^2 . Если к вертикальному стержню, площадью сечения в 10 см^2 , на нижнем конце подвешен груз в 5000 кг, каждая горизонтальная плоскость в стержне подвержена растяжению в 500 кг/см^2 . Говорят, что растягивающее напряжение равно 500 кг/см^2 .

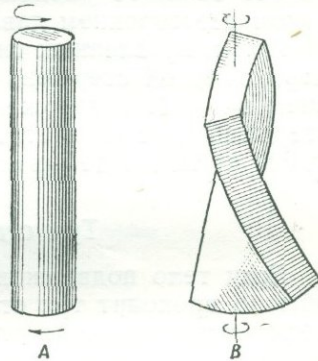


Рис. 6. Кручение.

Стержень А или пластинка В испытывают кручение, когда концы закручиваются в противоположных направлениях.

ДЕФОРМАЦИЯ

Определение

Деформация — это изменение формы тела, вызванное напряжением. Изменение формы может быть *расширением*, когда происходит изменение в объеме, или *искажением*, когда происходит изменение в форме или то и другое вместе.

Когда происходит изменение при всестороннем давлении, тело будет изменяться в объеме, но не в форме. При возрастающем всестороннем давлении объем тела уменьшается и расширение (dilatation) имеет отрицательный знак.

С уменьшением всестороннего давления объем тела возрастает и расширение является положительным. Гранит имеет более высокую *сжимаемость*, чем габбро и диабаз, т. е. на единицу увеличения всестороннего давления гранит испытывает большее уменьшение в объеме, чем габбро и диабаз. При малом всестороннем давлении единица увеличения его вызывает большее уменьшение в объеме, чем при более высоком всестороннем давлении.

При направленных силах происходит искажение. Например, стальной стержень в 10 см длины, с поперечным сечением в 1 см^2 , подвержен растяжению. Усилием в 20 000 кг стержень растягивается на 0,007 см. Напряжение равно $20\,000 \text{ кг/см}^2$, и деформация равна $0,0007 \text{ см/см}$.

Три стадии деформации

Если тело подвержено действию направленных сил, оно обычно проходит три стадии деформации. В первой стадии деформация является *упругой*, т. е. если напряжение снимается, тело возвращается к первоначальной форме и размеру. Всегда есть предел напряжения, называемый *пределом упругости*; если он превышен, тело не возвращается к исходной форме. Ниже предела упругости деформация подчиняется *закону Гука*, который гласит, что деформация пропорциональна напряжению.

Если напряжение превышает предел упругости, деформация является *пластической*; это значит, что, когда напряжение снято, тело только частично возвращается к исходной форме. Например, стальной стержень при растяжении становится тоньше или в середине его образуется шейка, и даже после того, как напряжение снимается, сужение сохраняется.

Если продолжать увеличивать напряжение, образуется одна или несколько трещин, и образец в конце концов разрывается. Характер и формы трещин зависят от нескольких факторов, которые рассматриваются в гл. 6.

Хрупкие вещества — это такие вещества, которые имеют небольшой интервал между пределом упругости и разрывом. Иными словами, у этих веществ разрыв будет обусловлен напряжениями, немного превышающими предел упругости.

Вязкие вещества — такие, которые имеют большой интервал между пределом упругости и разрывом. Вязкие вещества после превышения предела упругости подвергаются в течение длительного периода времени пластической деформации и в некоторых случаях разрыва может совсем не произойти.

Диаграмма „напряжение-деформация“

В сопротивлении материалов связь между напряжением и деформацией обычно изображается графиком, известным как диаграмма „напряжение-деформация“ (рис. 7). Напряжение обычно откладывается на оси ординат (вертикальной), а деформация — на оси абсцисс (горизонтальной). Кривая *A* является графиком материала, подверженного растяжению. Напряжение растяжения выражается в килограммах на квадратный сантиметр. С увеличением напряжения образец

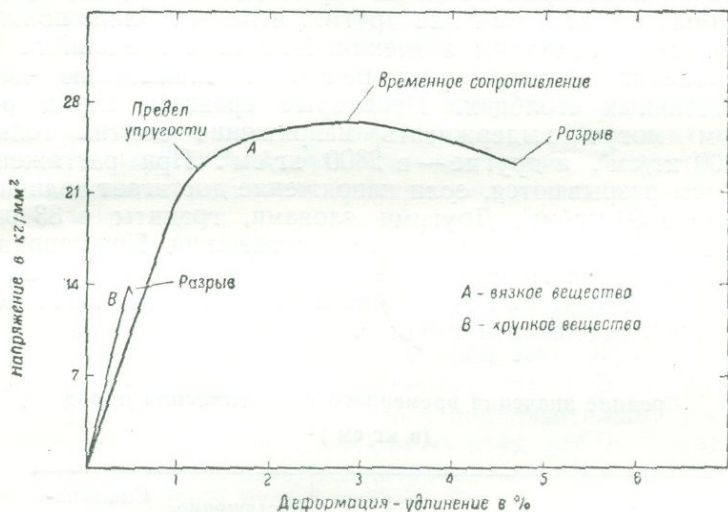


Рис. 7. Диаграмма „напряжение-деформация“.

испытывает удлинение и строится график деформации, выраженной в процентах от удлинения образца. При напряжении, равном 703 кг/см^2 , образец имеет удлинение, равное доле процента; при напряжении 1406 кг/см^2 удлинение равно $0,7\%$; когда напряжение равно 2109 кг/см^2 , образец имеет удлинение, равное 1% его исходной длины. По мере того как растягивающее усилие возрастает, увеличивается удлинение, и перед самым разрывом образец становится на $4,5\%$ длиннее, чем был первоначально. Точка, в которой кривая отклоняется от прямой линии, называется *пределом упругой пропорциональности*; в сущности это то же самое, что и предел упругости. Предел упругой пропорциональности равен 2109 кг/см^2 , и удлинение в этой точке равно 1% .

Кривая *B* является кривой хрупкого вещества. Если предел упругости равен 1406 кг/см^2 , пластическая деформация перед разрывом не имеет места.

Временное сопротивление может быть определено как сила на единицу площади, необходимая для того, чтобы вызвать разрыв при комнатной температуре и атмосферном давлении в кратковременном испытании. При этих условиях большинство пород хрупки и, следовательно, у них небольшая пластическая деформация предшествует разрыву и временное сопротивление несколько больше, чем предел упругости.

В таблице 1 даны средние значения временных сопротивлений некоторых обычных пород. Для одних пород данные более полны, чем для других, и такая таблица показывает только величины значений. Величины временного сопротивления сжатию, расширению и скалыванию даны в отдельных столбцах. Некоторые граниты перед разрывом могут выдерживать напряжение сжатия только в 1000 кг/см^2 , а другие — в 2800 кг/см^2 . При растяжении граниты разрываются, если напряжение достигает величины от 30 до 50 кг/см^2 . Другими словами, граниты в 33 раза устойчивее при сжатии, чем при растяжении. При напряжении скалывания граниты имеют временное сопротивление от 150 до 300 кг/см^2 . При сжатии базальт устойчивее всех пород, приведенных в таблице.

Средние значения временного сопротивления пород
(в кг/см^2)¹

Породы	Сжатие	Растяжение	Скалывание
Песчаник	500 — 1500	10 — 30	50 — 150
Известняк	400 — 1400	30 — 60	100 — 200
Гранит	1000 — 2800	30 — 50	150 — 300
Диорит	1000 — 2500	—	—
Габбро	1000 — 1900	—	—
Базальт	2000 — 3500	—	—
Фельзит	2000 — 2900	—	—
Мрамор	800 — 1500	30 — 90	100 — 300
Сланец	700	250	150 — 250

В вязком материале, характеризуемом кривой А (рис. 7), напряжение в момент разрыва может быть значительно меньше, чем наибольшее напряжение, которое материал

¹ Данные International Critical Tables, Vol. 2, 47—49, New York, 1927.

выдерживает. *Временное сопротивление* является наивысшим напряжением на кривой „напряжение-деформация“.

Основная прочность определена ниже¹.

ФАКТОРЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ ПОВЕДЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Всестороннее давление

Инженер прежде всего интересуется физическими свойствами материала при атмосферном давлении и температуре у поверхности земли. Следовательно, большинство имеющихся в распоряжении экспериментальных данных отчетливо разграничивается по их применению в геологии. Всестороннее давление, температура, время и растворение являются факторами, которые важны для геолога-тектониста.

Григгс [58] провел большое количество экспериментов, показывающих результат действия всестороннего давления на свойства пород.

На рис. 8 показано поведение золенгофенского известняка под действием всестороннего давления. По ординате дано сжимающее напряжение в килограммах на квадратный сантиметр, по абсциссе — деформация в процентах. При всестороннем давлении в 1, 2000, 4000, 6000, 8000 и 10 000 ат были произведены шесть отдельных серий экспериментов. Атмосферное давление равнялось приблизительно 1 кг/см². Поведение образца при каждом из этих всесторонних давлений характеризуют отдельные кривые. При напряжении сжатия ниже 3363 кг/см² кривые столь сближены, что на диаграмме они представлены одной линией. При всестороннем давлении в 4000 ат и меньше известняк ведет себя как хрупкий материал. При всестороннем давлении более 6000 ат имеет место значительная пластическая деформация. В одном случае при всестороннем давлении в 10 000 ат и напряжении сжатия 9494 кг/см² образец был сокращен больше чем на 22% и не был разрушен. Эти эксперименты показывают, что вблизи поверхности земли породы испытывают очень небольшую пластическую деформацию в отличие от тех условий, когда господствует высокое всестороннее давление. Этот факт крайне важен для структурной геологии.

¹ Термин „основная прочность“ введен Григгсом (Griggs D. J. Experimental flow of rocks conditions favoring recrystallisation. Bull. Soc. Am. V 51, № 7, 1940 г.). „Основная прочность“ тела представляет собой дифференциальное давление, которому это тело может противостоять при данных условиях — всестороннего давления и температуры без разрыва или непрерывной деформации. Таким образом, основная прочность не зависит от времени. (Прим. ред.)

С увеличением всестороннего давления увеличивается временное сопротивление (рис. 8). В то время как временное сопротивление золенгофенского известняка при всестороннем давлении и при одной атмосфере равно 2594 кг/см^2 ,

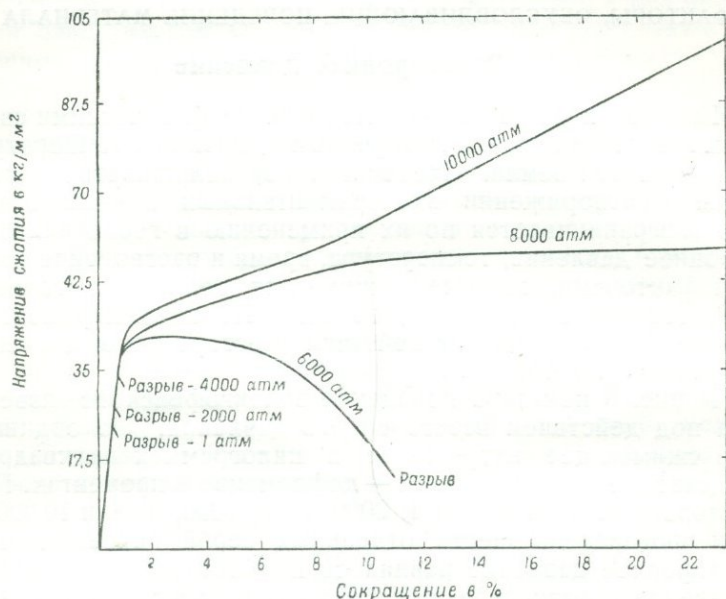


Рис. 8. Поведение золенгофенского известняка в результате действия всестороннего давления.

при 10000 ат оно выше 9494 кг/см^2 , что составляет увеличение более чем на 360%. Предел упругости увеличивается на 50%, когда всестороннее давление увеличивается от 1 до 10000 ат.

Температура

Изменение температуры меняет поведение материалов. Например, раскаленная сталь легче подвергается деформации, чем холодная. Данных, свидетельствующих о влиянии температуры на породы, мало, но известно, что высокая температура увеличивает область пластической деформации.

Гораздо реже пластическая деформация происходит на небольшом расстоянии от поверхности земли, где всестороннее давление и температура ниже, чем на больших глубинах. Высокая температура и большое всестороннее давление увеличивают возможность проявления пластической деформации.

Факторы времени: усталость и ползучесть

Если усилия прилагаются несколько раз, разрыва не происходит; если же их повторять очень много раз, они приведут к разрыву. Это явление изучалось особенно применительно к металлам. Например, усилие в 2462 кг/см^2 , повторяемое 100 000 раз, не вызывает разрыва, однако если это усилие повторить 1 000 000 раз, — разрыв произойдет.

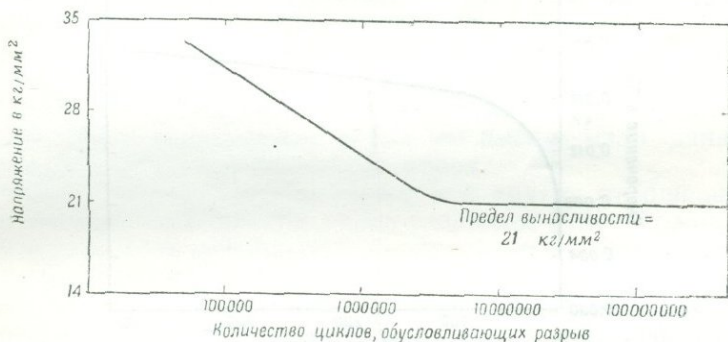


Рис. 9. Кривая усталости для металлов.

Если провести достаточное количество экспериментов, может быть построена кривая, причем напряжение строится по ординате, а количество циклов напряжений, необходимых для получения разрыва, — по абсциссе (рис. 9). Кривая становится горизонтальной в правой своей части. *Предел выносливости*, который известен так же как *предел усталости*, определяется как предельное напряжение, ниже которого образец может сопротивляться без разрыва многократному приложению силы. На рис. 9 предел выносливости равен 2109 кг/см^2 .

Предел выносливости для многих металлов близок к половине значения временного сопротивления. Например, необработанное железо с временным сопротивлением растяжения в 3235 кг/см^2 имеет предел усталости, равный $1617,5 \text{ кг/см}^2$; никелевая сталь с сопротивлением разрыву в 7862 кг/см^2 имеет предел усталости в 6262 кг/см^2 .

Постоянное повторение приложения силы ведет к усталости пород. Периодически действующие напряжения имеют тот же характер.

Еще важнее в геологии те, даже незначительные напряжения, которые действуют в продолжение многих лет.

Ползучесть — это медленная деформация под действием малых сил в течение длительного периода времени; обычно термин ограничивается понятием деформации, полученной в результате действия напряжений ниже предела упругости [57]. Но этот термин употребляется также в отношении пластической деформации, при действии каких-либо длительных напряжений, даже если напряжение превосходит предел упругости.

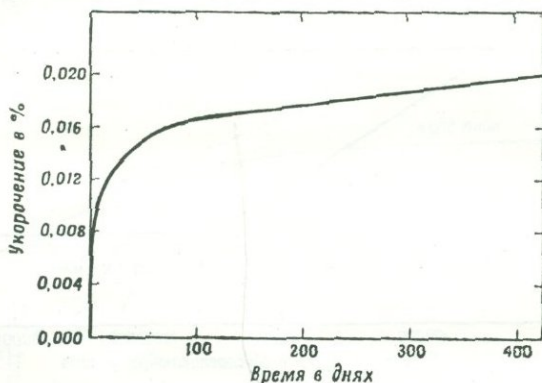


Рис. 10. Кривая ползучести золенгофенского известняка при напряжении в 1400 кг/см^2 .

Золенгофенский известняк при атмосферном давлении и при комнатной температуре имеет сопротивление в 2560 кг/см^2 . В течение длительного испытания золенгофенский известняк, подвергаясь сжатию в 1400 кг/см^2 , равному половине величины временного сопротивления, деформировался вначале быстро, затем более медленно (рис. 10). В конце первого дня он укоротился на $0,0006\%$; после 10 дней — на $0,011\%$, после 100 дней — примерно на $0,016\%$ и после 400 дней — немного больше $0,019\%$.

Ползучесть — это совокупное действие эффекта „упругой деформации“ („elastic flow“) и „псевдовязкого течения“. Образец медленно восстанавливается после той части деформации, которая обусловлена упругим течением, называемым также *упругим последствием* или *восстановлением от ползучести*. Эта часть деформации, обусловленная *псевдовязким течением*, является постоянной и не исчезающей. Относительное значение этих двух типов деформации при явлении ползучести зависит от многих переменных. Ползучесть золенгофенского известняка показана на рис. 10, она обусловлена исключительно упругим течением.

Требуется значительное время для того, чтобы образец вернулся к своей первоначальной форме. Псевдовязкое течение имеет место и в других экспериментах, но точных данных об этом получено мало.

Геолог-тектонист особенно интересуется фактором времени. Ему необходимо знать, какие силы в состоянии проявиться, если они действуют в течение длительного периода времени. *Основную прочность* любого материала можно определить как напряжение, которому материал в состоянии противостоять независимо от времени, при данных физических условиях — температуры, давления, растворения без деформации или разрыва сплошности. Основная прочность всегда меньше, чем прочность и временное сопротивление, и является наиболее важной для геологов. К сожалению, в настоящее время мы имеем мало данных о величине основной прочности пород.

Фактор времени важен также и в других отношениях. Пластическая деформация перед разрывом будет больше в случае, если сила прилагается медленно, чем в случае, если сила прилагается быстро. Более того, если сила приложена медленно, она не обязательно вызовет разрыв. В качестве особого примера мы можем привести опыты с золенгофенским известняком. В одном опыте всестороннее давление было 10 000 ат, и прошло немного больше часа, прежде чем было достигнуто максимальное напряжение сжатия. Когда напряжение достигло 13 010 кг/см², образец укоротился на 30,3%, но разрыв не наступил. В других экспериментах, в которых всестороннее давление было тем же самым (10 000 ат), но проходило 22 часа, прежде чем был достигнут максимум напряжения, образец разрывался под действием сжимающих напряжений в 6751 кг/см².

Растворы

Много лет геологи считали, что деформация пород происходит большей частью потому, что в порах пород находятся растворы, способные химически реагировать с породами. Это особенно верно для метаморфических пород, в которых происходит значительная или полная перекристаллизация. Старые минералы растворяются и образуются новые. Когда породы деформируются при условиях, благоприятных для перекристаллизации, их механические свойства значительно изменяются.

Экспериментальные данные подтверждают эти выводы [59]. Например, сухой алебастр, находившийся при обычном кратковременном эксперименте, под действием сжимающей

силы в 205 кг/см^2 укоротился на $0,15\%$. Даже в экспериментах, длящихся более 40 дней, замечается лишь маленькая разница. Если алебастр подвергается обычному сжатию, но в присутствии воды он на 36-й день укорачивается на $1,8\%$. В аналогичном эксперименте в присутствии слабой соляной кислоты алебастр укоротился на 22% спустя 20 дней. В то время как сопротивление сухого алебастра при комнатной температуре и при всестороннем давлении в 1 ат равно 480 кг/см^2 , а временное сопротивление — 520 кг/см^2 , основная прочность при той же обстановке, но при условии, что образец свободно реагирует с водой, оказывается равной всего лишь 92 кг/см^2 . Другими словами, в этом особом случае основная прочность составляет менее 20% прочности и временного сопротивления.

Выводы

Совершенно ясно, что механические свойства пород глубоко изменяются под действием всестороннего давления, температуры, времени и присутствия реагирующих растворов. Комбинированное действие этих факторов так велико, что при настоящем уровне наших знаний невозможно рассматривать деформацию пород с количественной стороны. Увеличение всестороннего давления сопровождается увеличением предела упругости и временного сопротивления. Повышение температуры, вероятно, ослабляет породы, хотя данных по этому вопросу недостаточно. После длительного сдавливания породы оказываются сильно ослабленными. Основная прочность более интересна для геолога-тектониста, чем прочность или временное сопротивление пород. Действие растворов понижает прочность, временное сопротивление и основную прочность пород.

МЕХАНИКА ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Постановка вопроса

Пластическая деформация твердых тел в структурной геологии является наиболее важным вопросом. Как могут твердые породы изменять форму без появления видимых трещин? Что именно происходит внутри породы, что позволяет им подобным образом изменять форму? Происходящие процессы могут быть расклассифицированы на межзерновые и трансляционные движения и перекристаллизацию.

Межзерновые движения

Межзерновые движения обуславливают смещение отдельных зерен. Интрузивные изверженные породы сложены преимущественно из таких минералов, как кварц, полевой шпат, слюда и роговая обманка. Песчаники обычно состоят из округлых сцементированных зерен кварца. Известняки состоят из маленьких сросшихся вместе кристаллов кальцита. Если такие породы подвергаются сжатию, отдельные кристаллы и зерна могут двигаться независимо друг от друга. Все перемещения, происходящие между зернами, могут быть описаны как межзерновые. Отдельные зерна сохраняют свою форму и размер. Деформация подобного типа может быть сравнима с изменением в форме, происходящим в движущейся массе дробы. Каждое зерно может двигаться и вращаться относительно своего соседа.

В пластической деформации металлов эти межзерновые движения имеют подчиненное значение. В породах, особенно гранитоидного типа, в которых кристаллы имеют тенденцию соединяться, раньше всего происходит образование более или менее *зернистого материала*; более крупные кристаллы превращаются в маленькие округлые зерна, которые могут вращаться одни относительно других.

Трансляционные движения

Трансляционные движения имеют очень большое значение в пластической деформации металлов.

Внутри отдельных кристаллов происходят смещения вдоль плоскостей, известных под названием *плоскостей скольжения* (трансляционных). Некоторые минералы не имеют плоскостей скольжения. В других есть одна плоскость скольжения, параллельно которой имеется огромное количество дополнительных плоскостей, вдоль которых может происходить скольжение. Наконец, есть большая группа минералов, в которых существует несколько плоскостей скольжения, и параллельно каждой из них имеется огромное количество дополнительных плоскостей. Атомная структура контролирует положение и количество плоскостей скольжения. Следовательно, плоскости скольжения связаны с симметрией минерала. Существует скольжение двух основных типов: скольжение при параллельном перемещении атомов (трансляция) и скольжение-двойникование.

Скольжение при параллельном перемещении атомов показано очень схематично на рис. 11. Центры атомов

представлены точками, а плоскости скольжения — толстыми горизонтальными линиями, обозначенными g_1g_1 и g_2g_2 . Диаграмма *A* показывает размещение атомов перед скольжением, *B* — после скольжения. Кристаллическая решетка — это пространство, в котором размещены атомы один относительно другого, образуя характерную модель. Диаграмма *B* показывает расположение

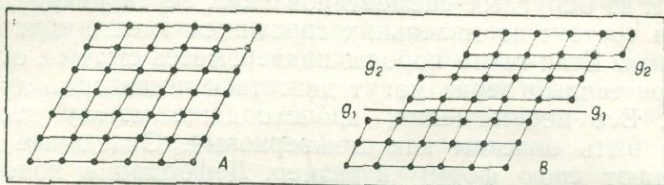


Рис. 11. Трансляция-скольжение.

A — расположение атомов перед скольжением, *B* — расположение атомов после скольжения вдоль плоскостей скольжения g_1g_1 и g_2g_2 .

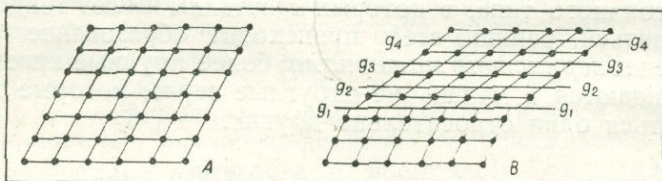


Рис. 12. Скольжение-двойникование.

A — расположение атомов до скольжения; *B* — расположение атомов после скольжения по плоскостям скольжения g_1g_1 , g_2g_2 , g_3g_3 и g_4g_4 .

атомов после смещения. Слои атомов проскользнули как раз на одно межатомное расстояние относительно нижних слоев. Форма фигуры в целом изменилась. Однако решетка не изменилась; сохранилась та же самая модель типа алмаза. Расстояния между плоскостями скольжения отличаются у различных веществ. У золота это расстояние равно 0,00045 мм, у цинка — 0,00080 мм.

Скольжение-двойникование — это, в сущности, то же самое, что и скольжение-трансляция, но при скольжении-двойниковании слои атомов проскальзывают лишь часть межатомного расстояния относительно нижележащих слоев (рис. 12). Рис. 12, *A* показывает размещение атомов перед деформацией, а рис. 12, *B* — после деформации. Таким образом сетка в смещенной части кристалла симметрично изменилась относительно нижней несмещенной части.

Согласно минералогической терминологии смещенная часть претерпела двойникование относительно несмещенной части.

Ряды атомов не могут скользить вдоль плоскостей скольжения в любом направлении. Есть ограниченное количество направлений, параллельно которым могут происходить перемещения; эти направления называются *направлениями сколь-*

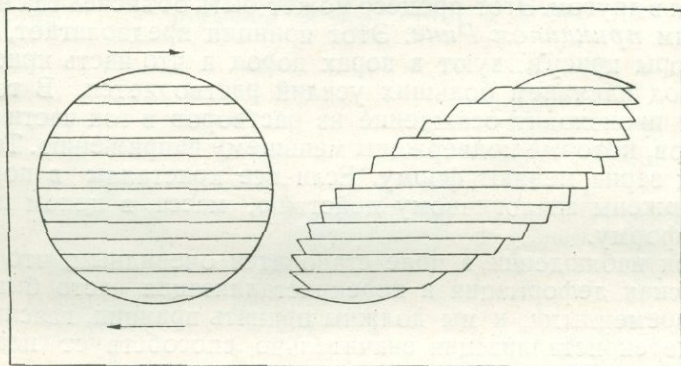


Рис. 13. Круг изменяется в эллипс благодаря движению вдоль плоскостей скольжения.

жения. Поэтому очевидно, что количество и положение плоскостей скольжения и направление скольжения зависят от вещества; например, алюминий имеет четыре плоскости скольжения и три направления скольжения; поэтому в этом веществе есть всего 12 возможных направлений движения.

Порода — это агрегат минералов. Так как отдельные зерна, слагающие породу, могут постоянно деформироваться при скольжении, форма всего тела породы может изменяться.

На рис. 13 на двухмерной модели показана деформация круга в эллипс при скольжении. Вдоль горизонтальной плоскости скольжения каждый последующий вышележащий слой двигается вправо. На полученной в результате диаграмме эллипс имеет зазубренный край, но в минералах плоскости скольжения расположены так близко, что зазубренность эта не видна.

Перекристаллизация

Перекристаллизация — это другое явление, способствующее пластической деформации. Породы могут кристаллизоваться без какого-либо изменения в форме, как видно на примере известняков, переходящих в мрамор вблизи интрузи-

зий. Количество кристаллов в единице объема уменьшается, но размер отдельных кристаллов возрастает. Масса породы, как целое, не меняет формы.

Однако при условии дифференциального давления растворение и перекристаллизация могут происходить таким образом, что порода укорачивается в одном направлении и удлиняется в другом. Этот процесс может быть объяснен так называемым *принципом Рике*. Этот принцип предполагает, что растворы присутствуют в порах пород и что часть кристаллов под влиянием больших усилий растворяется. В то же время происходит осаждение из растворов в той части кристаллов, которые подвержены меньшему напряжению. Таким путем зерна меняют форму. Если все кристаллы в породе подвержены аналогичному действию, масса в целом изменяет форму.

При наблюдении в поле становится очевидным, что пластическая деформация и перекристаллизация часто бывают одновременными, и мы должны принять принцип, гласящий, что перекристаллизация значительно способствует пластической деформации.

ЭЛЛИпсоИД ДЕФОРМАЦИИ

Удобный способ представить себе деформацию заключается в том, что мы воображаем сферу, подверженную усилиям. При простом сжатии сфера будет изменяться в сплюснутый сфероид, т. е. трехмерную геометрическую фигуру, полученную вращением эллипса около его короткой оси. Если сфера, показанная на рис. 14,А, сжимается вдоль вертикальной оси, вертикальная ось полученного сплюснутого сфероида будет короче, чем диаметр исходной сферы, но горизонтальные оси будут равны друг другу и будут длиннее, чем диаметр первоначальной сферы. Под действием простого растяжения сфера изменится в продолговатый трехмерный сфероид, полученный вращением эллипса около его длинной оси. Если сфера, показанная на рис. 14,А, будет вытянута вдоль вертикальной оси, вертикальная ось полученного продолговатого сфероида будет длиннее, чем диаметр первоначальной сферы.

Наиболее обычной фигурой, полученной при деформации сферы, является эллипсоид (рис. 14,В), имеющий три взаимно перпендикулярные неравные оси. Такой эллипсоид образуется, если сфера, сжимающаяся вдоль вертикальной оси, будет закреплена с двух сторон по второй оси, но вместе с тем может свободно двигаться в противоположные стороны вдоль третьей оси. Сплюснутый сфероид мо-

жет рассматриваться как эллипсоид, в котором две из осей равны, а третья короче. Продолговатый сфероид можно рассматривать как эллипсоид, в котором две из осей равны, а третья длиннее. Иными словами, сфера деформируется в эллипсоид. Эта воображаемая фигура может быть названа *эллипсоидом деформации*.

Эллипсоид деформации имеет три неравные оси, расположенные под прямыми углами друг к другу (рис. 14, В).

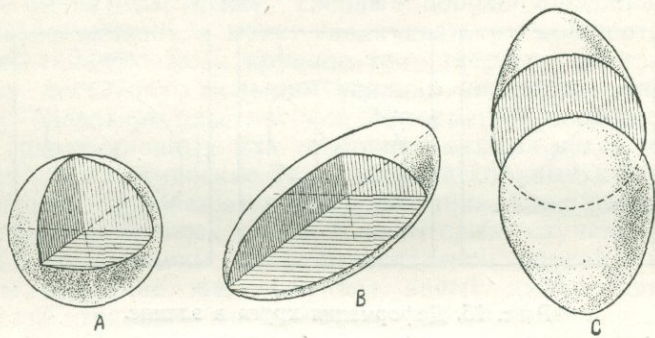


Рис. 14. Сфера и эллипсоид.

А — сфера: имеет три взаимно перпендикулярные, равные оси; В — эллипсоид: имеет три взаимно перпендикулярные, но не равные оси; С — круговое сечение эллипсоида; это сечение проходит через среднюю ось; в каждом эллипсоиде имеется два круговых сечения.

Наибольшая ось эллипсоида может быть названа наибольшей осью деформации; средняя ось является средней осью деформации и наиболее короткая — наименьшей осью деформации. За исключением двух, все сечения в эллипсоиде являются эллипсами. Два сечения, которые проходят через среднюю ось, являются кругами (рис. 14, С). Значение этих двух круговых сечений в эллипсоиде деформации будет рассмотрено в гл. 6.

Инженеры широко применяют эллипсоид деформации при рассмотрении деформации ниже предела упругости. Понятие эллипсоида деформации в некоторых случаях употребляется и геологами, так как деформация не дает нам возможности определить направление внешних сил, ее обусловивших. Эллипсоид может быть образован из сферы путем простого сжатия, растяжения или благодаря действию пары сил. Это представлено в двух измерениях на рис. 15. Даны три идентичных эллипса. Эллипс на рис. 15, А образовался в результате сжатия, на рис. 15, В — в результате растяжения и на рис. 15, С — в результате действия пары сил, как показано сплошными стрелками. Пунктирные стрелки имеют то же значение. Таким образом, если даже

геолог может точно описать деформацию, он не может непосредственно вывести внешние силы без некоторых дополнительных данных. В дальнейшем употребление принципа эллипсоида деформации будет рассматриваться в главах, посвященных складчатости, трещиноватости и вторичной слоистости.

Чтобы облегчить изображение иллюстраций в двух измерениях, рассмотрим деформацию круга в эллипс. В этом

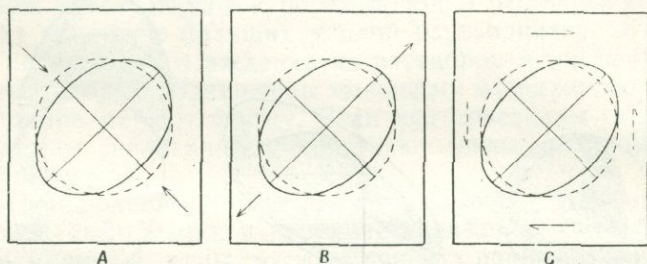


Рис. 15. Деформация круга в эллипс.

A — сжатие; *B* — растяжение; *C* — пара сил.

случае длинная ось эллипса соответствует длинной оси эллипсоида, а короткая ось эллипса — короткой оси эллипсоида. Средняя ось эллипсоида перпендикулярна к плоскости бумаги, на которой начерчена диаграмма. В окончательном анализе, однако, деформацию следует рассматривать в трех измерениях; в противном случае возможны ошибки интерпретации. Часто различают *невращательную* и *вращательную* деформацию. Рис. 15, *A* и 15, *B* являются примерами невращательной деформации, потому что внешние силы порождают зависимость между осями деформации, выдерживающуюся в течение всего периода деформации. Однако при действии пары сил, как показано на рис. 15, *C*, ось деформации вращается в направлении часовой стрелки при постоянно приложенных внешних силах.

ДЕФОРМАЦИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Породы в земной коре подвержены всем трем главным типам деформации: упругой, пластической и разрывной.

Повторяющиеся усилия и последующие колебания волн землетрясения вызывают упругое напряжение, но их действие регистрируют не всегда, и поэтому они не могут наблюдаться геологом-тектонистом. Пластическая деформация проявляется в складчатости, в развивающемся кливаже

течения и в изменениях форм масс пород. Горизонтальная слоистость постоянно деформируется складчатостью; таким образом складчатость сопровождается проскальзыванием прослоев одного относительно другого; каждый слой испытывает пластическую деформацию. Происхождение кливажа является спорным вопросом, но один из видов его, известный под названием *кливажа течения*, обычно рассматривается как результат пластической деформации. Как станет очевидным позже, твердые породы способны течь в крыльях складок и могут увеличиваться в мощности вблизи осей складок. Если крупное тело твердых гранитов подвергать достаточно большим усилиям, оно может изменить форму благодаря пластической деформации. Соли под влиянием гравитационных или тектонических сил могут перемещаться как пластические тела, образуя соляные купола.

Разрывы проявляются в образовании трещин, сбросов и кливажа различных типов. В некоторых случаях стенки пород явно смещены одна относительно другой, образуя сбросы, в случае же, если нет явных дифференциальных движений, трещины называются *сланцеватостью* или *кливажем*.

Хотя может показаться более логичным сначала рассмотреть результаты пластической деформации, а затем результаты трещиноватости, этого сделать нельзя потому, что одни типы кливажа по своему происхождению пластические, а другие обусловлены трещиноватостью. Поэтому лучше использовать геологическую классификацию и рассматривать в последовательности складки, трещиноватость, сбросы и кливаж. В таком же порядке подобрана и последовательность глав.

ГЛАВА 3

ОПИСАНИЕ СКЛАДОК

ВВЕДЕНИЕ

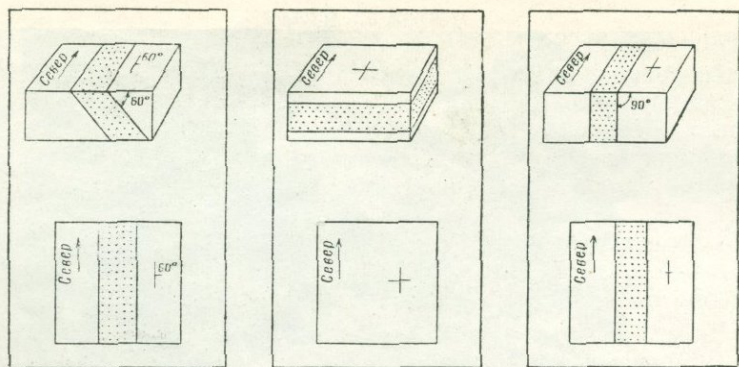
Складки — это „волнообразования“ или „волны“ в породах земли. Они проявляются в пластовых формациях — в осадочных и вулканических породах или в их метаморфических аналогах. Складки могут образовываться не только в слоистых или сланцеватых породах, но и в таких, как полосчатое габбро и гранитогнейсы.

У некоторых складок поперечный размер определяется несколькими километрами; у других же — метрами, долями метров или даже сантиметрами. Складки на континентах имеют ширину, измеряемую сотнями километров. Некоторые геологи предпочитают употреблять для таких больших складок специальный термин *флексуры* или *широкие смятия*. Так как большие складки отличаются от маленьких только по размеру, лучше рассматривать эти широкие смятия, или флексуры, как разновидность обычных складок.

ПОЛОЖЕНИЕ ПЛАСТОВ

Простира́ние пласта есть направление протяжения, измеренное на горизонтальной поверхности. Более точно простира́ние может быть определено как направление линии, образованной пересечением пласта и горизонтальной плоскости. На рис. 16,А показан пласт с северным простира́нием; на верхней части рисунка представлена блок-диаграмма, на нижней — карта или план. Паде́ние пласта — это угол между пластом и горизонтальной плоскостью; оно измеряется в вертикальной плоскости, ориентированной под прямым углом к простира́нию напластования. На рис. 16,А представлен пласт, падающий на восток под углом 60° (см. также фото III).

На геологических картах наносят специальные обозначения *падения-простира́ния*, которые определяют положение пластов. Это обозначение похоже на заглавную букву *T*, которая имеет удлиненную верхнюю часть (рис. 16,А). Эта удлиненная линия располагается параллельно простира́нию напластования, тогда как короткая линия указывает



А

В

С

Рис. 16. Обозначения падения-простираия, употребляемые для наклонных, горизонтальных и вертикальных пластов. Наверху — блок-диаграмма, внизу — план.

А — наклонные пласты; В — горизонтальные пласты; С — вертикальные пласты.



Фото III. Наклонные пласты в горах Монадноз, Нью-Хемпшир.

Переслаивание кварцитов (светлосерых) и слюдяных сланцев (темносерых), падающих под углом 50° направо. Длинная сторона компаса ориентирована по падению. При замере падения становятся на некотором расстоянии от обнажения для того, чтобы исключить влияние на замер мелких местных неправильностей в обнажении.



ФОТО IV. Вертикальные пласты. Известняки среднего мела в Хуастека Каньон, вблизи Монтеррей, Мексика.

направление падения. При горизонтальном напластовании (фото I) можно употребить специальное обозначение \perp (рис. 16, B). При вертикальном напластовании (фото IV) длинная линия ориентирована по падению пластов, а короткая поперечная линия располагается с той и другой стороны длинной линии (рис. 16, C).

Обычно на геологических картах употребляются обозначения, подобные описанным. Однако эта система не является стандартной, поэтому, читая карту, необходимо всегда обращать внимание на легенду.

ЧАСТИ СКЛАДКИ

Осевая плоскость или *осевая поверхность* складки — это плоскость, или поверхность, которая делит складку симметрично или почти симметрично пополам. На двухмерной диаграмме осевая плоскость будет представлена линией.

Осевая плоскость складок может быть вертикальной (рис. 17, A, B и C), наклонной (рис. 17, D и F) или горизонтальной (рис. 17, E). Обычно осевая поверхность складок является сравнительно ровной плоскостью, однако она может быть и искривленной. Положение осевой плоскости, подобно положению пласта, определяется простиранием и падением. На рис. 17 север ориентирован в верхний левый угол. На рис. 17, A, B и C осевая плоскость пласта простирается на север и имеет вертикальное падение. На рис. 17, D простирание осевой плоскости северное, а падение под углом 45° на запад. На рис. 17, F осевая плоскость простирается на север и падает под углом 60° к западу; на рис. 17, E осевая плоскость горизонтальна. Если осевая плоскость искривлена, падение или простирание ее, или и то и другое, могут изменяться от места к месту, как и при наличии искривленной плоскости напластования.

Обозначения для каждой складки, представленные на рис. 17, рассматриваются ниже.

Ось складки — это пересечение осевой плоскости с поверхностью пласта. На рис. 17 ось складки обозначена aa' .

На самом деле, у каждого изогнутого в складку пласта есть своя ось, а каждая складка имеет бесчисленное множество осей. Поскольку эти оси обычно параллельны, для обозначения положения складки достаточно наносить одну ось. У некоторых складок ось будет горизонтальна (рис. 17, A, D и E), у других — наклонна (рис. 17, B и F) или вертикальна (рис. 17, C).

Стороны складки принято называть *крыльями*. В прошлом употреблялись термины *колени*, *седловина*, *ветвь*, *скат*, однако теперь они вышли из употребления. Крыло протяги-

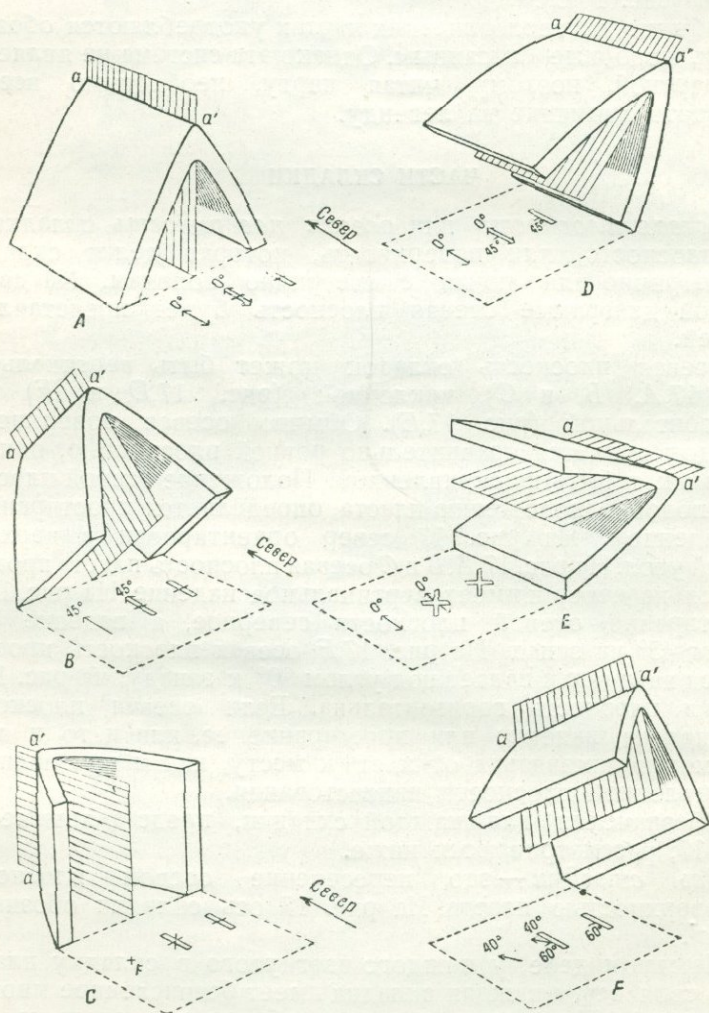


Рис. 17. Различные положения осевой плоскости складок.

Осевая плоскость отгнена в каждой диаграмме;

aa' — ось складки. Под каждой складкой показано соотношение осевой плоскости и оси; обозначения приведены ниже (см. также рис. 48).

вается от осевой плоскости одной складки к осевой плоскости другой. Например, на рис. 18, А $a'b$ — крыло складки, его можно рассматривать как восточное крыло антиклинали или как западное крыло смежной синклинали. Таким образом, каждое крыло является общим для двух смежных складок.

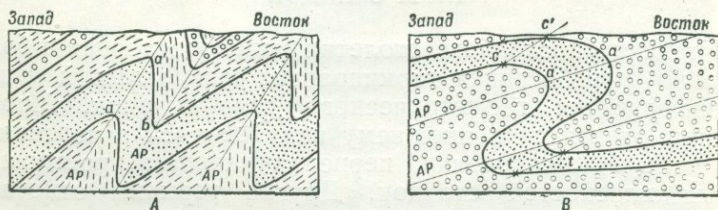


Рис. 18. Элементы складки.

AP — осевая плоскость; ab — крыло складки; c — высшая точка перегиба одного пласта; c' — высшая точка перегиба другого пласта; cc' — плоскость перегиба; t — низшая точка перегиба одного пласта; t' — низшая точка перегиба другого пласта; tt' — плоскость перегиба в мульде.

Во многих случаях, подобно изображенному на рис. 18, А, ось складки находится в наиболее высокой части ее. Однако это условие не обязательно. Например, на рис. 18, В a и a' являются осями складок или пересечением осей с плоскостью бумаги, а c и c' являются наиболее высокими точками складки. *Перегиб* складки — линия, проходящая через наивысшую часть складки, или, другими словами, — это линия, соединяющая наиболее высокие точки одного и того же пласта в целом ряде поперечных сечений. Каждый пласт имеет свой перегиб. Плоскость, или поверхность, образованная перегибами, называется *плоскостью перегиба* (cc' на рис. 18, В).

Так как перегиб и ось складки часто совпадают друг с другом и различие между ними имеет только теоретический интерес, во многих разделах геологии это различие опускают совсем. Аналогично и различие между плоскостью перегиба и осевой плоскостью. Однако при изучении вопросов, связанных с аккумуляцией газа и нефти, это различие имеет значение. Локализация этих веществ контролируется скорее перегибом и плоскостью перегиба, чем осью и осевой плоскостью. В нефтяных полях Америки плоскость перегиба и осевая плоскость обычно идентичны.

Линия перегиба в мульде — это линия, проходящая через нижнюю часть складки, или иначе, это линия, соединяющая нижние части пластов в бесчисленном количестве

поперечных сечений. На рис. 18, В буквами t и t' обозначены низшие точки перегиба. Плоскость, соединяющая линии перегибов в мульде, может быть названа *плоскостью мульды*.

ТИПЫ СКЛАДОК

В течение последнего столетия наиболее верная и более детально разработанная терминология развивалась в направлении описания геометрического вида складок. Многие термины относятся к внешнему виду складок в вертикальном поперечном сечении, перпендикулярном простираению осевых плоскостей складок. Другие термины относятся к расположению осей. Первыми мы рассмотрим типы складок, выделенные по внешнему виду их в поперечном сечении. Как и следовало полагать, термины относятся главным образом к соотношению в складках осевой плоскости и крыльев.

Антиклиналь — это складка, которая выпуклостью обращена вверх или, в более сложных случаях, была обращена вверх в определенные стадии ее развития (фото V). Этот термин введен Гриком и обозначает „обратно наклоненную“ складку. Он относится к тому случаю, когда в простых антиклиналях два крыла падают в противоположные стороны (рис. 19, А). Однако в некоторых случаях два крыла антиклинали могут падать в одном направлении (рис. 19, В) или быть горизонтальными (рис. 19, С). Некоторые антиклинали имеют более сложную форму, поэтому стандартное обозначение их не может быть предложено (рис. 19, D). Антиклиналь можно также определить как складку, в которой более древние породы находятся в центральной части изгиба. Это верно и в том случае, если даже история структуры является необычайно сложной.

Синклиналь — складка, которая вогнутостью обращена вверх или в более сложных случаях была обращена вверх в определенные стадии ее развития.

Этот термин также введен Гриком и обозначает пласты, наклоненные в одну сторону; он употребляется в том случае, когда в простых синклиналях два крыла падают в одну сторону (рис. 20, А). Однако крылья складок могут падать в разном направлении, могут быть горизонтальными или иметь более сложную форму (рис. 20, В, С и D). Синклиналь — складка, в которой более молодые породы находятся в центральной части изгиба.

Другие термины относятся к положению осевой плоскости. Различают *симметричную* складку, у которой осевая

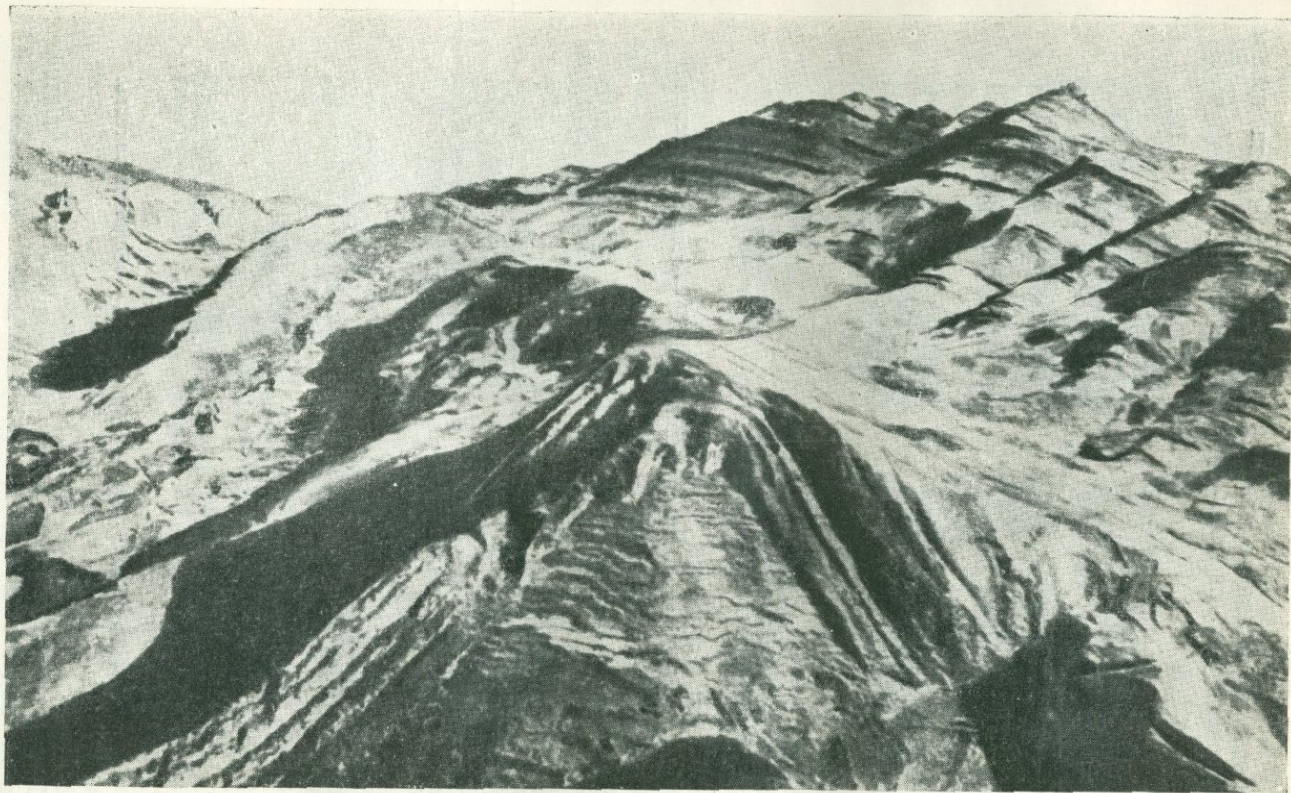


Фото V. Антиклиналь, находящаяся примерно в 32 км к северу от Церро-де-Паско, Перу. Пласты мезозойского и третичного возраста.

плоскость в основном вертикальна или оба крыла имеют одинаковый угол падения (рис. 21,А).

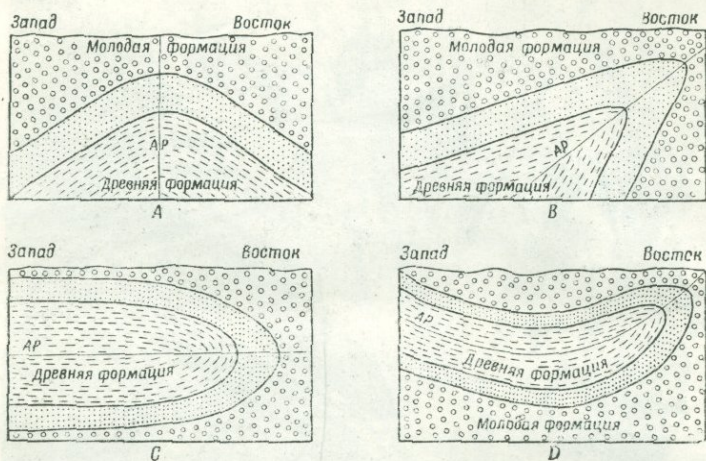


Рис. 19. Разновидности антиклиналей. АР — осевая плоскость.

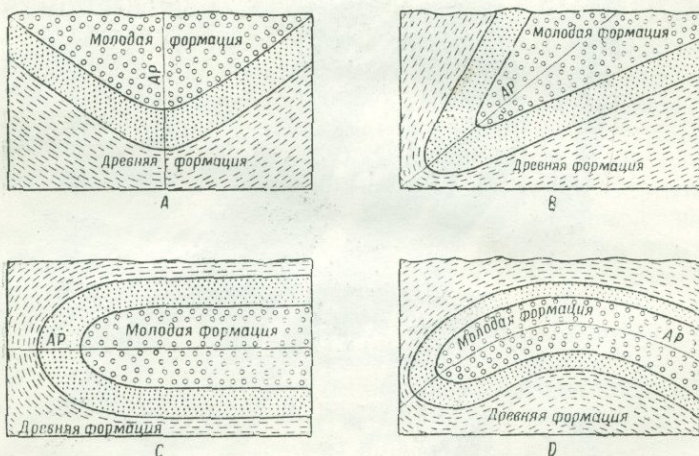


Рис. 20. Разновидности синклиналей. АР — осевая плоскость.

В асимметричной складке осевая плоскость наклонна; крылья падают в противоположных направлениях и под различными углами (рис. 21,В).

В опрокинутой или перевернутой складке осевая плоскость наклонена, и оба крыла падают в одном и том же направлении, но обычно под различными углами (рис. 21,С)

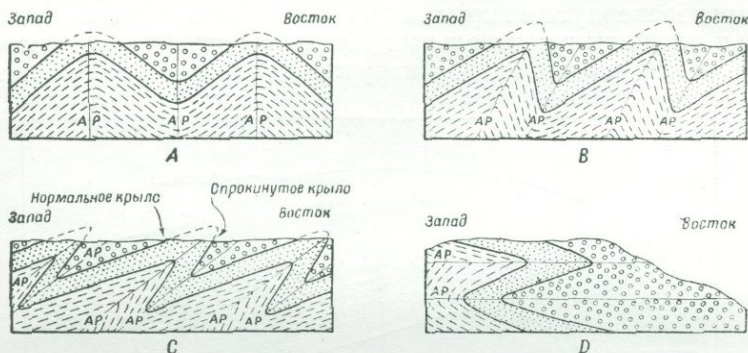


Рис. 21. Разновидности складок.

AP — осевые плоскости; А — симметричные складки; В — асимметричные складки; С — опрокинутые складки (перевернутые); D — лежащие складки.

Опрокинутое, перевернутое или обратное крыло было повернуто на угол больше чем 90° для достижения его настоящего положения. Для обозначения опрокинутых пластов (рис. 22) на современных картах употребляется специальный знак.

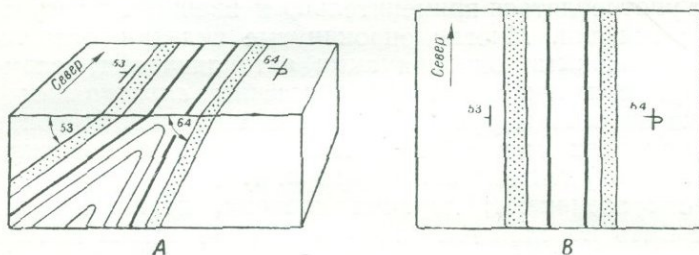


Рис. 22. Обозначение падения и простирания для опрокинутых пластов.

А — блок-диаграмма; В — план. Обозначение падения и простирания неопрокинутого пласта, падающего под углом 53° на запад (налево). Обозначение падения и простирания опрокинутого пласта, падающего под углом 64° на запад (налево).

Осевая плоскость *лежащей складки* в основном горизонтальна (рис. 21, D, фото VII). Складки этого типа, имеющие большие размеры, являются редкостью в Северной Америке, но они часто встречаются в Альпах. Поэтому тщательно разработанная терминология развивалась европейскими

геологами именно для описания этих складок [(рис. 23). Пласты в перевернутом крыле складки обычно более тонки, чем соответствующие пласты в нормальном крыле. *Перегиб складки* — это искривленная часть складки между нормальными перевернутыми крыльями. Многие опрокинутые складки Альп сложены в центральных частях палеозойскими кристаллическими породами, а в наружных слоях — мезозойскими

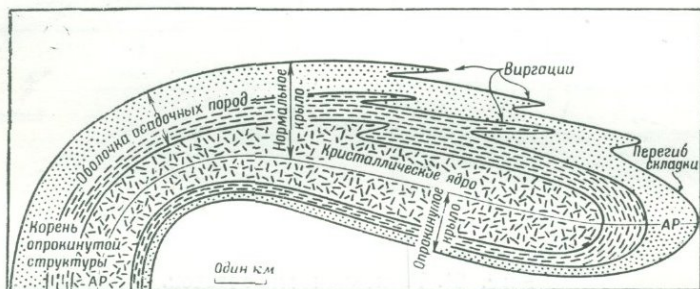


Рис. 23. Название различных частей лежачей антиклинали.

осадочными породами. Таким образом, различается ядро, сложенное кристаллическими породами, и оболочка из осадочных пород. Каждая опрокинутая складка сложена целиком породами одного типа; термины *ядро* и *оболочка* могут употребляться применительно к внешним и наружным частям складки. Многие опрокинутые складки осложнены вспомогательными опрокинутыми антиклиналями; вспомогательные складки могут быть названы *виргациями*; они похожи на пальцы руки. Лежачие складки при благоприятных условиях могут быть прослежены на поверхности земли, до *корней* или *зоны корней*, т. е. до места, из которого они возникают; другими словами, лежачие складки могут быть прослежены в тех местах, где осевая плоскость отличается наиболее крутым положением.

Изоклиальная, или равно наклоненная, складка, в определении Грика, имеет два крыла, которые падают под равными углами в одном и том же направлении (рис. 24). У вертикальной и симметричной изоклиальной складки (рис. 24, А) осевая плоскость вертикальна (фото VI); у наклонной или перевернутой изоклиальной складки осевая плоскость наклонена. У лежачей изоклиальной складки осевая плоскость горизонтальна. Многие лежачие складки изоклиальны. Большинство складок в осевых частях антиклиналей и синклиналей относительно округлы, но некоторые складки



Фото VI. Вертикальная изоклиальная синклиналь, находящаяся примерно в 5 км к западу от Церро-де-Паско, Перу. Пласты третичного возраста. Вид вдоль осевой плоскости складки, по направлению на юг-восток 20° .

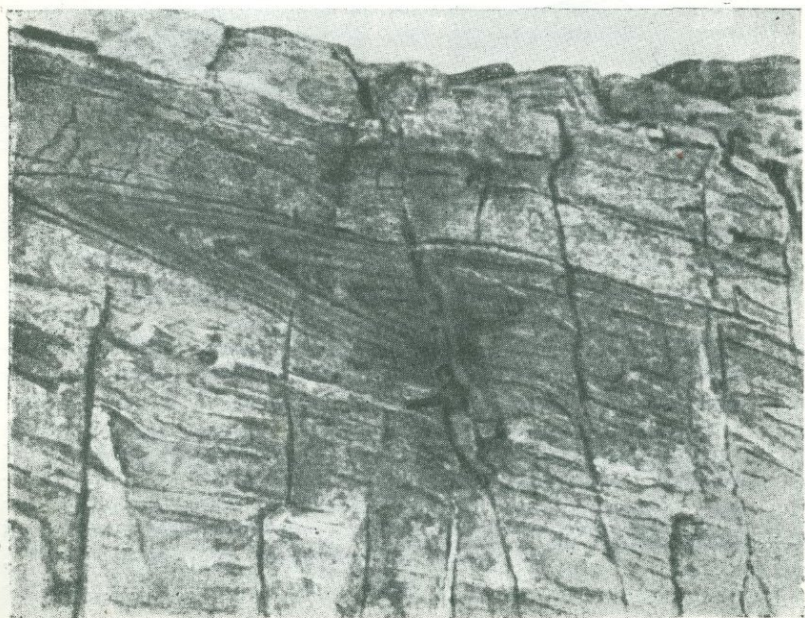


Фото VII. Небольшие лежащие складки, в горах Моналнок, Нью-Хэмпшир.

бывают остро очерчены и неправильны. Такие складки называются *угловатыми (chevron) складками* (рис. 25, А).

У *веерообразной складки* оба крыла опрокинуты (рис. 25, В). В антиклинальной веерообразной складке крылья

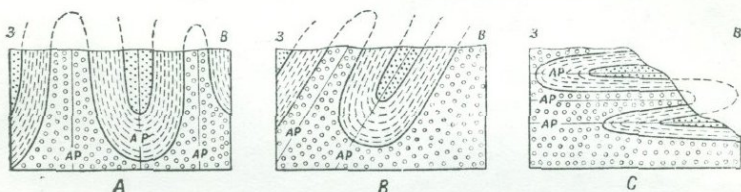


Рис. 24. Изоклинные складки.

AP — осевые плоскости; А — вертикальные изоклинные складки; В — наклонные изоклинные складки; С — лежащие изоклинные складки.

падают навстречу друг другу; в синклинальной веерообразной складке крылья падают в противоположные стороны. Под веерообразными складками раньше разумели складки иного типа. Пятьдесят лет назад полагали, что веерообразные складки широко распространены в Альпах.

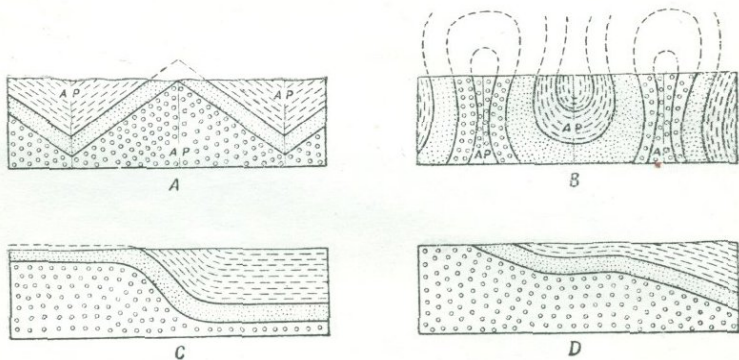


Рис. 25. Различные типы складок.

AP — осевые плоскости; А — угловатая (chevron) складка; В — веерообразная складка; С — моноклираль; D — структурная терраса.

На плато, где напластование относительно горизонтально, местами пласты имеют крутое падение (рис. 25, С). Складки, образованные такими пластами, называются *моноклиральными*. Угол падения пластов в моноклиальной складке может меняться от нескольких градусов до 90° , а превышение точек какого-либо пласта на противополож-

ных сторонах моноклинали может равняться сотням или даже тысячам метров.

В районах, где залегание пластов становится горизонтальным, образуются *структурные террасы* (рис. 25, D). Следует иметь в виду, что геоморфологи структурными террасами называют террасы, контролируемые структурами.

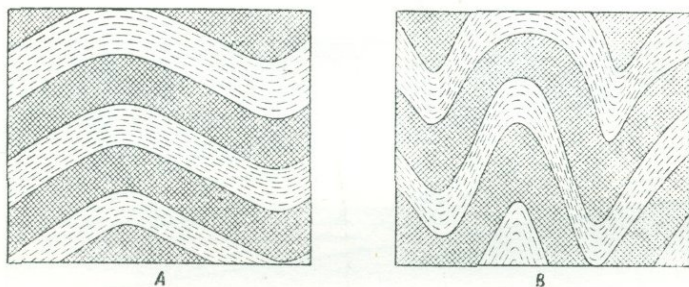


Рис. 26. Открытые и закрытые складки.

А — открытые складки; В — закрытые складки.

Термин *моноклинальное падение* (в определении Грика — „одинаковое падение“) можно применять для пластов, которые падают в одном направлении под одинаковым углом. Моноклинальные складки часто встречаются на больших площадях. Этот термин пригоден для применения к региональной структуре.

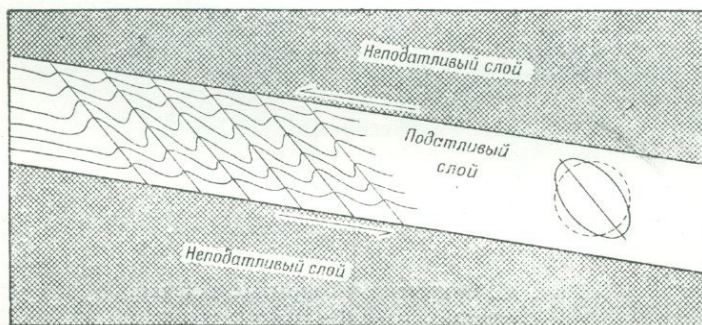
Закрытая складка образуется в том случае, когда деформация достаточно интенсивна для создания течения более податливых слоев, так что эти слои становятся более уплотненными и менее мощными (рис. 26, В).

При образовании *открытой складки* течение не имеет места (рис. 26, А). Хотя многие крайние разновидности этих двух типов складок могут быть легко отличимы один от другого, промежуточные разновидности их различить трудно.

Складки волочения образуются в том случае, когда неподатливый слой скользит по податливому (incompetent¹) слою (рис. 27). Складки волочения могут образоваться на крыльях основных складок вследствие скольжения слоев друг относительно друга или могут развиваться под на-

¹ Под словом „competent“ (неподатливый) американские геологи подразумевают наличие в породе достаточной прочности и гибкости для передачи давления при изгибании под нагрузкой вышележащим породам. Incompetent имеет обратное значение. (Прим. перев.)

двинутыми блоками (гл. 10). Осевые плоскости складок волочения не перпендикулярны наслоению неподатливых слоев, но наклонены под одним и тем же углом к нему. Под действием пары сил (пример показан на рис. 27) воображаемый круг в податливом слое будет деформирован в эллипс. Следы осевых плоскостей складок параллельны длинной оси этого эллипса. Острый угол между осевыми плоскостями



Р и с. 27. Складки волочения, образовавшиеся в результате скольжения одних слоев относительно других.

и главной плоскостью напластования ориентирован в направлении дифференциального движения.

Применение складок волочения при решении структурных вопросов будет рассматриваться ниже.

ПОГРУЖЕНИЕ СКЛАДОК

В приведенном ниже разрезе (рис. 28) особое значение имеет внешний вид складок в поперечном сечении. Складки, как любую геологическую структуру, можно рассматривать в трех измерениях. Положение оси особенно важно фиксировать в трех измерениях.

В некоторых складках ось горизонтальна (см. рис. 17, *A*, *D* и *E*), в других она наклонена (см. рис. 17, *B*, *C* и *F*). Положение оси складки определяется двумя величинами: *простираем* ее *горизонтальной проекции* и *погружением*. На рис. 29 ось складки изображена в виде линии *FD*. Из всех возможных вертикальных плоскостей на рис. 29 только одна *ADFG* вмещает линию *FD*. В пересечении этой плоскости с горизонтальной плоскостью *ABCD* находится линия *AD*, которая является горизонтальной проекцией *FD*. Линия *AD* простирается в северо-западном направ-

лении и определяет простираение горизонтальной проекции FD . Погружение FD определяется углом P между линиями AD и FD , измеренным в вертикальной плоскости $ADFG$.

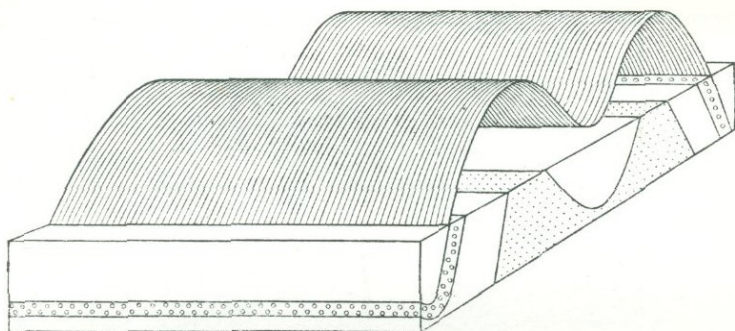


Рис. 28. Складки, ось которых не испытывает погружения.

Погружение складок непосредственно нельзя наблюдать; оно может быть легко определено на карте. На рис. 28 изображена блок-диаграмма складки, ось которой не испыты-

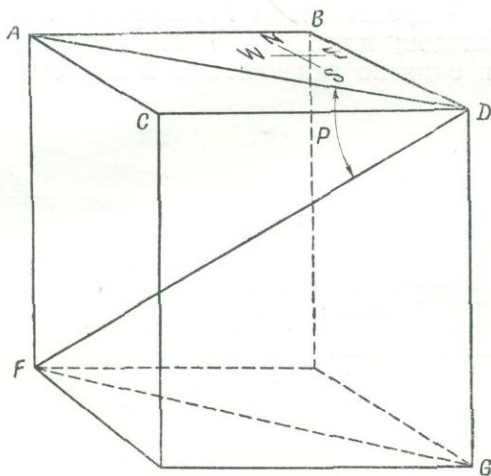


Рис. 29. Соотношение осей складки.

Если FD является осью, то AD — простираение горизонтальной проекции оси; P — угол погружения.

вает погружения. На карте пласты на противоположных крыльях простираются параллельно один другому; они не сходятся. На рис. 30 представлена геологическая карта, на

которой изображена непогружающаяся синклинали. На рис. 31 представлена блок-диаграмма погружающихся складок и показано схождение пластов; формации имеют форму зигзагов.

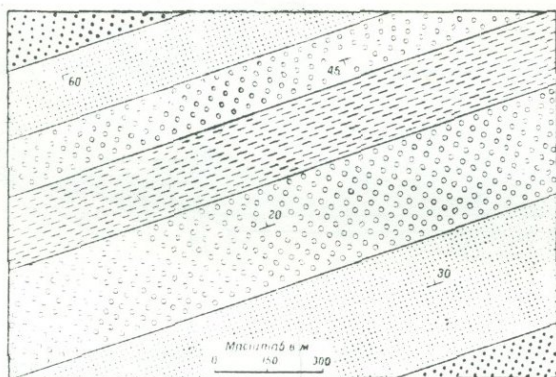


Рис. 30. Геологическая карта района. Показана складка, ось которой не испытывает погружения.

На рис. 32 и 33 представлены геологические карты погружающихся складок; пласты на противоположных крыльях простираются один по направлению к другому и сходятся.

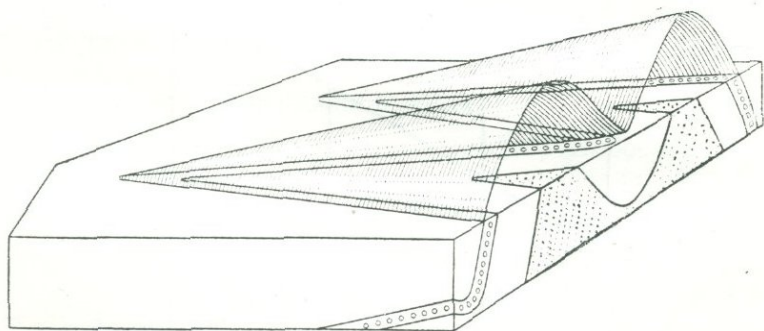


Рис. 31. Складки, оси которых испытывают погружение. Погружение 10° (налево).

На рис. 32 показана погружающаяся антиклиналь, на рис. 33 — погружающаяся синклинали. Место на карте, где слои обнаруживают максимум перегиба, называется *носом* складки; нос есть в каждом пласте. Линия, представляющая след оси

складки, соединяет точки, в которых каждый пласт обнаруживает максимум кривизны (рис. 32 и 33). На многих геологических картах след оси называют *осью*, но этот термин,

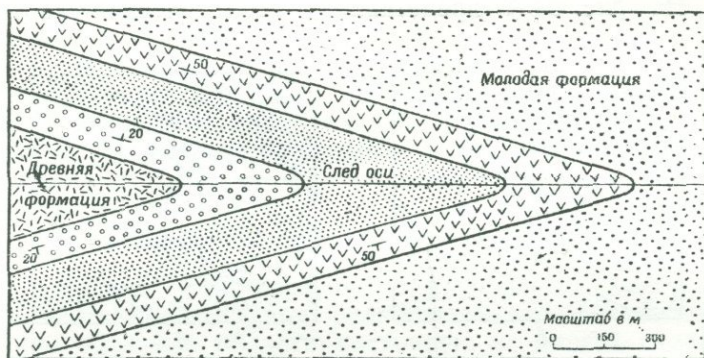


Рис. 32. Геологическая карта с антиклиналью, ось которой погружается к востоку (направо).

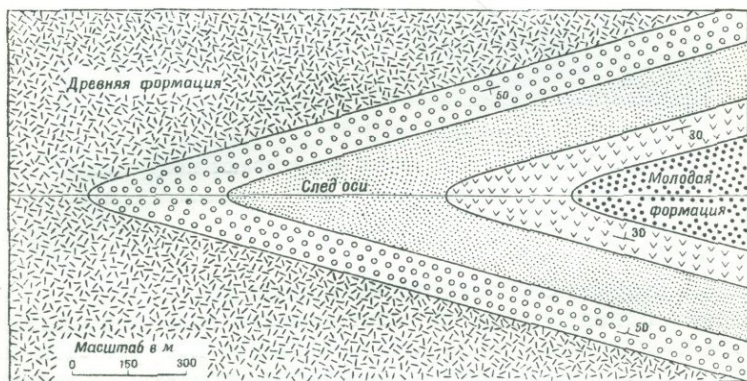


Рис. 33. Геологическая карта с синклиалью, ось которой погружается к востоку (направо).

как указывалось выше, употребляется обычно в ином смысле. Для симметричных или непогружающихся складок осевой след и горизонтальная проекция оси совпадают, но если осевая плоскость наклонена и складка погружается, такого совпадения нет.

В предыдущем параграфе без оговорок предполагалось, что величина погружения неизменна. Однако во многих случаях величина погружения изменяется по простиранию; направление погружения может также изменяться на обратное. На рис. 34,А представлена геологическая карта, на

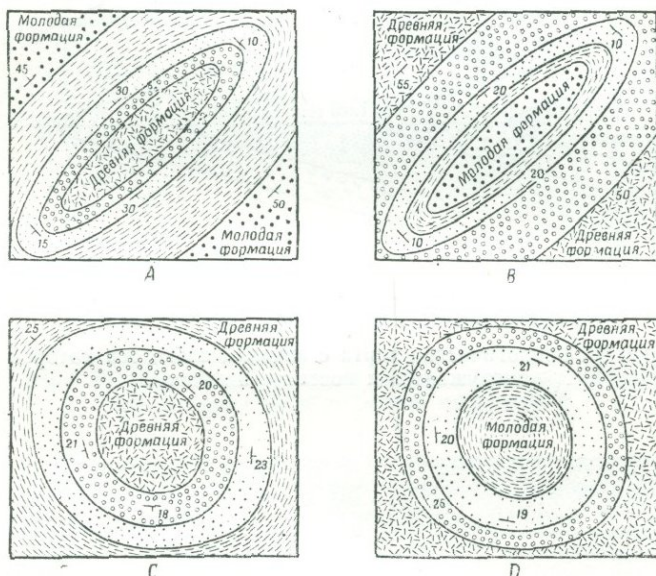


Рис. 34. Складки, оси которых испытывают погружение.

А — антиклиналь с двойным погружением; В — синклинали с двойным погружением; С — купол; D — чаша.

которой изображена симметричная антиклиналь, осевой след которой ориентирован в северо-восточном направлении. В северо-восточном углу карты складка погружается под углом 20° на северо-восток и пласты сходятся в северо-восточном направлении. По направлению к юго-западу величина погружения уменьшается и в центральной части карты равна нулю, поскольку пласты на противоположных крыльях простираются параллельно. В юго-западном углу антиклиналь погружается на 15° к юго-западу. На рис. 34,В показана синклинали, которая погружается на юго-запад в северо-восточном углу карты и на северо-восток в юго-западном углу.

У складки с двойным погружением в пределах рассматриваемой ограниченной площади направление погруже-

ния меняется на обратное. Многие складки, если проследить их на значительном расстоянии, имеют двойное погружение.

Купол — это антиклинальное поднятие, которое не имеет отчетливого простираения (рис. 34,С). *Чаша* — синклиналиальная депрессия, которая не имеет отчетливого простираения (рис. 34,Д).

Угол погружения обычно не велик, но в некоторых районах, особенно в районах, сложенных метаморфическими породами, он может достигать 90° . На отдельных участках складки могут иметь погружение, изменяющееся даже на обратное.

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ ИЛИ ОРОГЕНА

Предыдущие рассуждения относились к отдельным складкам. Однако складки редко встречаются в одиночку и обычно образуют области, состоящие из многих складок.

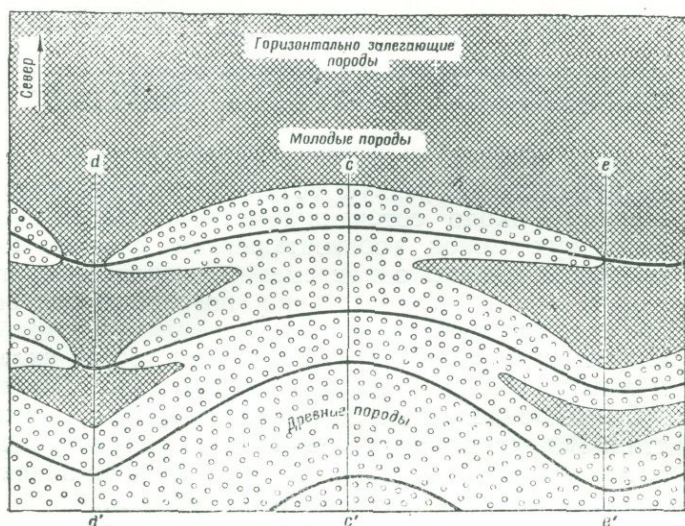


Рис. 35. Сближение и расхождение следов осей складок. Следы осей (оси) показаны толстыми черными линиями. Эти линии расходятся в стороны от $с-с'$ и сходятся по направлению к $с-с'$.

В одних районах осевые следы (оси) складок параллельны и прямолинейны, в других они параллельны, но криволинейны. В большинстве же случаев они не параллельны и не прямолинейны. На рис. 35 представлена геологическая карта

площади, на которой осевые следы криволинейны. Вдоль линии cc' они выгнуты к северу и расходятся к востоку и западу.

На некоторых участках отдельные складки простираются на небольшом расстоянии и частично перекрываются одна другой, образуя кулисы, как показано на рис. 36.

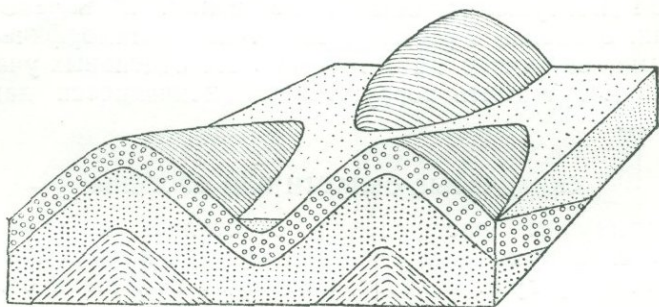


Рис. 36. Кулисообразные складки.

Антиклинали совпадают с хребтами гор, возвышающихся над горизонтальной плоскостью. След оси складки, находящейся на заднем плане, расположен кулисообразно по отношению к складкам на переднем плане.

Складчатая область, называется *орогеном*. Большинство орогенов имеют длину, равную сотням и тысячам километров, а ширину — около сотен километров. Ороген обычно окаймлен с двух сторон горизонтальными слоями пород, которые были отложены одновременно с породами орогена. Многие орогены, однако, частично погребены под более молодыми отложениями.

В *выпуклых частях* орогена следы осей складок выгнуты в направлении внешнего края орогена. Линии cc' на рис. 35 и 37 определяют их местоположение на выпуклых частях. В других частях следы осей вогнуты в направлении внешнего края орогена. На рис. 35 и 37 линии dd' и ee' определяют местонахождение вогнутостей.

На значительной части орогена осевые плоскости многих складок падают в одном и том же направлении. Например, в провинции Долины и Хребта плоскогорья Аппалач осевые плоскости падают по направлению к юго-востоку. Большинство сбросов в этом районе так же хорошо проявлены, как и кляваж, и падают в том же направлении. На многих участках все складки погружаются в одном и том же направлении. На рис. 37 складки между cc' и ee' погружаются по направлению к востоку. Восточнее линии ee' складки погружаются на запад. Западнее линии cc' , но восточнее

линии dd' складки также погружаются на запад. Западнее линии dd' складки погружаются на восток. Линией cc' отмечена область поднятия, линиями dd' и ee' — прогибы. *Поднятия* и *прогибы* ориентированы главным образом под прямым углом к простираению складок; складки погружаются от поднятия по направлению к депрессии. Понятие

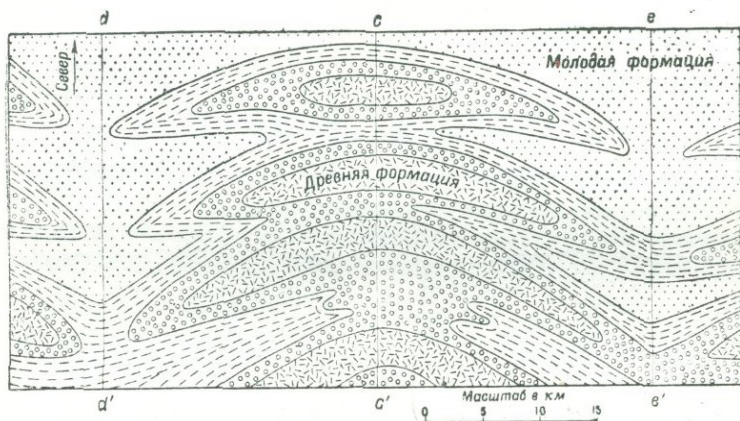


Рис. 37. Поднятия и прогибы.

Линия cc' обозначает поднятие, в стороны от которого происходит погружение складок; dd' и ee' — прогибы, по направлению к которым происходит погружение складок.

поднятия и прогиба имеет большое значение в понимании структуры Альп.

Многие складки на крыльях осложнены мелкими складками второго порядка. Яркие примеры этого можно найти в сильно деформированных породах. В западной части Нью-Хэмпшира расстояние между шарнирами больших антиклиналей определяется в несколько километров. На эти главные складки наложены складки второго порядка, оси которых находятся на расстоянии сотен метров. На складки второго порядка наложены более мелкие складки, оси которых находятся на расстоянии многих десятков метров. В свою очередь эти мелкие складки осложнены еще более мелкими складками, которые можно наблюдать в отдельных обнажениях; расстояние между шарнирами этих маленьких складок измеряется в метрах. На крыльях маленьких складок находится мелкая волнистость на расстоянии в несколько сантиметров. Микроскопическое изучение позволяет обнаружить пloyчатость, которая не видна невооруженным глазом.

Крупные антиклинали, состоящие из большого количества более мелких складок, называются *антиклинориями* (рис. 38, А и С). Антиклинорий — это большая складка, образующая целый горный хребет. Таким образом он может иметь поперечный размер, равный по крайней мере нескольким километрам. *Синклинорий* — большая синклиналь, которая сложена большим количеством более мелких складок (рис. 38, В и D).

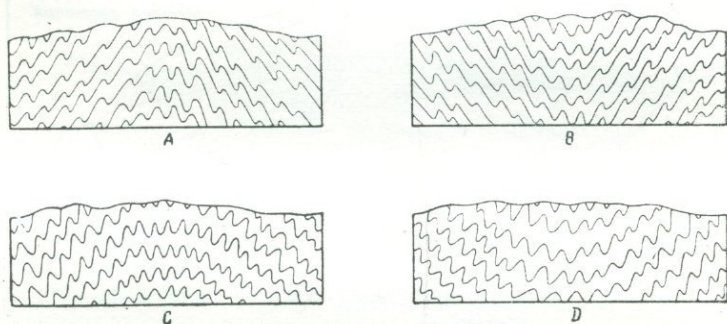


Рис. 38. Антиклинорий и синклинорий.

А — аномальный антиклинорий; В — аномальный синклинорий;
С — нормальный антиклинорий; D — нормальный синклинорий.

В *нормальной* антиклинории (рис. 38, С) осевые плоскости более мелких складок сближаются книзу; в *нормальной* синклинории (рис. 38, D) они сближаются кверху. В *аномальной антиклинории* (рис. 38, А) осевые плоскости маленьких складок сближаются кверху; в *аномальной синклинории* (рис. 38, В) осевые плоскости сближаются книзу.

Существуют два термина, которые часто неправильно употребляют, — *геосинклиналь* и *геоантиклиналь*¹. Термин *геосинклиналь* буквально означает „земная синклиналь“. Однако этот термин не должен употребляться для каждой большой синклинали. Геосинклиналь — это бассейн, в котором накапливались осадки мощностью во много тысяч метров. Хотя осадочные отложения в Аппалачской геосинклинали, накапливавшиеся в течение палеозойской эры, имели 12 000 м мощности, они отлагались в неглубоких бассейнах. Фактически многие осадки были отложены над уровнем моря на поверхности дельт. Основание бассейна во время накопления осадков погружалось.

¹ Многие структурные формы, как-то: геосинклиналь, антиклинорий и синклинорий, Биллингс понимает слишком формально и упрощенно. (Прим. перев.).

С другой стороны, европейские геологи предполагают, что альпийская геосинклиналь была временами очень глубока. Новейшие изучения показывают, что современная геосинклиналь расположена вдоль побережья Мексиканского залива; в ней кайнозойские осадки имеют много десятков тысяч метров мощности.

Геоантиклиналь в противоположность геосинклинали является площадью, с которой сносятся осадки. Аппалачская геоантиклиналь протягивается к юго-востоку от Аппалачской геосинклинали.

ПОВЕДЕНИЕ СКЛАДОК НА ГЛУБИНЕ

Что происходит со складками на глубине? Продолжаются ли они на очень большие глубины, или они постепенно или внезапно исчезают? На большинстве структурных разрезов показаны складки, продолжающиеся вглубь без изменения,

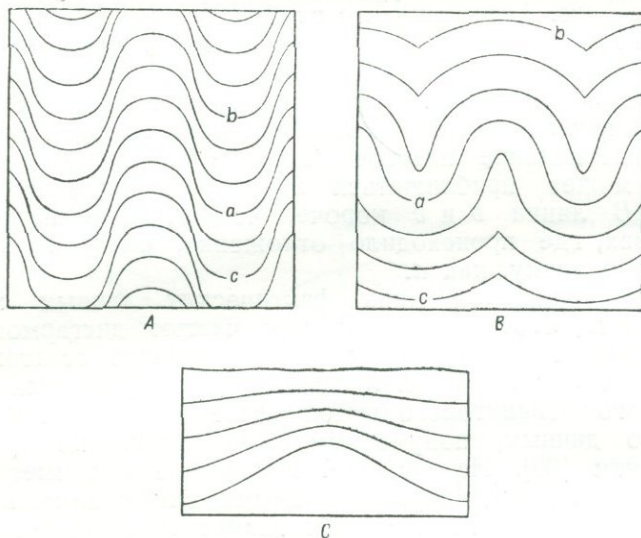


Рис. 39. Типы складчатости.

А — подобная складчатость; В — параллельная складчатость.
С — складки, утоняющиеся в своде.

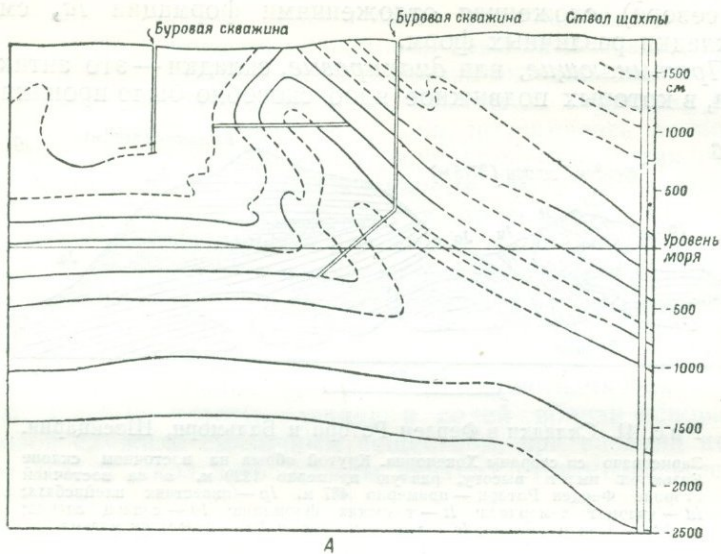
но это делается условно, так как нет точных сведений о характере поведения складок на глубине.

Теоретическое рассмотрение проливает некоторый свет на этот вопрос. На рис. 39, А показана подобная складчатость. Линия *a* обрисовывает форму складки, образованной

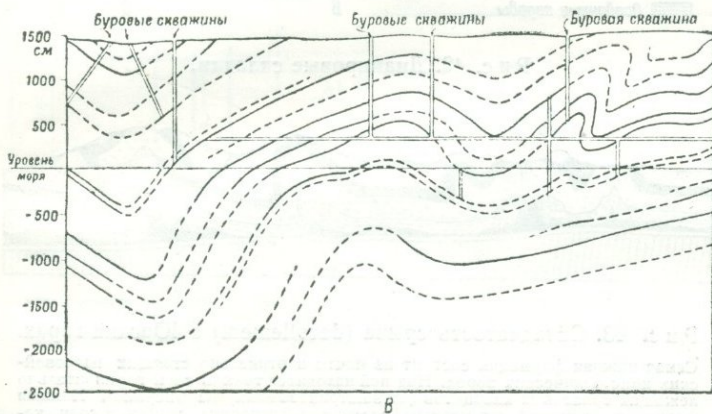
одной плоскостью наслоения. Другие линии проведены в предположении, что они имеют ту же форму, что и линия *a*. Подобным образом форма складки распространяется беспредельно книзу и кверху. Кроме того, линии *b* и *c* имеют ту же длину, что и *a*. В этом типе складчатости каждый слой на крыльях будет тоньше, а вблизи осей толще. При образовании складок такого типа должно было иметь место значительное пластическое движение материала от крыльев по направлению к осям. В естественных складках крепкие или менее податливые слои сохраняют относительно одинаковую мощность, более податливые слои образуют складки течения и волочения.

На рис. 39,В показана *параллельная складчатость*. Линия *a* характеризует форму складки, образованную одной плоскостью наслоения. Остальная часть рисунка сделана на основании предположения, что мощность слоев при складкообразовании не изменяется. Очевидно, при различных условиях форма складки будет изменяться по направлению вверх и вниз. Антиклинали с глубиной становятся острее, но более широки и более открыты по направлению вверх. Наоборот, синклинали становятся шире с глубиной, но острее по направлению вверх. Складки затухают по направлению вверх и вниз. В районах распространения пологой складчатости, где падение пластов не более 10 или 20°, складчатость может приближаться к типу параллельной. На рис. 39,В линии *b* и *c* короче, чем *a*, но в первичных бассейнах, где происходило отложение, они могли иметь такую же длину, как *a*.

При наличии хороших фактических данных можно утверждать, что складки большей частью дисгармоничны, форма складок кое-где нарушает нормальную стратиграфическую колонку. На рис. 40 представлен структурный разрез Северного антрацитового бассейна в Пенсильвании, построенный по данным, полученным в рудниках, и по буровым скважинам [39]. На рис. 40,А представлена симметричная антиклиналь между двумя буровыми скважинами, пересекающими в нижней части опрокинутую антиклиналь, на высоте 120 м над уровнем моря. На глубине 120 м ниже уровня моря складка исчезла. Подобные изменения показаны на рис. 40,В. Дисгармоничная складчатость хорошо проявлена на некоторых больших по площади обнажениях в Альпах. Рис. 41 изображает один из таких примеров, но так как складки лежачие, изменение формы имеет место скорее в горизонтальном направлении, чем в глубину. Формация, обозначенная *Id*, смята в четыре лежачие антиклинали, приблизительно равные по размерам. Кровля



А



В

Р и с. 40. Поперечное сечение дисгармоничных складок в Северном Антрацитовом бассейне Пенсильвании.

Сплошные линии обозначают слои угля, которые разрабатываются; пунктирные линии — слои угля, зафиксированные по данным бурения.

(на севере), сложенная отложениями формации *Ia*, смята в складки различных форм.

Протыкающие, или *диапировые*, складки — это антиклинали, в которых подвижное ядро способно было проникнуть

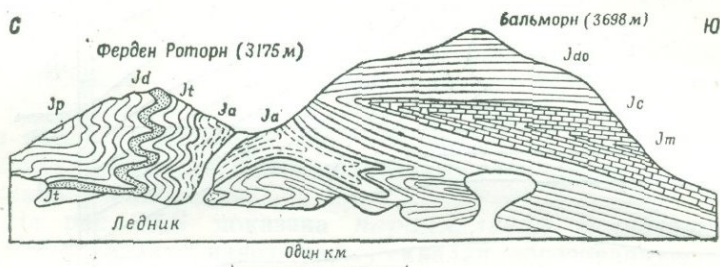


Рис. 41. Складки в Ферден Роторн и Бальморн, Швейцария.

Зарисовано со стороны Хокенорна. Крутой обрыв на восточном склоне Бальморн имеет высоту, равную примерно 1220 м, а на восточной стороне Ферден Роторн — примерно 487 м. *Jp* — известняк плейнсбаха; *Jd* — кварцит домертата; *Jt* — тларская формация; *Ia* — сланец аалена; *Id* — сланец дотгера; *Io* — сланец келловей; *Jc* — известняк мальма.

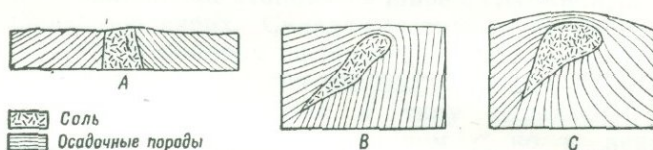


Рис. 42. Диапировые складки.

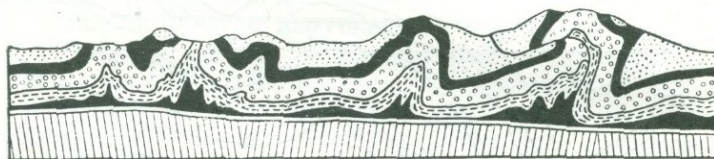


Рис. 43. Складчатость срыва (decollément) в Юрских горах.

Самая нижняя формация состоит из почти вертикально стоящих палеозойских кристаллических пород. Над ней находится тонкий слой горизонтально лежащих триасовых кварцитов (не заштрихованный на рисунке). Нижняя формация, затущеванная черным, состоит из ангидрита, сланца и соли, которые являются в высшей степени податливыми породами. Верхние слои сложены триасовыми, юрскими, меловыми и третичными осадочными породами.

через более хрупкие вмещающие породы. На рис. 42 показаны такие складки, находящиеся в Румынии, где подвижные соляные пласты проникают в вышележащие породы [93].

Складки, утоняющиеся в своде, развиваются при одновременности процессов складкообразования и осадконакопления. На рис. 39,С пласты в гребне антиклинали тоньше, а в изгибе синклинали мощнее. Пласты на вершине антиклинали тоньше потому, что она поднималась во время образования осадков; наоборот, пласты мощнее в синклинали потому, что она погружалась во время образования осадков.

Слои осадочных пород могут протыкаться породами нижележащих формаций и сминаться в складки самостоятельно. При этом в результате скалывания образуется „складчатость срыва“ (decollement). В Юрских горах, как показано на рис. 43, мезозойские и третичные слои смяты в серию антиклиналей и синклиналей, которые не затрагивают нижележащие палеозойские кристаллические породы. Слабые пласты сланцев и солей вблизи основания мезозоя служили смазочным веществом, при наличии которого могли скользить пласты верхних стратиграфических элементов.

ВЫЧИСЛЕНИЕ ГЛУБИНЫ СКЛАДЧАТОСТИ

При определенных условиях [24] глубину складчатости можно вычислить. Согласно рис. 44,А предполагается, что

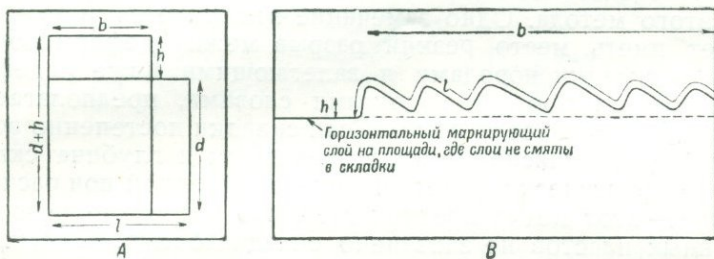


Рис. 44. Метод расчета глубины складчатости.

b — современная ширина складчатого пояса; h — средняя высота складчатости; l — первоначальная ширина складчатого пояса; d — глубина захвата складчатостью. А — квадрат деформирован в прямоугольник без изменения площади; В — складчатые слои.

вертикально стоящий прямоугольник dl был изменен в прямоугольник $b(d+h)$ при сохранении площади; тогда

$$dl = b(d+h).$$

С некоторыми определенными предпосылками подобная концепция может быть распространена на складчатые зоны. При этом предполагается, что параллельно осям складок

удлинения или укорочения не происходит и что объем пород остается неизменным. Буквой b обозначена современная ширина складчатой зоны; l — первоначальная ширина (до складчатости), которая измерена вдоль маркирующих слоев в складчатой зоне; h — высота поднятия благодаря складчатости.

На рис. 44, B толстая черная линия обозначает отдельный слой. В левой части разреза он имеет пологое залегание и не подвергнут складчатости. На складчатой площади он был поднят от положения, указанного пунктирной линией, до положения, показанного жирной линией. Средняя высота поднятия h может быть определена различными путями. Простейший путь заключается в измерении действительного поднятия через определенные интервалы, например через каждый миллиметр на приведенном рисунке, и в подсчете среднего. Все данные в уравнении, приведенном выше, исключая d , известны. Для удобства вычисления уравнение может быть написано так:

$$d = \frac{bh}{l-b}.$$

Значение d дает глубину складчатости, замеренную от маркирующего слоя в том месте, где он горизонтален. Можно сделать некоторые замечания по поводу применения этого метода. Одно замечание заключается в том, что может иметь место резкий разрыв между деформированными в складки породами и залегающими ниже недеформированными породами; другими словами, предполагается наличие складчатости срыва. Если складки постепенно исчезают книзу, вычисление будет неверным и глубина складчатости фактически будет меньше полученной при расчете. Второе — этот метод предполагает, что основание деформированных пластов не захвачено складчатостью. Однако во многих районах фундамент смят в складки благодаря действию горизонтального сжатия. Если это так, обсуждаемый метод дает заниженные цифры и глубина складчатой зоны будет значительно больше, чем вычисленное значение.

Бухер [19] определял глубину складчатости в Юрских горах. В этом случае метод применим, так как относительно тонкий слой осадочных пород отделен от кристаллического основания благодаря складчатости срыва. Вычисленная глубина соответствует выводам европейских геологов, полученным другими путями.

ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ И ИЗОБРАЖЕНИЕ СКЛАДОК

РАСПОЗНАВАНИЕ СКЛАДОК

Непосредственное наблюдение

Складки могут быть обнаружены различными путями. Наиболее лёгкий и эффективный способ заключается в наблюдении складок, но это возможно в сравнительно немногих районах. Складки хорошо видны непосредственно на неко-

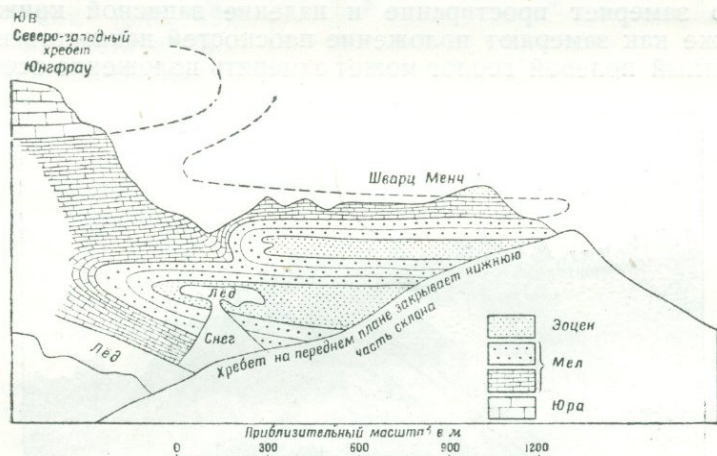


Рис. 45. Лежачие складки в горах Шварц Менч, Швейцария.

Пласты эццена обнажены в виде двух лежачих синклиналей. Скала на юго-восточной стороне Шварц Менч имеет высоту примерно 500 м. Вид со стороны Клайн Шейдег.

торых больших скалах в Альпах (рис. 41 и 45), они обнажаются также в некоторых частях Аппалачских гор, в больших выемках шоссеиных и железных дорог (рис. 46) или в естественных обнажениях (рис. 47). Складки можно наблюдать в Скалистых горах и в других частях Кордильер Северной Америки, а также и во многих других местах мира. Чаще же, однако, складки приходится определять на основании других данных. Детальное изучение показывает, что большинство хорошо обнаженных складок, даже в таком месте, как Альпы, является второстепенными структурами, связанными с гораздо более крупными складками.

Где бы ни наблюдались маленькие складки в отдельных обнажениях, желательно регистрировать их положение. При этом необходимо измерять положение осевой плоскости и положение оси. Записную книжку или лист бумаги надо



Рис. 46. Складки в разрезе большой дороги в полутора километрах к югу от Александрии, Пенсильвания.

Пласты относятся к формации Велс Крик, верхнесилурийского возраста. Слой, закрашенный черным, в поле имеет красный цвет.

держат параллельно осевой плоскости складки. Второе лицо замеряет простирание и падение записной книжки, так же как замеряют положение плоскостей напластования. Опытный полевой геолог может измерять положение осевой

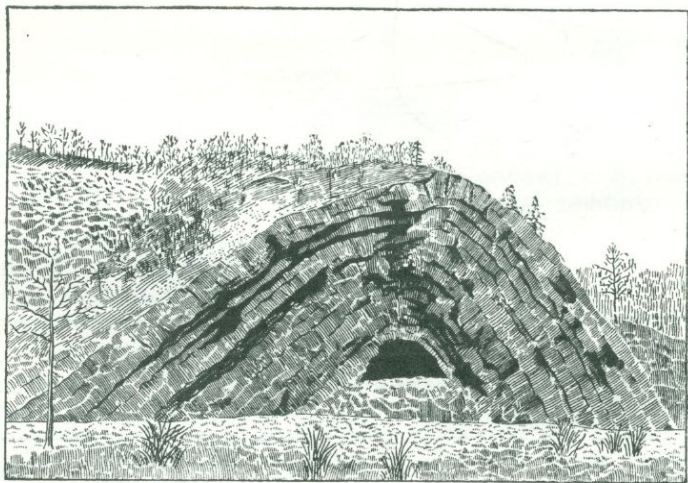


Рис. 47. Антиклиналь в полукилometре к востоку от Раундтоп, Мерилэнд. Вид через реку Потомак со стороны западной Виргинии.

Пласты относятся к верхнесилурийской формации Блумсбург.

плоскости без помощи второго лица. Отмечая эти данные на карте, следует употреблять обозначения, подобные тем, что применяются для напластования, однако не следует употреблять двойной линии (\parallel), последняя используется для обозначения простирания осевой плоскости. На рис. 48

a обозначает, что осевая плоскость простирается к северу и падает под углом 25° к западу; *b* относится к вертикальной осевой плоскости, простирающейся в направлении к северо-западу; *c* относится к горизонтальной осевой плоскости.

Положение оси складки может быть легко измерено, особенно если можно смотреть на складку сверху вниз. Один край компаса надо держать таким образом, чтобы покрыть ось складки. Таким образом получают простираание горизонтальной проекции оси (см. также рис. 29).

Погружение измеряют посредством клинометра, прикрепленного к компасу. Положение оси можно затем отмечать стрелкой (рис. 48). *d* соответствует положению оси, погружающейся на 40° к западу; *e* соответствует положению горизонтальной оси, простирающейся к северу; *f* употребляется для вертикальной оси; заглавная буква *F* ставится в стороне от этого знака в отличие от такого же знака при горизонтальном напластовании.

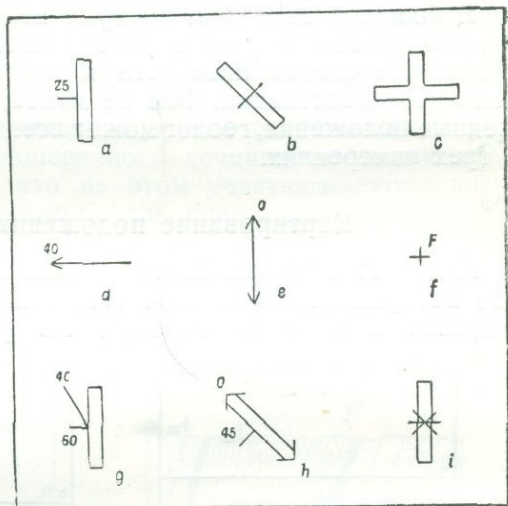


Рис. 48. Обозначения элементов складок. Вверху изображены осевые плоскости, в середине — оси, внизу — осевые плоскости и оси вместе.

Обычно обозначения, указывающие положение осевой плоскости и оси, даются в виде одного обозначения. Так, например, символ *g* на рис. 48 соответствует тому, что осевая плоскость простирается на север и падает под углом 60° на запад; ось погружается под углом 40° в направлении северо-запад 30° . Знак *h* означает, что осевая плоскость имеет северо-западное простираание и падает под углом 45° на юго-запад; ось простирается в направлении северо-запад и является горизонтальной. Знак *i* изображает складку с вертикальной осевой плоскостью, которая простирается на север; ось складки вертикальна. Три знака описанного выше типа помещены под каждой из шести складок на рис. 17. В каждом случае знак с правой стороны показывает положение осевой плоскости, с левой стороны —

положение оси. Знак, расположенный в середине, соответствует комбинации того и другого.

Для того чтобы отчетливо представить себе положение складки в трехмерном пространстве, надо взять лист бумаги и отогнуть его от себя, изобразив изоклиналную складку. Линия перегиба — это ось складки, а плоскость бумаги не только изображает два крыла складки, но также и осевую плоскость. Если желают показать различие между положением осевой плоскости и положением оси, складку нужно держать в соответственном положении.

В больших складках, которые нельзя наблюдать в одном обнажении или в ряде близко расположенных обнажений, положение осевой плоскости и оси не может быть замечено непосредственно. Тем не менее, учитывая ранее изложенные положения, геолог может всегда представить складки в трех измерениях.

Картирование положения пластов

Наиболее обычный способ распознавания складок, размер которых велик, заключается в нанесении на карту простирания и падения пластов. На рис. 49,А изображена

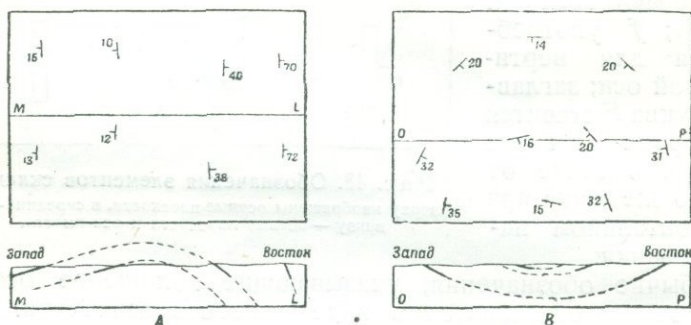


Рис. 49. Складка, обозначенная знаками падения и простирания. План сверху, структурный разрез внизу.

А — асимметричная не испытывающая погружения антиклиналь, В' — симметричная синклинали, погружающаяся на юг.

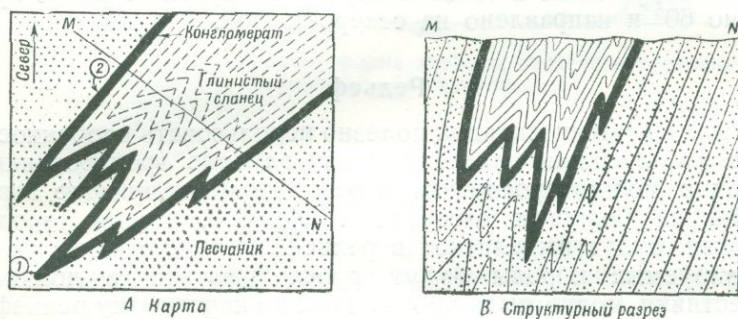
асимметричная антиклиналь, осевая плоскость которой имеет северное простирание и падает на запад. На рис. 49,В изображена симметричная синклинали, которая погружается к югу под углом 14° .

Эффективность этого метода зависит от сложности структуры и количества обнажений. Если структура проста, то

достаточно и небольшого количества обнажений. Если структура сложна, необходимо большее количество обнажений. В районах с крайне сложной структурой даже при хорошей обнаженности этот метод ненадежен, если нет иных дополнительных данных. Использование совокупности особенностей осадкообразования и данного метода будет рассмотрено ниже.

Структурная карта

Структурная карта с нанесенными на ней условными знаками может быть очень полезна при выводе деформационной структуры. На рис. 50, А изображена геологическая карта района, где фактическая обнаженность составляет 25% площади. Во всех обнажениях напластование имеет северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад. На основании поперечного сечения по линии *MN* можно предположить, что на этом участке имеются пять стратиграфических элементов: два пласта песчаников, два пласта конгломератов и один пласт сланцев. По карте видно, что два пласта песчаников, выходящих на противоположных концах линии *MN*, относятся к одной формации. Кроме того, на карте показан только один пласт конгломерата. Такая деформационная структура соответствует антиклинали,



Р и с. 50. Детали строения складки, определяемые по геологической карте.

А — геологическая карта; В — построенный по карте структурный разрез.

которая погружается на юго-запад, или синклинали, погружающейся на северо-восток. Однозначное решение этого вопроса без дополнительных данных невозможно. В некоторых местах, как, например, на рис. 50 — 1, будет обнажаться нос складки, и, проследивая подошву конгломерата, можно установить, что складка погружается на северо-

восток. Если это так, то песчаник будет наиболее древней формацией, а сланец — наиболее молодой. Первичные особенности залегания пород могут помочь в решении подобных вопросов. Если по диагональной слоистости в конгломерате на участке, обозначенном 2, можно определить положение кровли пласта, обращенной на юго-восток, то складка является синклиналью, погружающейся на северо-восток. В решении поставленного вопроса могут помочь и окаменелости; если окаменелости, находящиеся в сланце, по возрасту моложе, чем окаменелости, находящиеся в песчанике, — складка является синклиналью, погружающейся на северо-восток.

Поперечный разрез вдоль линии *MN* на рис. 50, *A* дан на рис. 50, *B*. Этот разрез должен удовлетворять условию, при котором пласты круто падают на северо-запад. Кроме того, если даже нет явных признаков, указывающих на наличие дополнительных складок, вдоль линии *MN*, судя по карте, такие складки должны существовать, и количество и местонахождение складок могут быть предсказаны; при этом предполагается существование гармоничной складчатости. Каждая антиклиналь, показанная на карте, должна также показываться в структурном разрезе. Глубина каждого гребня антиклинали и перегиба синклинали зависит от величины погружения. В данном случае погружение равно примерно 60° и направлено на северо-восток.

Рельеф

При изучении складок полезно использовать особенности рельефа. В сильно залесенных или глубоко эродированных районах можно проследить в рельефе маркирующие горизонты на большом расстоянии. Породы, трудно эродируемые, будут выделяться в рельефе в виде хребта; легко эродируемые породы будут прослеживаться в долинах; известняки могут быть прослежены по карстовому рельефу. На съемках, производимых с аэроплана, рельеф может дать важные нити для решения вопроса о геологической структуре.

На рис. 51 представлена топографическая карта площади, на которой горы возвышаются более чем на 450 м над уровнем моря. Горы густо залесены и обнажения в районе редки. Но в ущелье, где Красная река пересекает горный хребет, обнажен хороший разрез. На этом участке крепкие кварциты, падающие под углом 45° на север, находятся в нормальном залегании. Очевидно, эти самые кварциты продолжаютя в Пайн Маунтин по всему их простиранию. Зиг-

загообразная форма горного хребта свидетельствует о том, что слои смяты в складки.

Наблюдения в ущельях, прорезанных реками, показывают, что эти части гор расположены на южном крыле синклинали. Ось этой синклинали должна лежать на г. Лукаут,

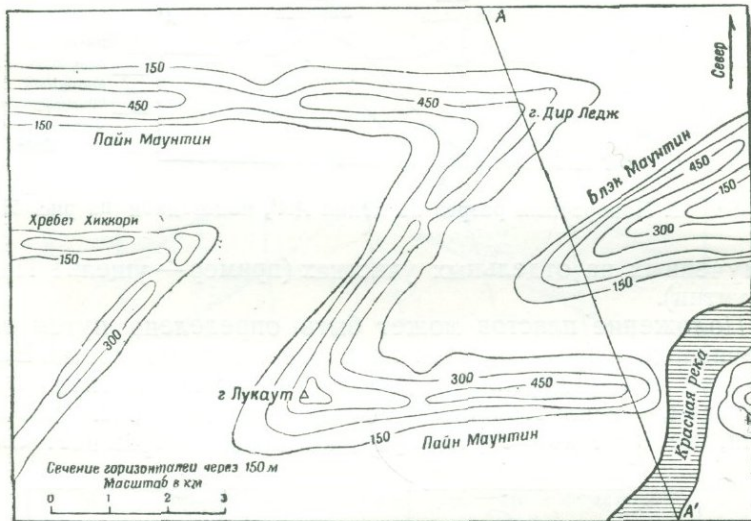


Рис. 51. Зигзагообразная форма хребтов, свидетельствующая о погружении складок.

где хребет делает резкий изгиб. На плане этот хребет вогнут к северо-западу; следовательно, синклираль погружается на северо-запад, потому что изображение погружающейся синклинали имеет форму, вогнутую в направлении погружения (см. рис. 33). Ось другой складки должна находиться на Дир Лэдж. Это ось антиклинали, и она должна погружаться на северо-восток, потому что погружающаяся антиклиналь имеет форму, выпуклую в направлении погружения. Отсюда следует, что Блэк Маунтин сложены более устойчивыми формациями, залегающими стратиграфически выше, чем кварциты в Пайн Маунтин. Хребет Хиккори сложен формацией, залегающей стратиграфически ниже, чем кварциты Пайн Маунтин. Полученная деформационная структура показана на рис. 52. Величина угла падения в горах Дир Лэдж и Блэк Маунтин показана схематично, за исключением тех случаев, когда она непосредственно была замерена в поле.

Опытного геолога, работающего в поле, такая интерпретация заставит задуматься, и ему покажется необходимым посетить как можно большее количество обнажений. Приведенная иллюстрация с очевидностью показывает, как рельеф может быть использован для экстраполяции наблюдений,

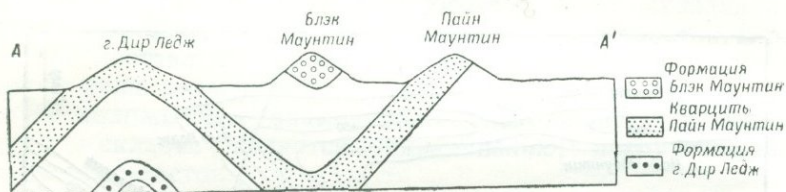


Рис. 52. Поперечный разрез по линии AA', показанной на рис. 51.

полученных на отдельных участках (пример — ущелье Пайн Маунтин).

Положение пластов может быть определено путем вычерчивания выхода пластов на карте с горизонталями. Если контакт между двумя формациями строго параллелен горизонталям, — напластование горизонтально (рис. 53, A). Если, не считаясь с рельефом, контакт выдерживает свое

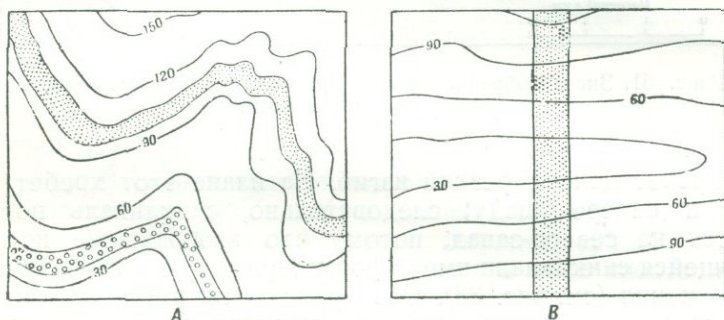


Рис. 53. Зависимость между характером обнажения и рельефом.

Горизонтали на поверхности проведены через 30 м, особые слои показаны точками и кружочками. А — горизонтально залегающие слои; В — вертикально стоящие слои.

простирание, — напластование вертикально (рис. 53, B). Наклонные слои в обнажениях имеют форму, которая частично контролируется горизонталями. Простирание и падение пластов могут быть вычислены, как показано на рис. 54. Южная граница слоев, показанная пунктиром, в точках *a* и *b* на противоположных склонах долины пересечена горизонталью 90 м. Поскольку эти две точки находятся на одинаковой

высоте, линия ab является горизонтальной. Кроме того, ab лежит в плоскости напластования. Таким образом, несомненно, что ab дает простирание напластования; в данном примере простирание широтное. Аналогично линии cd и ef параллельны простиранию. Падение пласта может быть легко определено. Линия XU перпендикулярна ab и cd

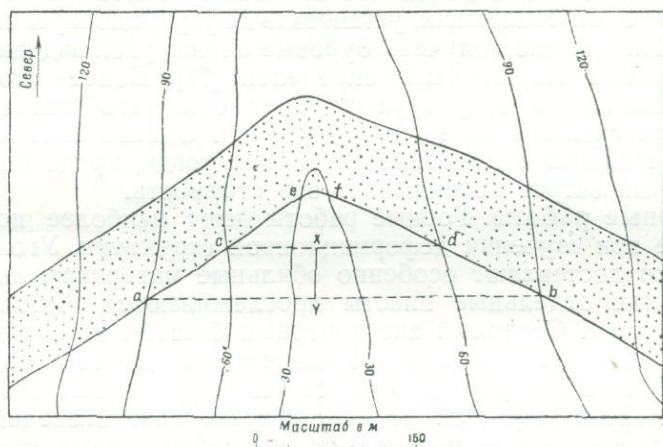


Рис. 54. Зависимость между характером обнажения наклонного пласта и рельефом.

и имеет длину 48 м; это значит, что пласт, понижаясь на 30 м по вертикали, снижается на 48 м по горизонтали. Падение находим из равенства:

$$\begin{aligned} \operatorname{tg} \delta &= \frac{30}{48} \\ \delta &= 32^\circ. \end{aligned}$$

Надежность этого метода зависит от точности топографических карт и от точности геологического картирования.

Интерпретация по рельефу рискованна в районах, для которых геологическое картирование невозможно. Обычно квесты¹ служат признаком пологопадающих формаций, тогда как изоклинальные гряды свидетельствуют о крутопадающих формациях. Пласты падают в том же направлении, что и пологие склоны этих хребтов. Серия концентрических хребтов с крутыми внутрь обращенными склонами, но с

¹ Квеста — наклонная равнина, круто обрезанная с одной стороны. (Прим. перев.)

пологими наружными склонами служит признаком куполообразной структуры.

Бурение. Если обнажения редки или отсутствуют совсем, деформационная структура может быть выведена по данным буровых скважин. Если какой-нибудь пласт достаточно отличается или по литологии, или по содержащимся окаменелостям, то можно, зная его высотные отметки в различных буровых скважинах, установить деформационную структуру. Если можно получить буровые керны, угол падения напластования может быть определен [78]. Более сложная деформационная структура требует большего количества буровых скважин на единицу площади. Однако этот метод дорогостоящий и применяется только тогда, когда возврат денежных затрат оправдывает его стоимость.

Горные работы. Горные работы дают наиболее полные данные при изучении деформационной структуры. Угольные рудники доставляют особенно обильные материалы, потому что в них отдельные пласты прослеживаются на больших расстояниях. Северный антрацитовый бассейн в Пенсильвании исключительно хорошо изучен, и Дартон недавно опубликовал весьма ценную серию структурных разрезов этого района [39]. Два из этих разрезов воспроизведены на рис. 40. Этот метод может быть применен только там, где к тому побуждает экономика, а обычно же геологу-тектонисту приходится применять менее точные методы.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КРОВЛИ ПЛАСТОВ ПО ГЕНЕТИЧЕСКИМ ОСОБЕННОСТЯМ

Сущность вопроса

В опрокинутых и лежачих складках пласты на одном крыле будут перевернуты. Несомненно, будет значительно легче решить структурные вопросы, если доступными нам методами можно будет определить, который из двух пластов является нормально залегающим и который опрокинутым. Там, где складки обнажаются на поверхности больших скал, вся пликативная структура может быть ясно видна и специальные методы для определения ее не нужны. В некоторых случаях даже в районах с нерасчлененным рельефом обнажения могут быть достаточно большими по площади для того, чтобы видеть постепенные переходы от пластов, нормально залегающих, к опрокинутым. На рис. 55,А представлен такой случай. В точке *a* пласты находятся в нормальном залегании, но по направлению к востоку они становятся постепенно более крутыми, в точке *b*

они вертикальны; еще дальше на восток в точке с они падают на запад и очевидно являются опрокинутыми. Однако во многих районах количество обнажений недостаточно для того, чтобы видеть подобное постепенное изменение. Так, например, на рис. 55, В пласты в точке d и e падают навстречу друг другу, и первоначально можно предположить, что пликвативная структура является простой синклиналью.

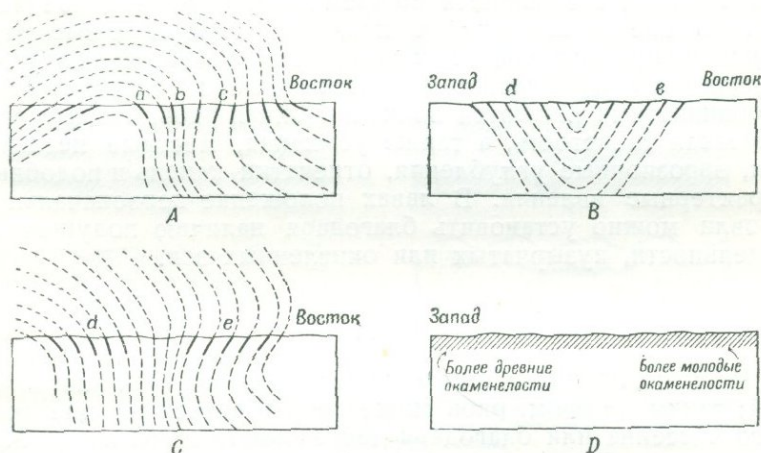


Рис. 55. Определение кровли и почвы пластов.

A — можно наблюдать постепенное изменение от пластов, находящихся в нормальном залегании (не опрокинутых) в точке a, через вертикальностоящие пласты в точке b к опрокинутым пластам в точке c; B — пласты в точке d и e, падающие навстречу друг другу, дают возможность предположить наличие синклинали; C — если пласты в точке e опрокинуты, пликвативная структура не может быть простой синклиналью, которая показана на диаграмме B; D — пласты падают на запад; наличие окаменелостей указывает на то, что свита является опрокинутой.

Однако, если слои в точке e опрокинуты, такая интерпретация невозможна, и пликвативная структура будет такой, как показано на рис. 55, C.

Палеонтологический метод

Палеонтологический метод может оказать большую помощь в определении положения опрокинутых пластов. На рис. 55, D показано, что пласты падают под углом 48° на запад. Если более молодые по возрасту окаменелости находятся в восточном конце разреза, пласты несомненно опрокинуты.

Использование первичной формы залегания пластов

Во многих участках окаменелости могут или совсем отсутствовать, или не быть достаточно характерными для того, чтобы их можно было бы использовать для отличия кровли пласта от почвы. Тогда следует использовать другие средства. Наиболее надежные сведения могут доставить особенности, создавшиеся во время отложения осадков [126] или во время извержения лав; они обычно называются *первичными структурами* или, что более подходит, — *первичными особенностями*. Этими наиболее характерными особенностями являются волноприбойная рябь, косая и ритмическая слоистость, а также усыхания, местные несогласия, эрозионные углубления, отпечатки капель и подобные характерные явления. В лавах положение первоначальной кровли можно установить благодаря наличию подушечной отдельности, пузырьчатых или окисленных зон.

Рябь

Рябь по происхождению может быть водяной или золовой; таким образом, рябь может образоваться на дне водного бассейна или благодаря деятельности ветра на поверхности земли. Происхождение и образование ряби — это тема, которая не может быть подробно рассмотрена здесь; мы рассмотрим только те части этого вопроса, которые важны для геолога-тектониста.

Волноприбойная рябь (oscillation ripples), как показано на рис. 56,А, симметрична, она состоит из широких зубьев, обращенных выпуклостью вниз, и острых гребней, направленных вверх. В идеальном случае волноприбойная рябь образуется в бассейнах со стоячей водой. Всякий раз, когда колеблется верхняя часть воды в бассейне, отдельные частицы воды движутся в вертикальном направлении, по орбите, близкой к кругу. Таким образом колебание способствует поперечным движениям воды, в которых некоторые частицы совсем не участвуют. Передвижение частиц передается вниз с ослабевающей интенсивностью. Песок и мусть (грязь, шлам), находящиеся на дне, затрагиваются этими движениями и осаждаются в виде ряби.

Рябь течения (current ripples), как показано на рис. 56,С, асимметрична; гребни и зубья ее округлы. Такая рябь образуется тогда, когда поток воды или воздуха движется в поперечном направлении по песку или шlamму. На рис. 56, С поток движется слева направо.

Часто встречаются и переходные формы между волноприбойной рябью и рябью течения. Эти формы асимметричны, но имеют острые гребни, обращенные вниз. Есть и другие формы ряби, но они не имеют значения для геолога-тектониста.

Часто сохраняются или сама первоначальная рябь, или ее отпечатки. На рис. 56, А первоначальная волноприбойная

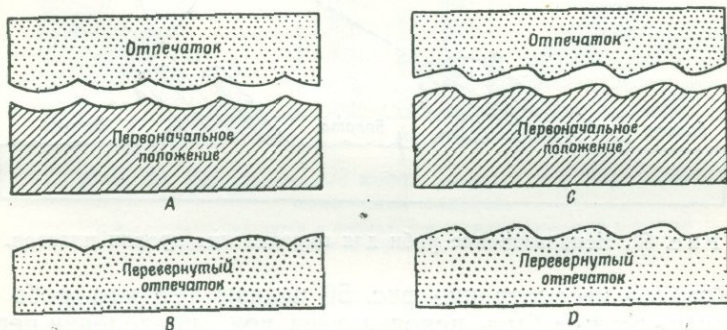


Рис. 56. Рябь.

А — первичная волноприбойная рябь и отпечаток; В — перевернутый отпечаток волноприбойной ряби; С — первичная рябь течения и отпечаток; D — перевернутый отпечаток ряби течения.

рябь изображена на верхнем блоке; на нижнем представлен отпечаток. На рис. 56, В показан отпечаток, перемещенный из исходного положения в опрокинутое. На рис. 56, С на верхнем блоке представлена первоначальная рябь течения; на нижнем — отпечаток. На рис. 56, D показан отпечаток, перемещенный из исходного положения в опрокинутое.

Волноприбойную рябь хорошо можно использовать для того, чтобы установить, который из двух пластов опрокинут. Острые гребни ряби обращены в сторону наиболее молодых пластов, тогда как округлые зубья обращены в сторону более древних пластов. Это справедливо и для первоначального образца и для отпечатка. На рис. 57 пласты обнажения I падают на запад под углом 30° . В точке *a* сохранилась первоначальная рябь; гребни, обращенные влево, свидетельствуют о том, что пласты находятся в нормальном залегании. В точке *b* находится выступающая скала, на которой сохранились отпечатки ряби; здесь гребни ряби обращены острием влево и подтверждают, что пласты не опрокинуты. В обнажении II пласты падают под углом 50° на запад. На поверхности склона обнажения в точке *c* сохра-

нились отпечатки ряби; гребни ряби обращены острием вниз и направо и свидетельствуют о том, что пласты опрокинуты. На плоскости выступающей скалы в точке *d* сохранилась первоначальная рябь, острия гребней также обращены вниз и направо. Предполагаемая пликативная структура показана пунктирной линией.

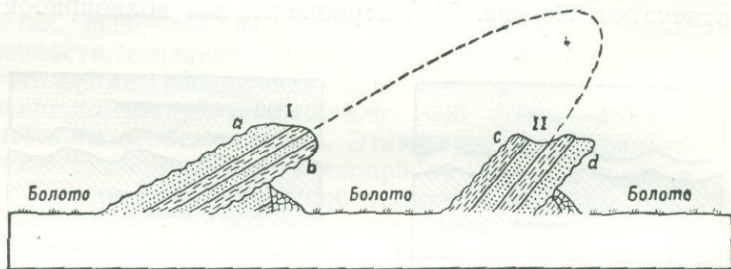


Рис. 57. Использование ряби для определения кровли пластов.

Краткое рассмотрение рис. 56 показывает, что рябь течения не может быть использована при определении первоначального положения верхней части почвы. Опрокинутая рябь течения имеет такую же форму, как и непрокинутая.

Косая слоистость

Косая слоистость, которая известна также как *диагональное наслоение* или *ложная слоистость*, представлена на рис. 58, А. Тогда как истинное наслоение на этом рисунке

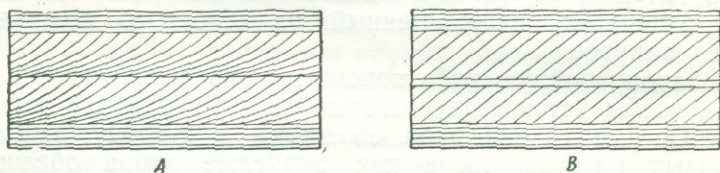


Рис. 58. Косая слоистость.

А — нормальная косая слоистость; В — косая слоистость временных потоков.

горизонтально, косая слоистость наклонена под различными углами. Косая слоистость развивается везде, где отлагается песок, — на краю растущей песчаной косы, по фронтальной части песчаной дюны или по краям маленьких дельт. Верхний край каждого косого слоя обычно наклонен под значительными углами к истинному наслоению, тогда как ниж-

ний край параллелен последнему. Таким образом, косые слои остро срезаны сверху и являются касательными снизу к истинному наслоению. В образованной *бурными потоками* косой слоистости косые слои наклонены к истинной слоистости в верхней и нижней частях ее под значительными углами (рис. 58,В).

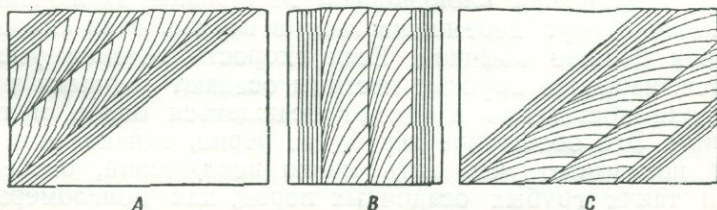


Рис. 59. Использование косой слоистости в определении положения пластов.

А — пласты находятся в нормальном первоначальном положении;
 В — кровля расположена справа; С — пласты опрокинуты.

Применение косой слоистости для отличия кровли слоев от почвы вполне возможно и показано из рис. 58,А. Косые слои наклонены книзу, но срезаны сверху. Таким образом, на рис. 59,А слои, которые падают под углом 45° налево, находятся в нормальном залегании. Кровля вертикальных слоев на рис. 59,В находится справа. На рис. 59,С

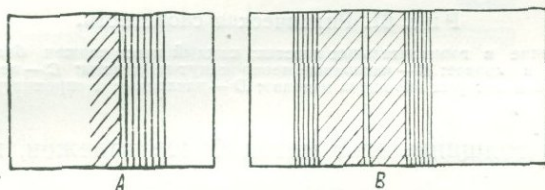


Рис. 60. Косая слоистость, образованная бурными потоками, в вертикальной свите.

А — косая слоистость временных потоков наблюдается только с одной стороны; В — косая слоистость временных потоков наблюдается с двух сторон.

изображены опрокинутые слои, падающие под углом 45° налево. При употреблении косой слоистости необходимо исследовать наклонную часть ее; недостаточно отметить то, что косые слои резко срезаны. По рис. 60,А нельзя заключить, что кровля пласта находится справа, так как косая слоистость может быть типа бурных потоков. Последнее показано на рис. 60,В; в этом случае приводимое доказательство неубедительно.

Ритмическая слоистость

Во многих случаях величина зерен в тонком пласте постепенно становится меньше, по направлению от почвы к кровле (рис. 61, А). Эта особенность известна под названием *ритмической слоистости*. Материалы, заключенные в осадке, будут перемешиваться в случае, если скорость течения больше обычной. Если скорость течения уменьшается, наиболее крупные частицы оседают первыми и затем уже постепенно начинают осаждаться более мелкие частицы. Это обобщение как будто верно, однако полевой опыт показывает, что есть много исключений, особенно среди таких грубых осадочных пород, как конгломераты. С другой стороны, среди мелко- и тонкозернистых осадочных пород, особенно среди глинистых сланцев и алевролитов, в которых отдельные слои являются прослойками

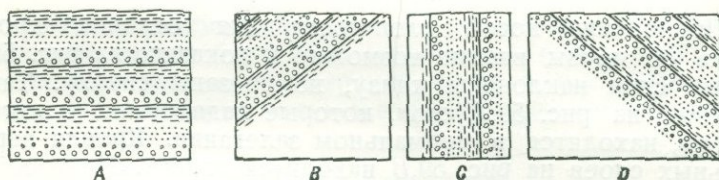


Рис. 61. Ритмическая слоистость.

А — отложение в горизонтальных пластах; каждый пласт сложен более мелким материалом в кровле; В — наклонные неопрокинутые пласты; С — вертикальные пласты, кровля которых обращена направо; D — наклонные и опрокинутые пласты.

в 1—2 см толщины, этот метод более надежен, но не безошибочен.

Если этот метод применить к примеру, показанному на рис. 61, то можно установить, что пласты на рис. 61, В находятся в нормальном залегании, кровля пластов на рис. 61, С находится справа, а пласты на рис. 61, D опрокинуты.

Местные несогласия, эрозионные углубления и отторженцы

В период аккумуляции осадков, особенно тех, которые отложены реками, эрозия может чередоваться с отложением. Например, на рис. 62, А, показано, что конгломерат занимает углубление в сланце. Когда был отложен первичный ил, быстро текущие потоки при паводке врезали

углубление. Позже, при спаде воды, в углублении отлагался гравий. Основание конгломерата срезает слоистость глинистого сланца.

Отторженцы представлены на рис. 62, В, где песчаник залегает в кровле глинистого сланца. Потоки, переносящие

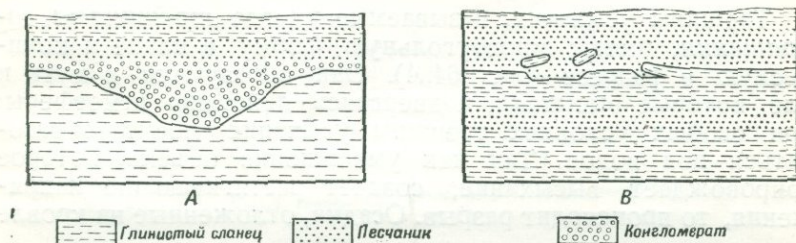


Рис. 62. Эрозионное углубление и местное несогласие.

А — углубление: проходит в глинистом сланце и выполнено конгломератом;
 В — куски глинистого сланца отложены в вышележащем песчанике.

песок, выносят частички глинистого сланца, которые сохраняются среди песчаников. Аналогично обломки лавы могут быть найдены в осадочных породах непосредственно над потоками лавы.

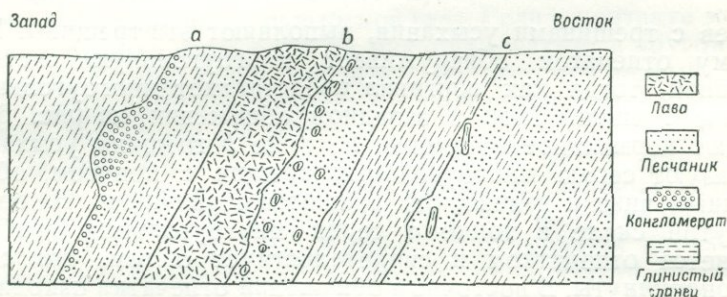


Рис. 63. Опрокинутые пласты. Опрокинутость последних доказывается наличием и положением углубления, гальками лавы в песчанике и кусками глинистого сланца в песчанике.

Особенности, которые являются результатом короткого интервала эрозии в течение периода осадконакопления, известны как местные несогласия.

На рис. 63 пласты падают на запад. Прослеживая контакт конгломерата и глинистого сланца в точке *a*, мы видим, что конгломерат срезает глинистый сланец и выполняет в нем канал. В точке *b* песчаник содержит гальки лавы,

а песчаник в точке *c* содержит обломки глинистого сланца. Таким образом, все признаки свидетельствуют о том, что слой опрокинуты.

Трещины усыхания

Трещины усыхания, называемые иногда *трещинами сокращения*, имеют многоугольную форму в плане и коническую в разрезе (рис. 64, А). Они образуются в мути и иле, которые высыхали, подвергаясь действию атмосферы; при особых условиях трещины усыхания могут образоваться под водой. Так как уменьшение объема, которое сопровождается высыханием, создает растягивающие напряжения, то происходит разрыв. Осадки, отложенные на кровле

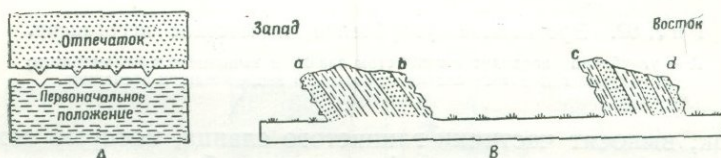


Рис. 64. Трещины усыхания.

А — разрез; В — использование трещин усыхания при определении кровли и почвы.

слоев с трещинами усыхания, выполняют эти трещины. Поэтому отпечаток обнаруживает многоугольную систему гребней, тогда как оригинал представляет многоугольную серию трещин. Слои в западном обнажении на рис. 64, В имеют нормальное залегание. В точке *b* трещины усыхания образуют серию многоугольных трещин с конусом, обращенным вниз и налево; они являются первичными. На опрокинутой скале в точке *a* серия многоугольных гребней является отпечатком и свидетельствует о том, что слой не опрокинуты. В восточном обнажении отпечатки находятся в точке *c* в первичном положении, а в точке *d* — в перевернутом и свидетельствуют о том, что эти слои опрокинуты.

Подобным же образом могут быть использованы отпечатки капель дождя, следы животных, отверстия корней и ходы червей.

Подушечная текстура

Некоторые лавы, особенно базальтового состава, характеризуются подушечной текстурой (рис. 65, А). Отдельные подушечные блоки имеют эллипсоидальную форму и изме-

няются в размерах от десятков сантиметров до нескольких метров в диаметре. В таких лавах кровля и почва „подушек“ обычно обращена выпуклостью вверх. Этот метод был применен со значительным успехом для различия кровли и почвы в докембрийских породах Канадского щита [137].

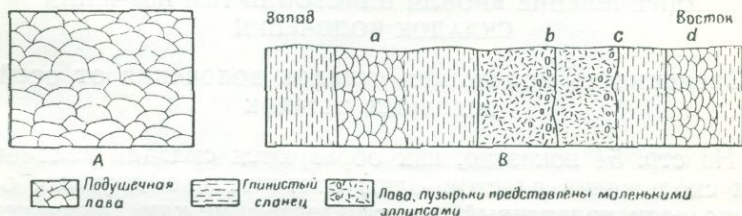


Рис. 65. Кровля лавовых потоков.

A — текстура подушечных лав в пласте нормального залегания; *B* — текстура подушечных лав и пузырчатая структура показывает, что кровля обращена направо.

Пузырчатая или окисленная кровля лавовых потоков

В то время как нижняя часть лавового потока обычно массивна, кровля его бывает пузырчатой, т. е. содержит большое количество пузырьков газа. Если в контакте между двумя слоями лавы один из них пузырчатый, а другой массивный, то последний, вероятно, моложе, чем первый. Красные окисленные поверхности лавовых потоков можно использовать подобным же образом.

На рис. 65, *B* показано применение этого метода при наличии серии вертикальных слоев. В лавовых потоках с подушечной текстурой в точке *a* и *d* подушки обращены выпуклостью на восток. В точке *b* пузырчатая кровля лавового покрова залегает к западу от контакта, почва покрова массивных лав залегает к востоку. Восточный контакт лавового покрова в точке *c* пузырчат и окислен, западный контакт этого же лавового покрова не имеет этих особенностей. Эти факты свидетельствуют о том, что кровля лавового покрова обращена на восток.

Полевые методы

На тех площадях, где сохранились особенности первичных форм залегания, подобные описанным выше, и где они могут быть использованы для определения деформационной

структуры, следует использовать какой-нибудь из указанных методов. Для указания направления кровли пластов употребляют специальные обозначения различных особенностей первичных форм залегания.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КРОВЛИ ПЛАСТОВ ПУТЕМ ИЗУЧЕНИЯ СКЛАДОК ВОЛОЧЕНИЯ

Зависимость положения складок волочения от осей основных складок

На стр. 54 показано, как образуются складки волочения при скольжении пластов один относительно другого, особенно если податливый пласт залегаёт между двумя неподатливыми (см. рис. 27).

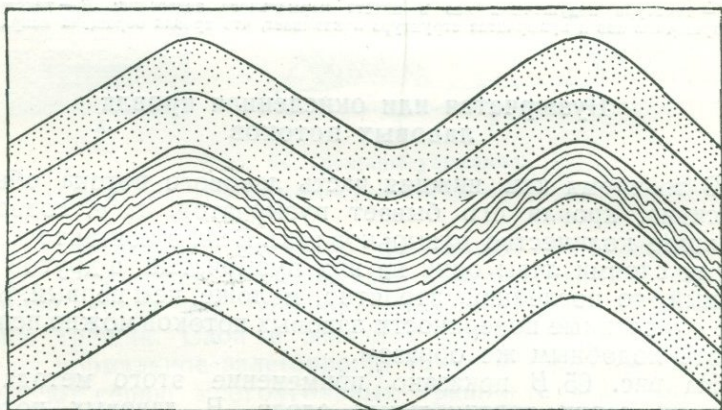


Рис. 66. Структурный разрез симметричной складки, на котором показаны складки волочения и направления скольжения.

Обычно верхние слои скользят в направлении от оси синклинали относительно нижних слоев, как показано стрелками на рис. 66 и 67. Этот факт крайне важен при изучении складок волочения при определении больших структур (фото VIII).

Складки волочения в податливом пласте, находящемся между двумя неподатливыми, показаны на рис. 66 и 67. Острый угол между осевыми плоскостями складок волочения и основными плоскостями напластования обращен в направлении дифференциального движения.



Фото VIII. Пластическая деформация льда.

Вид с самолета на складчатые морены между ледниками Стеллер (слева) и Беринг (справа), Аляска. Заметно угонение на крыльях складок и утолщение в мульдах. Рассматривая складки, как складки волочения, следует полагать, что ледник, находящийся справа, движется вниз по склону (по направлению к нижней части фото) более быстро, чем ледник, находящийся слева.

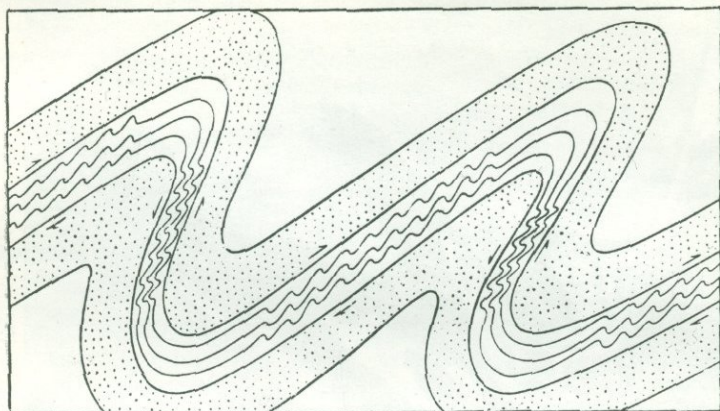


Рис. 67. Структурный разрез опрокинутых складок, на котором показаны складки волочения и направления скольжения.

Складки волочения в поперечном сечении

Использование складок волочения при определении больших пликативных структур иллюстрировано на рис. 68, 69, 70 и 71. В точке *a* на рис. 68 пласты вертикальны; положение складок волочения свидетельствует о том, что пласты

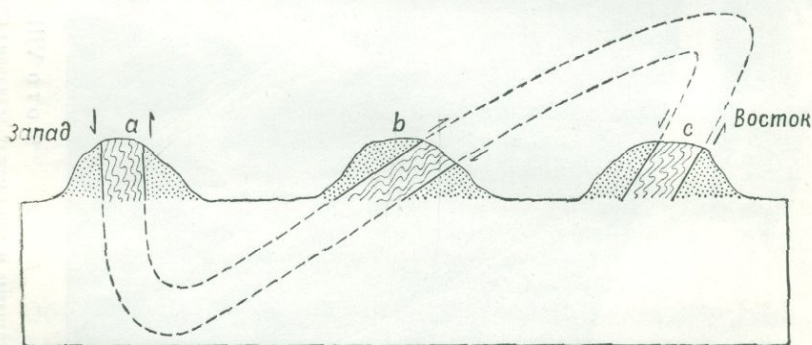
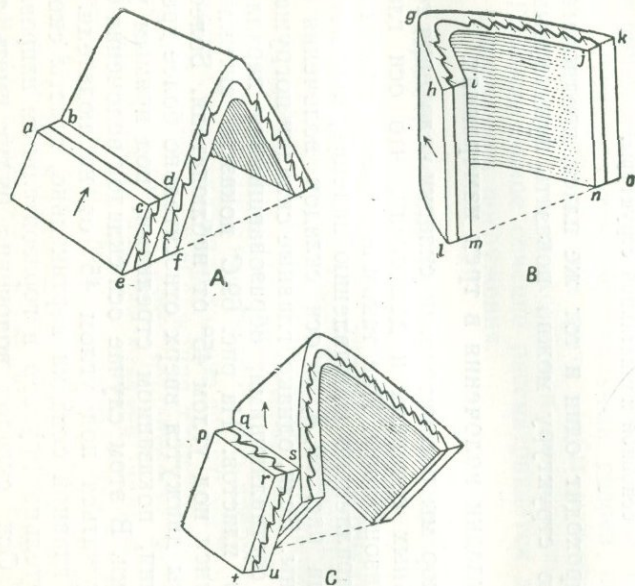


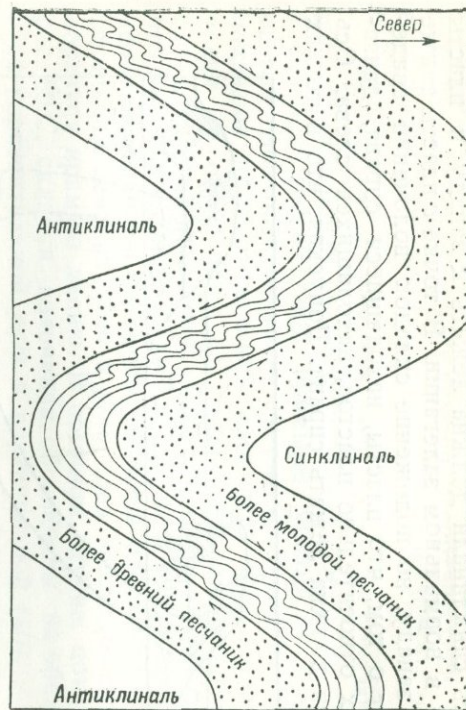
Рис. 68. Использование складок волочения при определении главной пликативной структуры. Значения букв даны в тексте.

скользили один относительно другого в направлении, указанном стрелками. Ось синклинали должна лежать к востоку. Пласты в точке *b* падают к западу, и положение складок волочения свидетельствует о том, что пласт, находящийся слева, двигался вверх относительно пласта, находящегося



Р и с. 69. Складки волочения в трех измерениях.

На маленьких блоках с левой стороны диаграммы А и С показан внешний вид складок волочения в плане и вертикальном разрезе, плоскость которого перпендикулярна к осевой плоскости складки.



Р и с. 70. Геологическая карта, на которой намечены складки волочения.

Большие складки, так же как и складки волочения, погружаются на север. Горизонтальная составляющая скольжения показана стрелками.

справа; ось синклинали должна лежать к западу и пласты находятся в нормальном залегании. В точке *c* пласты также падают к западу, но положение складок волочения свидетельствует о том, что пласты, находящиеся справа, двигались вверх относительно пластов, находящихся слева. Ось синклинали должна лежать справа. Допуская, что в точках

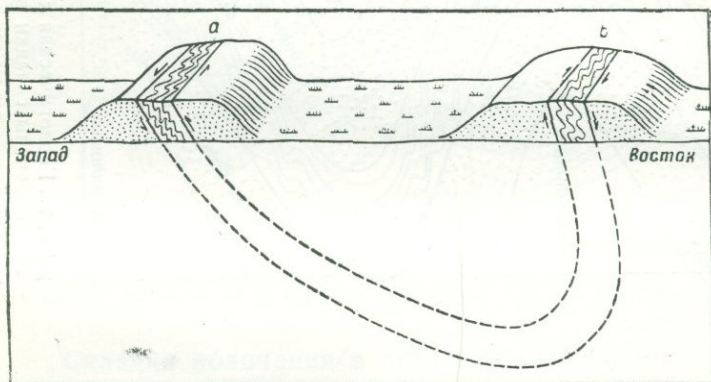


Рис. 71. Использование складок волочения при определении основной пликативной структуры.

a, *b* и *c* проходит один и тот же пласт, предполагаемую пликативную структуру можно показать пунктирными линиями.

Складки волочения в трех измерениях

До сих пор мы рассматривали складки волочения только в вертикальных сечениях и допускали, что оси главных складок горизонтальны. При таком положении пласты будут скользить параллельно направлению падения, как показано стрелками на рис. 69, А, и оси складок волочения будут горизонтальны. Если, однако, главные складки погружаются, они будут составляющими, образовавшимися параллельно простиранию пластов. На рис. 69, С показана антиклиналь, погружающаяся под углом 45° от наблюдателя. Более молодые пласты движутся вверх относительно более древних, в направлении, показанном стрелками, под прямым углом к оси складки. В этом случае оси складок волочения будут также погружаться под углом 45° от наблюдателя. Если погружение главной складки вертикально, пласты скользят один относительно другого в горизонтальном направлении (рис. 69, В). Оси складок волочения будут иметь также вертикальное погружение.

Главное положение основывается на следующих фактах: складки волочения погружаются в соответствии с главной складкой и оси складок волочения параллельны осям главных складок.

На каждой из трех диаграмм на рис. 69 показан внешний вид напластования на горизонтальной поверхности и в вертикальном разрезе под прямыми углами к простиранию осевой плоскости складки. На рис. 69,А складки волочения показаны на вертикальной плоскости *cdef*. Складки волочения не обозначены на горизонтальной плоскости *abcd*, где след напластования образует прямую линию, потому что складка не погружается. На рис. 69,В складки волочения обозначены на горизонтальной плоскости *ghik*. В вертикальном сечении *hilm* и *jkno* след напластования, однако, образует прямую линию. В обычном случае, показанном на рис. 69,С, складки волочения обозначены на обеих плоскостях горизонтальной *pqrs* и вертикальной *rstu*.

На рис. 70 показаны складки, погружающиеся на север, причем главная синклиналь лежит между двумя антиклиналями. Волнообразные линии показывают форму складок волочения, а стрелки обозначают горизонтальную составляющую дифференциального движения.

При применении складок волочения в определении кровли пластов анализируется вертикальный разрез под прямым углом к напластованию для того, чтобы установить, в каком направлении расположены оси синклинали и антиклинали. Горизонтальное сечение рассматривается для определения направления погружения.

Пример использования складок волочения

На рис. 71 показаны складки волочения в двух различных обнажениях. В обоих случаях на вертикальном срезе показано, что пласты падают круто к востоку. В обнажении *a* по складкам волочения можно установить, что восточные пласты двигались вверх по отношению к западным. В обнажении *b* западные пласты двигались вверх относительно восточных. Ось синклинали должна лежать между двумя обнажениями. Верхняя часть обнажения *a* показывает, что восточный пласт двигался к северу относительно западного пласта; таким образом, главная складка должна погружаться к северу. Обнажение *b* подтверждает это заключение.

Даже в тех случаях, когда обнажается только пологая часть пликативной структуры, погружение складок волочения может определить направление их, если даже поверхность обнажения не совсем ровная.

Складки второго порядка

Во многих районах пласты в основном одинаково неподатливы. Складки волочения, в узком смысле слова, нигде не образуются. Тем не менее большие массы пород движутся один относительно других и пласты сминаются в складки второго порядка. Складки второго порядка обычно обнаруживают связь с главными складками и складками волочения, и многие геологи именно их часто называют *складками волочения*.

Ограничения метода

По складкам волочения не всегда можно безошибочно обнаружить положение оси главной складки. Интерпретация основывается на предположении, что верхние пласты скользят от оси синклинали относительно нижних пластов. Если же по какой-либо причине пласты скользят в различных направлениях, складки волочения не всегда обнаруживают связь с главными складками.

При некоторых условиях очень пластичные породы могут течь по направлению к центру синклинали, так же как в жаркую погоду деготь стекает с колес на дороге при длинном пути. Образующиеся в результате складки, ориентированные в противоположном направлении по сравнению со складками волочения, называются *складками течения* [3].

ИЗОБРАЖЕНИЕ СКЛАДОК

Фотографии и зарисовки

Складки могут быть изображены различными способами. Когда возможно непосредственное наблюдение, например в обрывах или в искусственных обнажениях, складки можно фотографировать или зарисовывать. Статьи, описывающие деформационную структуру Альп, изобилуют характерными зарисовками (см. рис. 41 и 45), но даже здесь наиболее крупные складки слишком велики для того, чтобы могли заключаться в одном поле зрения. Более того, хотя большие скалы и дают представление о деформационной структуре в вертикальном направлении, они дают только одно сечение. В таких хребтах, как Аппалачи, Юрский хребет и даже Кордильеры Северной Америки, крупные пликативные структуры не могут быть сфотографированы или зарисованы в виде эскизов в поле.

Карты

На хорошей геологической карте складки изображаются точно. По внешнему виду такие карты различны. Употребляют простые одноцветные карты, на которых каждая формация показана специальными обозначениями падения и простирания, или, как будет показано ниже, они должны сопровождаться структурными разрезами. На рис. 72, А представлена простая геологическая карта. Однако,

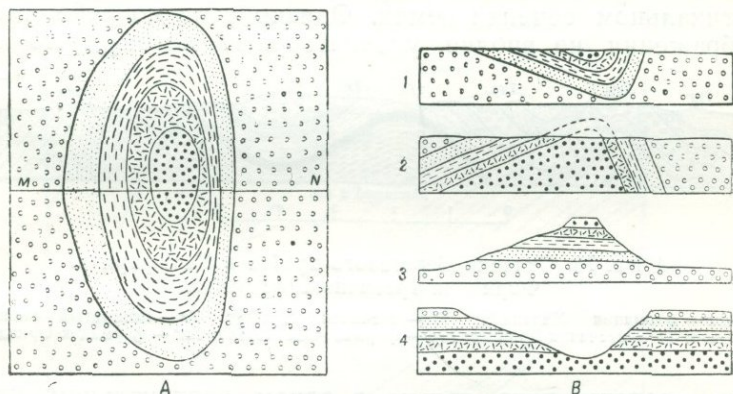


Рис. 72. Геологическая карта и варианты интерпретации пликативной структуры.

А — геологическая карта; В — варианты интерпретаций.

если не приводятся другие данные, интерпретации структуры на карте могут быть разнообразны; так, ниже приводятся четыре возможные интерпретации на прилагаемых структурных разрезах (рис. 72, В). Если нет искажения картины рельефом, пликативная структура будет соответствовать погружающейся синклинали (диаграмма 1) или погружающейся антиклинали (диаграмма 2). С другой стороны, обозначения могут соответствовать наличию холма (диаграмма 3) или депрессии среди горизонтальных слоев (диаграмма 4). Если такие карты сопровождаются знаками падения и простирания, показывающими положение напластования, как на рис. 49, они читаются однозначно. Однако самые лучшие геологические карты такие, на которые наносят различной окраской или условными обозначениями не только геологию, но и топографию, речную сеть и населенные пункты. Эти карты могут сопровождаться специально разработанными знаками, показывающими положение напла-

ствования и другие структурные особенности. Легкость, с которой такие карты могут быть интерпретированы, зависит от сложности геологии и умения читающего.

Структурные разрезы

Структурные разрезы, подобные изображенному на рис. 73, очень важны в изображении геологической структуры. Они имеют целью показать пликативную структуру такой, какой она должна представляться в воображаемом вертикальном сечении земли. Однако сами по себе такие изображения не вполне удовлетворяют потому, что они

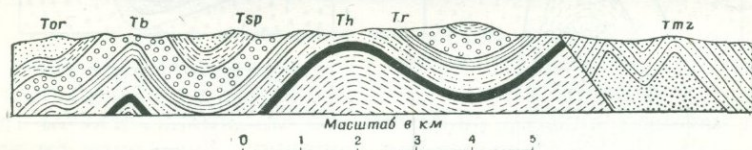


Рис. 73. Складки Берегового хребта в Калифорнии.
Формация третичного возраста.

Tmz — формация Мартинец; *Th* — песчаник Хомбре; *Tr* — глинистый сланец Родо; *Tb* — песчаник Брионес; *Tsp* — формация Сан Пабло; *Tor* — формация Оринда.

дают представление только в одном вертикальном измерении. Точность таких разрезов зависит от многих факторов. Если разрезы основываются исключительно на данных, полученных из наблюдений на поверхности земли, они более удовлетворительны и их точность зависит от сложности геологических условий, количества обнажений, опытности и умения полевого геолога и времени, потраченного на полевую работу.

Во многих работах складки изображаются путем комбинации методов, описанных выше. Геологическая карта сопровождается серией структурных разрезов и соответствующих фотографий и эскизов.

Структурные изолинии

Структурные изолинии, пример которых дан на рис. 74, являются наиболее точным способом изображения складок в трех измерениях. Такая карта читается так же, как и топографическая карта с изогипсами. Изолинии проводятся для одного горизонта — для почвы или кровли маркирующего пласта. Положение пласта дается относительно некоторой заданной плоскости, обычно соответствующей

уровню моря. В случае, если маркирующий горизонт проходит ниже уровня моря, на карте будут построены отрицательные изолинии. Падение пласта при заданном сечении изолиний будет круче, если изолинии сближаются. На рис. 74 сечение изолиний равно 7,5 м, и каждая 30-метровая изолиния подписана. Вырисовывающаяся пликвативная структура обнаруживает асимметричную погружающуюся антиклиналь, ограниченную на юго-востоке синклиналью, погружающейся на северо-восток. Юго-восточное крыло

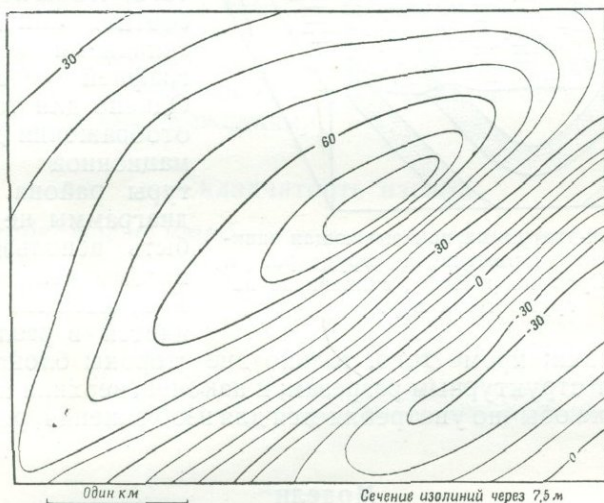


Рис. 74. Структурная карта в изолиниях.

антиклинали, на котором изолинии сближены, падает более круто, чем северо-западное крыло, где изолинии отстоят дальше друг от друга. Юго-западное погружение антиклинали более мягко, чем ее северо-восточное погружение. Если известен масштаб карты, можно определить падение пластов в любом месте в метрах на километр и можно затем легко перевести его в градусы. На северо-западном крыле антиклинали маркирующий горизонт понижается с 25 м до 12,5 м на 1 км. Падение этого крыла 12,5 м/км, или примерно 1° .

Структурные карты в изолиниях обычно употребляются в районах, где падение полого. Очевидно, когда пласты опрокинуты, такие карты применять трудно; в этих случаях употребляют пунктирные линии или некоторые другие обозначения.

Блок-диаграммы

Складчатость можно показывать на блок-диаграммах, как, например, на рис. 28 и 31. Блок-диаграммы главным образом употребляются для иллюстрации деталей деформационной структуры и особенно для того, чтобы показать соотношения между складками и топографией (рис. 75).

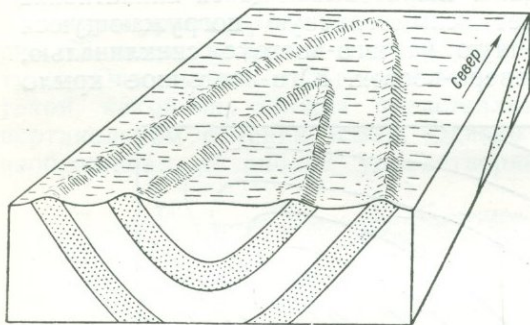


Рис. 75. Блок-диаграмма, показывающая зависимость между пикативной структурой и рельефом. Судя по рельефу, синклиналь погружается к югу.

Однако для точного отображения деформационной структуры района блок-диаграммы не могут быть использованы, потому что, во-первых, масштаб изменяется в различных

направлениях; кроме того, только две стороны блока соответствуют структурным разрезам; и наконец, верхняя поверхность блока обычно употребляется для изображения рельефа.

Модели

Геологическая поверхность и рельеф могут быть изображены в виде моделей, сделанных из дерева, воска или других материалов.

Такие модели наглядно передают соотношение между геологией и рельефом, оказывая большую помощь лицам, не имеющим практики в чтении геологических карт. Однако складки могут быть при этом показаны только на четырех сторонах модели. Кроме того, этот метод мало полезен для распространения сведений среди тысяч геологов земного шара.

Для весьма специальных целей поперечные разрезы складок могут быть вычерчены на вертикальных листах стекла, смонтированных затем в соответствующем расположении. При этом складки можно видеть в трех измерениях. Однако, как и в случае предыдущих моделей, воспроизведение стеклянных моделей в печати практически не будет давать читателю сведений о деформационных структурах.

МЕХАНИЗМ И ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ

МЕХАНИЗМ СКЛАДЧАТОСТИ

Различают обычно четыре главных типа складчатости, но имеются и переходные типы. Четыре главных типа следующие: 1) складчатость изгиба, 2) складчатость течения, 3) складчатость скалывания и 4) складчатость, связанная с вертикальными движениями.

Складчатость изгиба

Складчатость изгиба (известна также как *складчатость истинная*) образуется в результате сжатия или действия

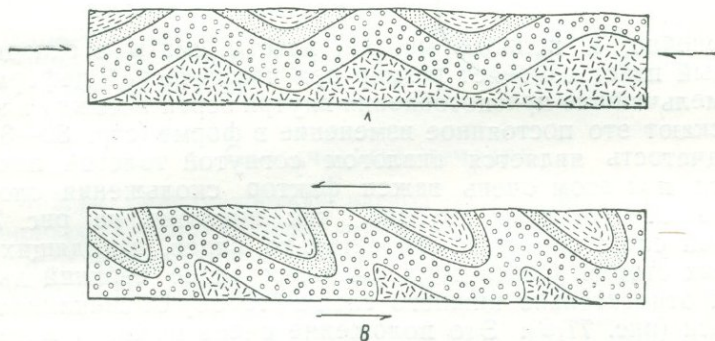


Рис. 76. Складчатость изгиба

A — складки, образовавшиеся в результате простого сжатия; *B* — складки, развившиеся благодаря действию пары сил или сжатия и пары сил вместе.

пары сил. Рассмотрим поведение горизонтальных пластов под действием сжимающих сил, направленных параллельно напластованию (рис. 76, А). Рассмотрим вначале один пласт, который имеет малую мощность сравнительно с его горизонтальными размерами. В инженерном деле не приходится иметь дело с разрушением тел подобной формы под давлением, там обычно фигурируют опоры. Однако опоры присутствуют в инженерных конструкциях для придания

крепости, поэтому не предполагается, что они могут разрушаться. Если они все же разрушаются, то обычно путем разрыва, хотя при определенных условиях они могут и изгибаться. Наиболее простой пример сжатия в складки отдельного пласта — это поведение листа бумаги при сжатии: бумага изгибается в складку, образуя выпуклость или вогнутость.

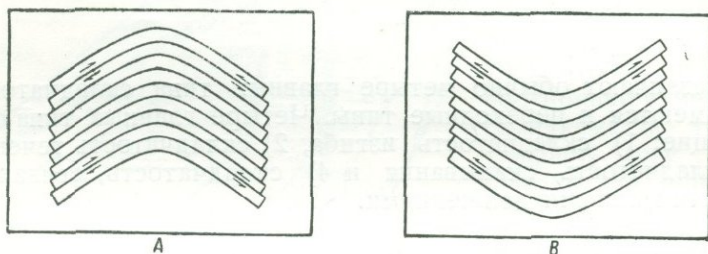


Рис. 77. Поперечные разрезы, показывающие складчатость изгиба со скольжением.

А — антиклиналь; В — синклиналь.

Конечно, в природе многие пласты смяты в складки. Каждый пласт изменяет размер при пластической деформации; мельчайшие приспособления внутри зерен и между ними допускают это постоянное изменение в форме (стр. 32—36). Складчатость является аналогом согнутой толстой пачки бумаги, при этом очень важен фактор скольжения слоев одного относительно другого, как показано на рис. 77. Каждый слой скользит относительно слоев, находящихся с обеих сторон. Среди двух смежных слоев верхний движется относительно нижнего слоя в сторону от синклинальной оси (рис. 77, В). Это положение очень важно в интерпретации кливажа и некоторых типов складок волочения (стр. 88—94).

При смятии в складки осадочных пород некоторые формации являются неподатливыми, другие — податливыми. *Неподатливость* — свойство относительное. *Неподатливая формация* крепка и может передавать напряжение сжатия значительно дальше, чем слабая *податливая* формация. Неподатливость данной формации определяется многими факторами. Один из факторов — это сопротивление породы. Если образцы двух различных формаций испытывать в лаборатории, то образец, который выдерживает наибольшую нагрузку, будет менее податлив при складчатости, конечно, в случае, если все остальные факторы одинаковы.

В табл. 1 приведено значение временного сопротивления для различных пород. Гранит и мрамор крепче, чем песчаник и известняк, а сланец слабее других пород.

Массивность формаций также является важным фактором. Если в двух формациях, состоящих из известняка одного и того же типа, пласты одной формации имеют толщину 0,3 м, а другой—30 м, формация с мощными пластами будет менее податлива.

Способность трещин заживать также может быть важным фактором. Если пласт нарушен разрывами, он уже не является достаточно крепким для передачи усилий.

Песчаник может быть более крепок, чем соседний известняк. Но если песчаник разбит трещинами, они заживают гораздо труднее, тогда как трещина в известняке может заживать относительно легко.

Если разрез осадочных пород сложен из материалов весьма различной податливости, то жесткие пласты передают усилие, тогда как податливые пласты более или менее пассивны. Они или приподнимаются жесткими породами или же затекают в возможные полости под аркой.

В общем складчатость изгиба вызывает изогнутость менее податливых пластов от сжимающих сил, более пассивную реакцию податливых слоев и скольжение пластов одних относительно других.

Складчатость течения

Между складчатостью изгиба и течения существуют переходы. *Складчатость течения* типична для районов, где мощные неподатливые пласты отсутствуют и где все породы пластичны вследствие присущих им особенностей или вследствие высокой температуры, или большого всестороннего давления. При таких условиях напряжения через отдельные пласты не могут передаваться на большие расстояния. Вся масса движется под давлением, но ее поведение скорее аналогично поведению вязкой жидкой массы, чем твердой. Вопрос движения такой массы является вопросом гидромеханики. Подобный тип деформации характерен для центральных частей некоторых орогенических поясов, в которых маломощные глины и песчаники становятся еще более податливыми благодаря высокой температуре и присутствию растворов. Однако если рассматривать достаточно малые объемы осадочных пород, то складчатость в них будет подобна складчатости изгиба. Менее податливые пласты могут передавать силы на коротких расстояниях и скользят один относительно другого, как в случае складчатости изгиба.

Во многих отношениях складки течения неотличимы по внешнему виду от складок изгиба, но мелкие складки среди них более обильны.

Складчатость скальвания

Складчатость скальвания, известная также под названием *складчатости скольжения*, образуется в результате смещений вдоль сближенных трещин. На рис. 78, А гори-

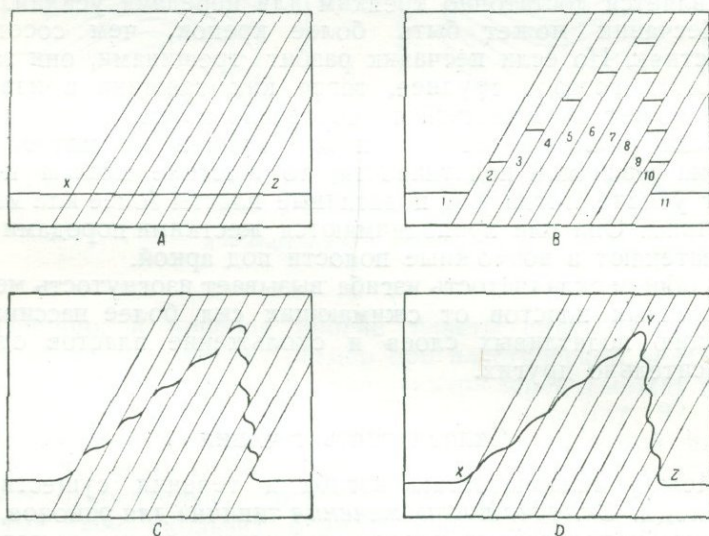


Рис. 78. Поперечные разрезы, показывающие складчатость скальвания.

Толстая черная линия изображает плоскости напластования, наклонные тонкие линии — трещины. А — до смещения по трещинам; В — после смещения; С — согласно закону трения, пласты стремятся стать параллельными трещинам; D — складка, образовавшаяся в пласте, который сохраняет непрерывность.

горизонтальный пласт разбит на блоки трещинами, падающими под углом 60° в левую сторону. На рис. 78, В блоки 1 и 11 остаются ненарушенными. Блок 6 передвинулся вверх на наибольшее расстояние; блоки, находящиеся с обеих сторон его, передвигались вверх на расстояние, progressively уменьшающееся. Каждая трещина в сущности является сбросом. Однако если трещины развиваются на расстоянии 2—3 см и пласты вследствие трения стремятся стать параллельными трещинам, как показано на рис. 78, С, в результате образуется главная складка, осложненная большим коли-

чеством складок второго порядка (рис. 78, D). В простейшем случае такие складки скальвания будут всегда сопровождаться видимыми трещинами обычно сколового характера. Однако возможно, что каждая трещина будет залечиваться при последующей перекристаллизации пород.

Из рис. 78 видно, что в простой складчатости скальвания пласты становятся тоньше, но никогда не утолщаются. Поскольку блоки I и II не передвигались один относительно другого во время складчатости, пласты, имевшие первоначальную длину xz , вытягиваются так, что длина их становится равной xy .

Для примера можно рассмотреть пласты, которые были горизонтальными в начале деформации и смяты в складки типа скальвания. Форма первых складок, образовавшихся иными путями, может быть изменена складчатостью скальвания. Присутствие видимых трещин с заметными мелкими разрывами не свидетельствует о том, что складчатость была первоначально типа скальвания. При условии значительных деформаций после начальной фазы складчатости изгибания или складчатости течения могут развиваться тесно связанные трещины и будет происходить скольжение. В экспериментах автора большинство складок скальвания развивалось этим путем.

Складки, связанные с вертикальными движениями

Дифференциальные вертикальные поднятия, не сопряженные с образованием трещин, могут быть причиной складок, образующихся во внешней оболочке земли. Пласт

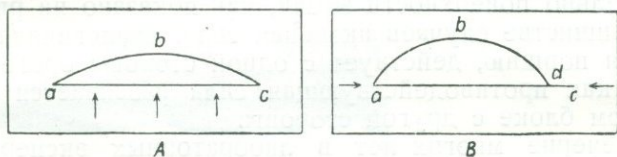


Рис. 79. Складки, связанные с вертикальным движением.

А — механизм куполообразования. В — складки продольного изгиба.

с первоначальной длиной ac (рис. 79, A) при действии вертикальных сил образует купол. Точки a и c сохраняют горизонтальное расстояние в течение деформации, и, следовательно, пласты изгибаются, образуя арку abc . Этот процесс, конечно, отличается от процесса образования складчатости изгиба. В складчатости изгиба, как показано на рис. 79, B, два конца движутся один по направлению

к другому, и в идеальном случае не должно быть удлинения осадочного пласта; в действительности же удлинение имеет место, но оно несущественно.

Купола и чаши, образовавшиеся в результате вертикальных движений, некоторые геологи не классифицируют как складки. Уиллис [135] называет их *изгибами*, а Клоос [31] — *вздутиями* (немецкое *Beule*), если они обращены выпуклостью вверх. Такое различие, хотя и удачное в некоторых случаях, не совсем желательно, потому что часто трудно определить настоящую природу действующих сил. Кажется, гораздо лучше для подобных структурных форм употреблять слово „*складка*“.

ПРИЧИНЫ СКЛАДЧАТОСТИ

Складки могут образоваться многими путями. Складки основных орогенических зон могут образоваться в результате горизонтального сжатия, действия горизонтальной пары сил или подкоровых течений. Некоторые складки, обычно куполообразной формы, образуются в результате интрузий изверженных пород, внедрений соляных пород или вертикальных сил неизвестного происхождения. Другие складки, связанные с изменением объема пород, образуются в результате дифференциального уплотнения осадков или изменения химического состава. Менее важны складки, обусловленные ледниками или деформациями, одновременными с осадкообразованием.

Горизонтальное сжатие

При горизонтальном сжатии сжимающие силы действуют параллельно поверхности земли, как показано на рис. 76, А. В большинстве случаев активная сила, аналогичная движущемуся поршню, действует с одной стороны орогена, в то время как противодействующая сила развивается в неподвижном блоке с другой стороны.

В течение многих лет в лабораторных экспериментах воспроизводились складки путем сжатия. Наиболее исчерпывающее исследование было проведено примерно 50 лет тому назад Б. Уиллис [136], который пытался изучить более подробно складки Аппалачской провинции. Эксперименты были произведены в специальном ящике давления (рис. 80) следующих размеров: длина 1 м, ширина 0,12 м и высота 0,5 м. Движущийся поршень был установлен с одного конца. В ящик помещались перемежающиеся слои, изображающие осадочные породы. Слоиварьировали по мощности от 0,25 до 6,4 см. Каждый слой состоял из воска, гипса и терпентина в различной про-

порции, для придания пластам различной крепости. Сверху на искусственные осадочные породы был положен слой дробы толщиной более 0,3 м, затем поршень медленно двигался справа налево, при этом возникали складки, как показано на рис. 81. *A* — соответствует первой стадии, *D* — последней.

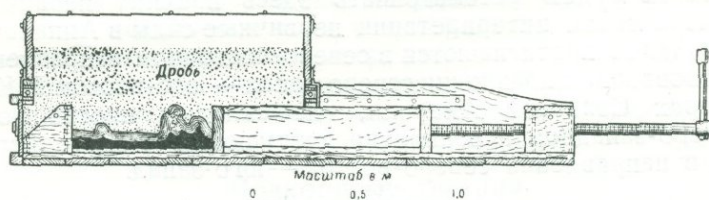


Рис. 80. Ящик давления для получения складок.

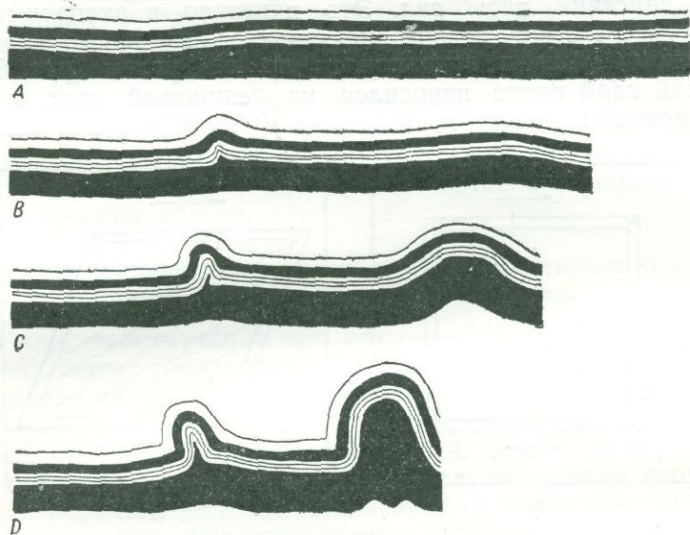


Рис. 81. Складки, полученные в ящике давления. Поршень движется справа налево.

Образовавшиеся складки очень похожи на складки в Аппалачах и Юрских горах; это сходство свидетельствует, очевидно, о действии горизонтального сжатия, в результате которого образовались складки в Аппалачах и Юрских горах.

Можно полагать, что этот принцип приложим к орогенным поясам, когда первоначальные силы действовали под прямым углом к направлению складок.

Если интенсивность сжимающих сил уменьшается книзу, вышележащие слои движутся больше, чем нижележащие слои, пара сил накладывается на простое сжатие (рис. 76, В). Это обуславливает появление асимметричных и перевернутых складок.

Мы не будем рассматривать здесь причину первичных сил. При такой интерпретации первичные силы в Аппалачах, где складки протягиваются в северо-восточном направлении, действовали в направлении северо-запад — юго-восток. В Кордильерах Северной Америки, где складки простираются в северо-западном направлении, сжимающие силы действовали в направлении северо-восток — юго-запад.

Горизонтальная пара сил

Горизонтальное сжатие может появляться просто в результате действия пары сил. Это показано в экспериментах Мида [89]. Лист резины натягивался на прямоугольную железную раму и закреплялся по ее углам (рис. 82, А). Тонкий слой воска наносился на резиновый лист, и рама подвергалась действию пары сил (рис. 82, В). Оси складок

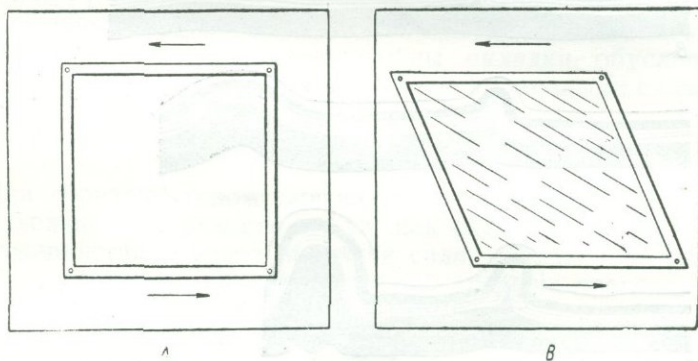


Рис. 82. Складки, полученные в результате действия горизонтальной пары сил.

А — железная рама до деформации; В — после деформации.

располагались диагонально к раме, образуя угол примерно в 45° , с направлением, в котором действовала пара сил. Круг под действием сил изменялся в эллипс; оси складок оказывались параллельными длинной оси эллипса.

Такие складки могут быть характерными для большого орогенического пояса. Это наводит на мысль, что некоторые складки Калифорнии образовались в результате дей-

ствия пары сил при горизонтальном движении вдоль вертикальных сбросов.

Некоторые геологи считают, что целые орогенические пояса образовались в результате действия гигантских пар сил в земле. Недавно было высказано предположение, что северо-западное простирание складок в Сьерра-Невада обусловлено движением к югу центральной части Северной Америки относительно побережья Тихого океана и что северо-восточное простирание хребтов Китая [80] обусловлено движением в южном направлении центральной части Азии относительно Тихого океана.

Подкорковые течения

Принцип действия пары сил можно применить в другом случае. Предполагают, что под земной корой существуют горизонтальные токи. Эти токи, вызываемые конвекцией, обуславливают волочение вышележащих пород; при этом возникает пара сил, подобная той, что показана на рис. 76, В. Осевые плоскости образовавшихся складок падают по направлению конвекционных токов [56].

На современном уровне наших знаний невозможно оценить относительное значение горизонтального сжатия, горизонтальных пар и подкорковых течений в формировании орогенических поясов.

Интрузия магмы, внедрение солей и вертикальные силы неизвестного происхождения

Силы, действующие под прямыми углами к поверхности земли, могут быть обусловлены различными причинами. Интрузия магмы может приподнимать вышележащие породы, как было описано выше. Поднятие, связанное с соляными куполами, будет описано в гл. 14. Даже лакколиты и соляные купола являются сравнительно малыми структурными формами, редко превышающими несколько километров в диаметре. Большие купола на континентах площадью в тысячи квадратных километров или даже больше должны сопровождаться вертикальными движениями в земной коре значительного масштаба. Основная причина таких движений — это проблема, которая сейчас не имеет удовлетворительного решения.

Дифференциальное уплотнение осадков

Некоторые складки, антиклинали и синклинали, образовались в результате движений массы пород вниз непосредственно под влиянием силы тяжести. Хотя антиклинали,

образовавшиеся в результате дифференциального уплотнения осадков на участках погребенных хребтов, имеют пологое падение крыльев, в них образуются скопления нефти. Основные положения показаны на рис. 83. Диаграмма *A* изображает поверхность земли, состоящую из твердых пород; высота холма 30 м. Позже, как показано на диаграмме *B*, на этой поверхности отлагались осадки; эти отложения

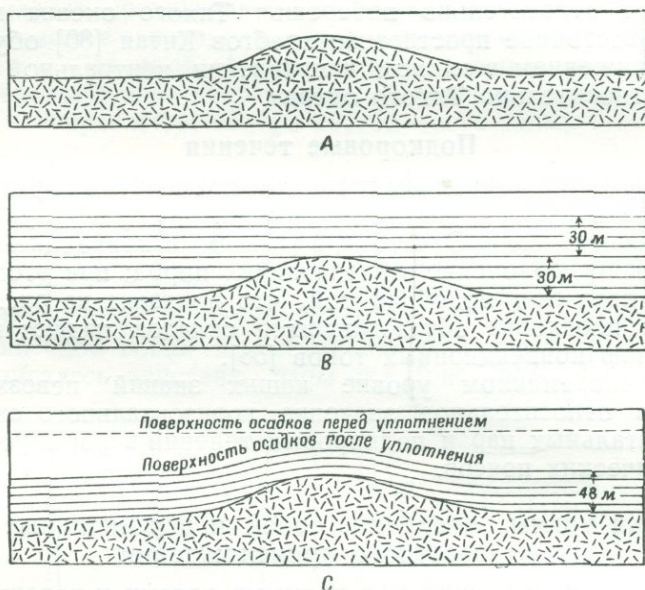


Рис. 83. Складки, образовавшиеся в результате дифференциального уплотнения осадков.

A — хребет, обнаженный денудацией; *B* — тот же хребет, покрытый осадками, перед уплотнением этих осадков; *C* — тот же хребет, после уплотнения осадков.

имеют 30 м мощности только над поверхностью холма и 60 м над пониженными частями. В целях наглядности эти осадки показаны совершенно горизонтальными. Практически же, конечно, будут некоторые мелкие неправильности, особенно на склонах будет наблюдаться ничтожное падение пластов в сторону от холма. Если затем мелкие фракции уплотнятся на 20% над поверхностью холма, покрывающий осадочный слой будет иметь мощность меньше на 6 м, т. е. 20% от 30 м. За пределами холма покрывающий осадочный слой сократит свою мощность на 20% от 60 м, т. е. на 12 м. В результате покрывающие слои будут падать в стороны от центра погребенного холма.

Химические изменения

Сульфат кальция осаждается при испарении воды в виде ангидрита. Впоследствии присоединяется вода, и ангидрит превращается в гипс, изменяясь в объеме примерно на 40%. Если пласты залегают полого и все расширение происходит по направлению вверх, пласты становятся мощнее, но складки не развиваются. Если, однако, большая часть расширения пойдет в горизонтальном направлении, возникают сжимающие силы и происходит складкообразование. Образующиеся в результате складки будут малы, высота их доходит до 1 см или максимум 1 м; кроме того, гипс является не очень распространенной породой.

Давление льда

Ледники,двигающиеся по крутым склонам квест, могут сминать пласты в складки, если пласты недостаточно консолидированы. Кроме того, в слабых породах лед может образовывать складки волочения. Под влиянием ледников складки развиваются вблизи южных границ языков плейстоценовых ледников на острове Марта Винеярд, около юго-восточного побережья Массачусетс.

Деформации, одновременные с осадкообразованием

Некоторые складки могут образоваться в осадках во время их отложения (рис. 84), причем могут возникнуть даже

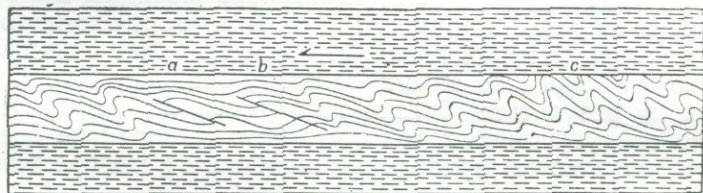


Рис. 84. Складки, образованные одновременно с осадкообразованием. Верхний слой скользит справа налево по среднему слою.

мелкие сбросы, как показано под *a* и *b* на рисунке. Конечно, в строгом смысле слова, деформация следует за отложением слоя, но все же она происходит приблизительно одновременно с осаждением. Слои мягкой глины, песка и ила могут скользить вследствие разнообразных причин. Склоны, на которых происходит отложение, могут быть наклонены

и некоторые факторы могут приводить в движение породы, относительно устойчивые в течение длинного периода времени. Небольшой наклон, местами чрезмерное отложение осадков или землетрясения могут приводить в движение массы глин или ила. Местное подводное размывание может затрагивать пласты недостаточной крепости. Верхние пласты могут скользить относительно нижних, образуя мелкие складки. Если нижняя часть слоя (при движении) встречает препятствия в виде подпор, верхняя часть может скользить под влиянием силы тяжести, и слои будут сминаться. Движения этого типа встречаются на склонах с небольшой покатостью, равной $2\frac{1}{2}^{\circ}$.

Явление волочения плавающими айсбергами и деревьями обуславливает близко-одновременные деформации. Однако образующиеся в результате складки и разрывы с перемещением будут, повидимому, более неправильны и несистематичны. Разрывы с перемещением отмечены *a* и *b* на рис. 84.

Бывает трудно установить различие в особенностях, появившихся в результате близко-одновременных деформаций, и тех, которые обусловлены действием более поздних сил. Если, как иногда наблюдается, складки срезаются более молодыми слоями осадочных серий (рис. 84 *c*), то это свидетельствует о том, что деформация была одновременной со складками. Складки, образующиеся в результате близко-одновременной деформации, являются, обычно, складками волочения. Если известна большая пликативная структура, то для решения вопроса об относительном времени образования складок в данной структуре может быть полезна ориентировка складок второго порядка. Если последние являются настоящими складками волочения, то их связь с главной пликативной структурой будет такой, как указано на стр. 88; иными словами, они, вероятно, образуются в результате близко-одновременных деформаций. Однако следует иметь в виду, что этот критерий не всегда справедлив и может приводить к ошибкам в интерпретациях.

РАЗРЫВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

ВВЕДЕНИЕ

Во второй главе было указано, что породы вначале подвергаются упругой деформации, а затем пластической. Если процесс деформации продолжать дальше, порода в конце концов может разорваться, разрушиться. Ориентировка плоскостей разрыва зависит от характера внешних сил, типа породы, температуры и всестороннего давления.

Большая часть точных сведений о связи между внешними силами и разрывом черпаются из инженерной практики, особенно из контрольных лабораторных экспериментов. Геологи также производят многочисленные эксперименты в своих лабораториях. В том случае, когда эксперименты невозможны, можно применить некоторые выводы из полевой геологии. Однако важно всегда различать наблюдения и выводы.

Все разрывы могут быть разделены на трещины растяжения и трещины скалывания. Трещины растяжения образуются в результате действия сил, стремящихся растащить образец на части. Когда образец, наконец, разрушается, две поверхности движутся в разные стороны. Трещины скалывания образуются в результате действия сил, которые стремятся сдвинуть одну часть образца относительно соседней части.

Крайне важно различать характер внешних сил и тип трещин. Трещины растяжения могут образоваться не только в результате растяжения, но и в результате действия пары сил и даже в результате сжатия; однако, как будет показано ниже, трещинам растяжения, образованным в результате сжатия, дается специальное название. Трещины скалывания могут развиваться не только в результате сжатия, но также в результате действия пары сил и растяжения.

РАСТЯЖЕНИЕ

В простейшем случае растяжения противоположные концы стержня растягиваются в стороны. После упругой и пластической деформации образец разрывается. Характер

разрыва зависит от хрупкости материала. В хрупком материале, как, например, сварочное железо или кусок мела, отдельные трещины растяжения образуют прямые углы с осью стержня (рис. 85,А).

В более пластичном веществе разрыву предшествует образование *шейки*, так как центральная часть стержня утоняется быстрее, чем его концы (рис. 85,В). Образуется коническая трещина, и когда разрыв, наконец, происходит, конический выступ отделяется от конического углубления.

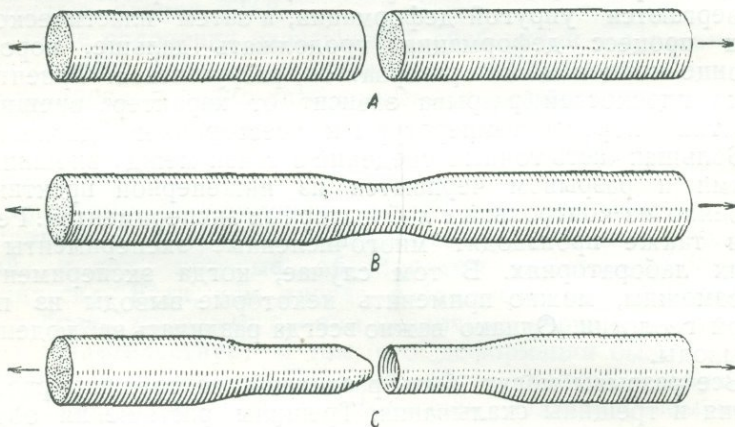


Рис. 85. Стержень, подвергаемый растяжению.

А — хрупкий материал разрывается при растяжении под прямым углом к оси стержня; В — ковкий материал образует шейку, но не разрывается; С — ковкий материал разрывается; коническая поверхность, образовавшаяся вследствие ослабления вдоль трещин скалывания; усеченный конус, появившийся вследствие ослабления вдоль трещин растяжения.

В этом случае образец разрывается вдоль трещин скалывания. В некоторых материалах разрыв является комбинацией трещины скалывания и трещины разрыва (рис. 85,С).

Твердые породы вблизи поверхности земли хрупки; когда они подвергаются растяжению, мы наблюдаем в них главным образом трещины растяжения. Другими словами, трещины будут образовываться под прямыми углами к растягивающим силам.

Породы имеют более высокое сопротивление сжатию, чем сопротивление растяжению, как показано на табл. 1. Например, песчаник имеет сопротивление сжатию от 500 до 1500 кг/см², но он же обладает сопротивлением растяжению, равным только от 10 до 30 км/см².

СЖАТИЕ

В простейшем типе сжатия испытуемый образец, обычно цилиндр или квадратная призма, подвергается действию сжимающих сил, приложенных с двух противоположных концов; боковые стороны могут свободно расширяться. Под действием таких сил воображаемая сфера в образце будет деформироваться в сплюснутый сфероид. В другом случае квадратная призма также сжимается с двух концов, но она ограничена с двух противоположных сторон, а две другие стороны могут свободно двигаться. В этих условиях воображаемая сфера в образце будет деформирована в эллипсоид.

Если блок представляет квадратную призму, не ограниченную по сторонам, в нем развиваются четыре системы трещин скалывания. Четыре плоскости, параллельно которым образуются трещины, показаны на рис. 86,А, в виде плоскостей $ABCD$, EFG , HIJ и $KLMN$. Обычно многие трещины развиваются параллельно каждой из этих четырех плоскостей. При возрастании сжимающего усилия увеличивается количество и размер трещин, затем в конце концов одна трещина пересекает поперек весь образец, и блок разрушается. Некоторые системы трещин могут развиваться интенсивнее других, особенно если образец недостаточно однороден.

Можно показать математически, что максимальное скалывающее усилие будет находиться в плоскости, наклоненной под углом 45° к сжимающей силе, и мы можем наблюдать плоскости нарушения, пересекающиеся под прямым углом. На рис. 86,В эти плоскости образуют углы KNL и MNL со сжимающей силой LN . Однако во всех экспериментальных работах угол этот менее 45° и плоскости нарушения образуют углы KOL и MOL со сжимающей силой. Величина угла зависит от характера материала. По имеющимся данным, этот угол менее 45° , если даже испытуемый образец находится под высоким всесторонним давлением. Утверждение, обычно встречаемое в геологической литературе, что в более пластичном материале угол будет больше 45° , неверно.

Если квадратная призма закреплена с двух противоположных сторон, образующиеся трещины двух систем падают в сторону не закрепленных граней образца. Если передняя и задняя грани блока, показанного на рис. 86,А, закреплены, образуются только две системы трещин, соответствующие плоскостям $ABCD$ и EFG . Если испытуемый образец представлен цилиндром, поверхности разрывов стремятся принять коническую форму, что подобно трещинам скалывания в пластичных материалах при растяжении.

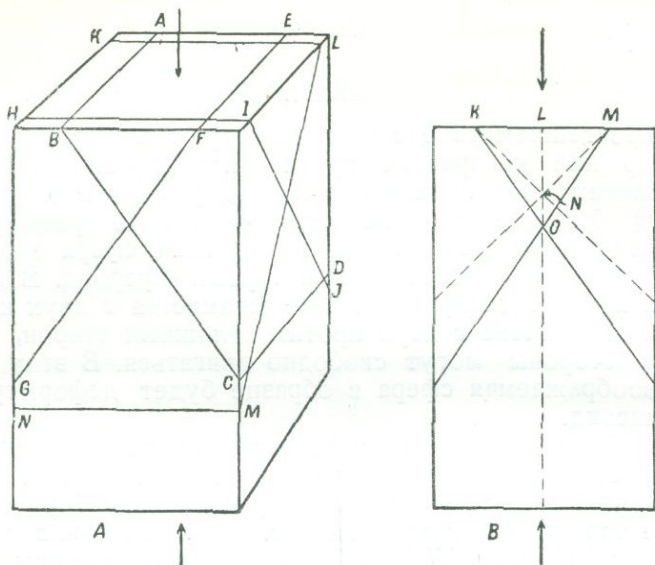


Рис. 86. Трещины скалывания, вызванные сжатием.

Стрелки показывают направление сжимающих сил. А — в прямоугольной призме, подверженной простому сжатию, развиваются четыре системы трещин, которые параллельны плоскостям $ABCD$, EFG , HIJ и $KLMN$; В — KN и MN соответствуют плоскостям наибольших скалывающихся усилий, что доказано математически; KO и MO соответствуют примерно положению трещин скалывания, полученных в эксперименте.

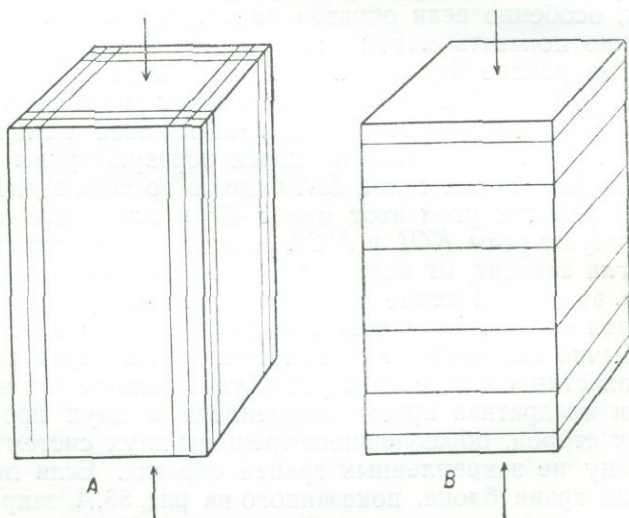


Рис. 87. Трещины растяжения и трещины высвобождения, образованные в результате сжатия.

Стрелки показывают направление сжимающих сил. А — трещины растяжения, образуются параллельно сторонам призмы; В — трещины высвобождения, образуются параллельно верхней плоскости призмы.

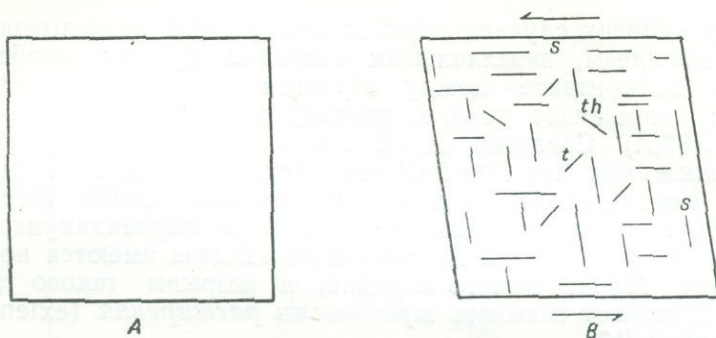
Во многих случаях образцы при сжатии раскалываются по трещинам, параллельным сторонам призмы, особенно если на контакте между образцом и поршнем, создающим сжимающее усилие, находится смазочное вещество (рис. 87,А). Согласно одной точке зрения — это *трещины растяжения* (tension fractures), исходя из того принципа, что сжатие, действующее в направлении одной системы трещин, вызывает силы растяжения в перпендикулярном направлении. Однако против такого анализа имеются возражения теоретического порядка, и разрывы такого типа предпочитают называть *трещинами расширения* (extension fractures) [17].

Другой тип трещин образуется косвенным путем при сжатии [58]. Образец, погруженный в жидкость и находившийся под высоким всесторонним давлением, подвергался сжатию. После снятия нагрузки и освобождения образца обнаружилось большое количество трещин, образовавшихся под прямыми углами к осям давления (рис. 87,В). В некотором смысле — это трещины растяжения, обусловленные расширением образца после снятия нагрузки, но так как нет действительного расширения, эти трещины можно назвать *трещинами высвобождения* (release fractures).

ПАРЫ СИЛ

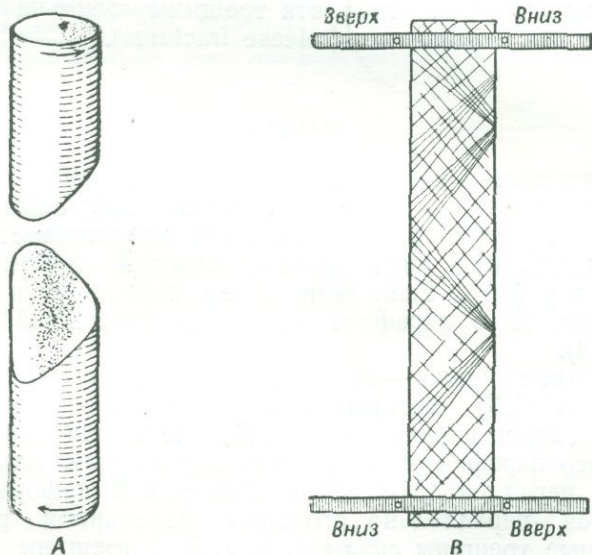
Зависимость между разрывами и парами сил может быть сравнительно просто показана при помощи рамы, о которой упоминалось ранее. Рама представляет квадрат, на ней натянут лист резины, который покрыт тонким слоем парафина. Если рама затем подвергается действию пары сил, то в парафине возникает множество трещинок (рис. 88).

Первые трещины — это вертикальные трещины растяжения (t на рис. 88,В), которые простираются параллельно короткой диагонали параллелограмма. Это не неожиданно, так как ясно, что парафин растягивается параллельно длинной диагонали параллелограмма. При дальнейшей деформации развиваются параллельно сторонам деревянной рамы вертикальные трещины скалывания s . Эти трещины также не неожиданны, они аналогичны трещинам скалывания, которые развиваются при сжатии. Однако их ориентация контролируется сторонами рамы. Маленькие взбросы th , которые развиваются в последнюю стадию деформации, простираются параллельно длинной диагонали параллелограмма [89].



Р и с. 88. Разрывы, образованные в результате действия пары сил.

A — четырехугольная рама покрыта пластом резины, на который нанесен слой парафина; *B* — трещины, которые развиваются в результате действия пары сил; *t* — трещины растяжения (перпендикулярные к плоскости бумаги); *s* — трещины скола (перпендикулярные к плоскости бумаги); *th* — взросы (наклонные к плоскости бумаги). (По В. Миду.)



Р и с. 89. Разрыв, обусловленный кручением.

A — спиральный разрыв куска пчьего мела, вызванный кручением; *B* — трещины растяжения на куске стекла. Трещины, простирающиеся от верхнего левого к нижнему правому углу, находятся на верхней стороне стеклянной пластинки; те, которые простираются от верхнего правого к нижнему левому углу, находятся на противоположной стороне пластинки стекла.

КРУЧЕНИЕ

Если кусок мела с двух концов растягивать в разные стороны, под прямыми углами к длинной оси образца образуются трещины растяжения, как показано на рис. 85, А. Если тот же материал скручивается, то развиваются спиральные трещины, как показано на рис. 89, А. Хотя опыт с куском мела и показывает отличия разрывов, образующихся при растяжении и при кручении, но массы горных пород, с которыми имеет дело геолог-тектонист, едва ли могут быть сравнимы со стержнем. Кручение пластообразных тел, рассматривая отдельный слой, формацию или целую зону земной коры, значительно более характерно, чем кручение бруска.



Рис. 90. Усилия в согнутом листе.

Усилия, развивающиеся в скручиваемом слое, могут быть разрешены в виде простых напряжений растяжения или сжатия, а разрывы возникнут, подчиняясь тем общим положениям, которые были уже изложены выше. Много лет назад был проделан довольно простой эксперимент при скручивании пластинки стекла. Как показано на рис. 89, В, верхний правый и нижний левый углы были сдвинуты вниз, в то время как верхний левый и нижний правый углы сдвигались вверх. Развивались трещины двух систем [40]. На верхней поверхности пластинки трещины были диагональны и простирались из верхнего левого в нижний правый угол. На другой стороне трещины были также диагональны, но они шли от верхнего правого в нижний левый угол [89]. Почему стекло растрескивается таким образом, становится понятным из нижеприводимого краткого объяснения. Если слой изогнут, как показано на рис. 90, верхняя часть его подвержена растяжению, нижняя — сжатию. Между этими двумя слоями находится поверхность, в которой совсем нет напряжения. В пластине, подверженной кручению, верхняя часть была подвержена действию растягивающих сил, направленных от верхнего правого к нижнему левому углу. Наоборот, силы растяжения в нижней части действуют в

направлении от верхнего левого угла к нижнему правому. Трещины растяжения образовались вследствие того, что прочность на разрыв была меньше прочности на сжатие.

Трудно оценить значение кручения как причину разрывов в горных породах земли. Возможно, что кручение

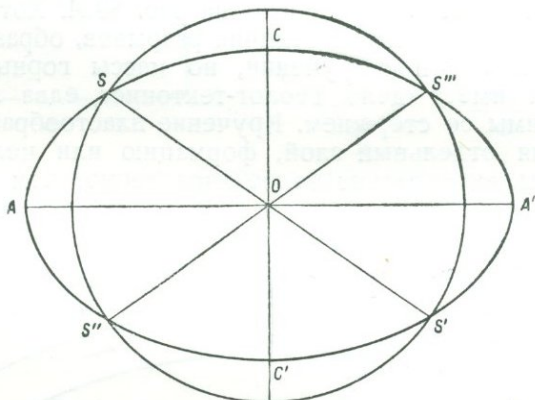


Рис. 91. Эллипс деформации.

AA' — большая ось деформации; CC' — малая ось деформации;
 SS' и $S''S'''$ — неискаженные линии.

является важнейшим типом деформации, но в каждом частном случае трудно решить, что вызывало региональное кручение — местное растяжение или местное сжатие.

РАЗРЫВЫ И ЭЛЛИпсоИД ДЕФОРМАЦИИ

Как мы указывали выше, рассмотрение поведения сферы под действием сил может помочь пониманию деформации. Сфера превращается в эллипсоид, причем возможны два случая, когда образуются сплюснутый или продолговатый сфероиды. Сфера может быть деформирована в эллипсоид под влиянием растяжения, сжатия или пары сил.

Если образуются трещины растяжения, они будут параллельны плоскости, проходящей через наименьшую и среднюю ось эллипсоида деформации (рис. 92,А); таким образом трещины растяжения образуются под прямым углом к наибольшей оси эллипсоида деформации (рис. 92,В).

Если положение эллипсоида деформации известно, то можно предсказать ориентировку трещин растяжения. Наоборот, если трещины могут быть определены как трещины растяжения, может быть легко определена наибольшая ось эл-

ллипсоида деформации; плоскость, в которой лежат наименьшая и средняя оси, также определяется, но положение этих осей в этой плоскости может быть найдено только при наличии дополнительных данных.

Соотношение осей и плоскостей эллипсоида деформации и трещин скалывания не так-то просто установить. Если

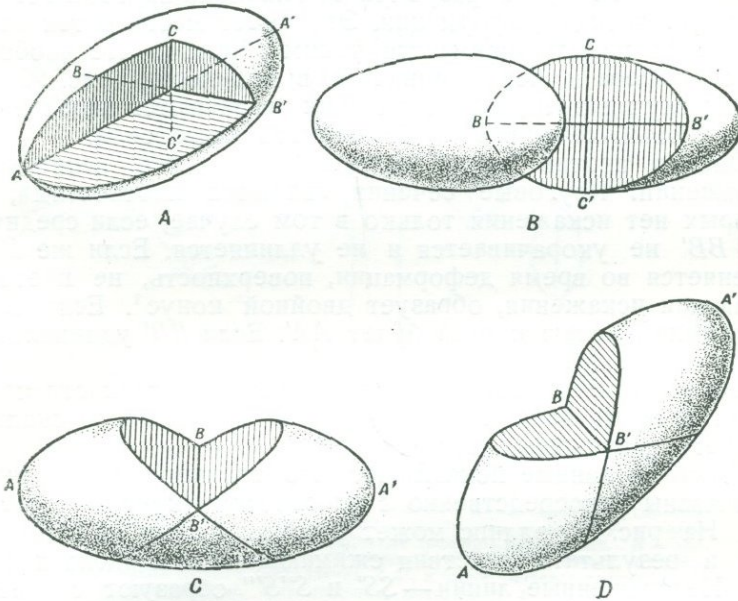


Рис. 92. Эллипсоид деформации.

$A-A'$ — большая ось деформации; BB' — средняя ось деформации и CC' — малая ось деформации; B — трещины растяжения образуются перпендикулярно к большой оси деформации, C и D — каждый эллипсоид имеет два круговых сечения, которые пересекаются по средней оси BB' . Трещины скалывания приблизительно параллельны этим сечениям.

круг деформирован в эллипс, как показано на рис. 91, все линии, параллельные AA' , удлиняются, а все линии, параллельные CC' , укорачиваются. Поэтому где-нибудь между AA' и CC' должны быть две линии, не претерпевшие ни удлинения, ни укорочения. Эти линии SS' и $S''S'''$ являются *неискаженными линиями*.

Каждый эллипсоид имеет три взаимно перпендикулярные оси деформации — наибольшую (AA'), среднюю (BB') и наименьшую (CC') (рис. 92, A). Кроме того, каждый эллипсоид имеет две плоскости круговых сечений, пересекающиеся по линии BB' . Эти поперечные сечения показаны на рис. 92, C и 92, D . Можно показать, что плоскости круговых сечений

эллипсоида деформации являются неискаженными плоскостями, если средняя ось BB' не удлиняется и не укорачивается. Эти две неискаженные плоскости круговых сечений можно рассматривать как плоскости наибольшего скальвающего напряжения, следовательно, параллельно этим плоскостям происходят разрывы. Часто устанавливают, что трещины скальвания образуются параллельно круговым сечениям эллипсоида деформации. Это имеет место в тех случаях, если порода сжимается таким образом, что воображаемая сфера в ней изменяется в эллипсоид (рис. 92, С), в этом случае трещины скальвания развиваются параллельно круговым сечениям воображаемого эллипсоида.

Однако против такой интерпретации есть несколько возражений. Круговые сечения являются плоскостями, в которых нет искажения только в том случае, если средняя ось BB' не укорачивается и не удлиняется. Если же BB' изменяется во время деформации, поверхность, не претерпевающая искажения, образует двойной конус¹. Если BB' укоротилась, осью конуса будет AA' . Если BB' удлинилась, осью конуса будет CC' .

Доказательства того, что неискаженные плоскости круговых сечений являются плоскостями наибольшего скальвающего напряжения, отсутствуют.

Опытные данные показывают, что трещины скальвания не связаны непосредственно с плоскостями круговых сечений. На рис. 91 эллипс может рассматриваться образованным в результате действия сжимающей силы вдоль линии CC' . Неискаженные линии — SS' и $S''S'''$ образуют соответственно углы SOC и $S'''OC$ с направлением сжимающей силы. Эти углы более 45° , независимо от степени деформации. Но экспериментальная работа показывает, что эти углы всегда меньше 45° .

Обобщая, можно сказать, что полученные экспериментально трещины скальвания образуют угол менее 45° с наименьшей осью деформации, тогда как неискаженные плоскости круговых сечений в эллипсоиде деформации образуют угол более 45° с наименьшей осью деформации. Очевидно, трещины скальвания только приблизительно соответствуют плоскостям круговых сечений, но разница в углах может достигать 30° .

Иллюстрацией применения понятия эллипсоида деформации по отношению к разрывам может служить простой

¹ Следовательно, вместо плоскостей круговых сечений теоретически образуются сложные конические поверхности и происходит большое искажение. (Прим. перев.)

пример. На рис. 93,А показано поперечное сечение сброса, являющегося трещиной, вдоль которой блоки перемещались в противоположных направлениях в отношении друг-друго. Царапины на поверхности сброса свидетельствуют о движении параллельно плоскости падения сброса. Нужно решить вопрос, как двигался восточный блок — вниз или вверх относительно западного блока, т. е. какие стрелки показывают фактическое движение — отмеченные буквой *a* или *b*.

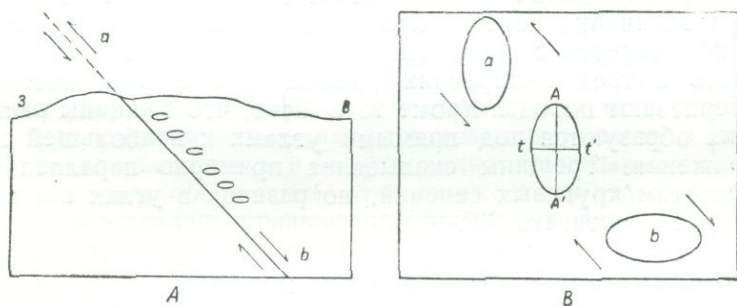


Рис. 93. Применение эллипсоида деформации при решении структурных вопросов.

А — поперечное сечение; толстая диагональная линия является сбросом; надо решить, было ли перемещение по направлению, указанному стрелками *a* или *b*. Маленькие овалы — открытые трещины растяжения. В — трещины растяжения на рис. 93, А обозначены *tt'*; следовательно, большая ось деформации лежит в направлении *AA'*, которое является длинной осью эллипсоида деформации. Перемещение, показанное стрелками *a*, будет также давать ориентацию эллипсоида деформации; перемещения в направлении, показанном стрелками *b*, не существует.

На восточной стороне сброса находятся короткие открытые трещины растяжения, расположенные кулисообразно (en echelon), как показано на рис. 93,А. Следовательно, как видно из рис. 93,В, длинная ось эллипсоида деформации *AA'* вертикальна и эллипсоид ориентирован, как показано на рисунке. Если вдоль сброса действует пара сил, как указано стрелками *b*, большая ось эллипсоида будет горизонтальна. Если пара сил действует так, как показано стрелками *a*, большая ось эллипсоида будет вертикальна. Так как последнее соответствует ориентации, выведенной по расположению трещин растяжения, можно считать, что восточная стенка двигалась вверх относительно западной. Этот вопрос можно анализировать, пренебрегая третьим измерением; в этом случае средняя ось эллипсоида деформации будет перпендикулярной к плоскости бумаги и может не приниматься во внимание.

Другие примеры применения эллипсоида деформации удобнее изложить в последующих разделах книги. Представление об эллипсоиде деформации широко используется в литературе по структурной геологии. Оно было использовано, в частности, при попытке установить зависимость между разрывами при деформации и внешними силами; изучающий должен быть знаком с применяемыми методами. Однако многие геологи считают, что мало было достигнуто при анализе полевых проблем таким путем.

В общем, однако, представление об эллипсоиде деформации чрезвычайно полезно при решении ряда вопросов, если оно применяется с понятием. Оно помогает отчетливо представить в трех измерениях изменения в форме, которые претерпевают породы. Кроме того, ясно, что трещины растяжения образуются под прямыми углами к наибольшей оси напряжения. Трещины скалывания примерно параллельны плоскостям круговых сечений, но разница в углах наклона их может достигать 30° .

РАЗРЫВЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Разрывные деформации горных пород в земной коре представлены трещинами, разрывами с перемещением и различного рода кливажем. Последующие главы посвящаются этим явлениям. Многие разрывы в настоящее время заполнены жилами, или дайками. Происхождение разрывов рассматривается в структурной геологии; происхождение материала, заполняющего их, рассматривается в учении о месторождениях полезных ископаемых и петрологии.

ГЛАВА 7

ТРЕЩИНЫ

ОСНОВНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Обнажающиеся в земной коре породы характерно расчленены ровными трещинами. Трещины могут быть определены как разделяющие плоскости или поверхности в породах, параллельно которым не происходило видимых движений. Хотя трещины обычно являются плоскостями, однако некоторые представлены кривыми поверхностями. Здесь нет видимого движения параллельно поверхности трещины, иначе она была бы отнесена к сбросу. Может происходить движение под прямым углом к поверхности трещины, и при этом образуются открытые трещины (фото IX, X и XI).

Трещины могут иметь различное положение: некоторые трещины будут вертикальны, другие горизонтальны, третьи наклонены под различными углами. Падение и простирание трещин можно замерять так же, как падение и простирание напластования.

Простирание есть направление горизонтальной линии на поверхности трещины; падение замеряется в вертикальной плоскости под прямым углом к простиранию трещины, как двугранный угол между горизонтальной плоскостью и плоскостью трещины. На рис. 94 показана ориентация трещин по странам света. Передняя часть блока (плоскость *ABCD*) является трещиной, которая простирается на восток и имеет вертикальное падение. С правой стороны блока (плоскость *BEDF*) находится трещина, простирающаяся на север и имеющая вертикальное падение. Плоскость *GHIJ* — трещина, простирающаяся на север и падающая под углом 50° на восток.

Трещины очень различны по размеру. Некоторые из них имеют лишь несколько метров длины, другие же, часто наблюдаемые в каменоломнях, могут проследиваться на сотни метров по простиранию и по падению. В горных районах можно наблюдать трещины, которые прослеживаются на сотни или тысячи метров по длине и в глубину.

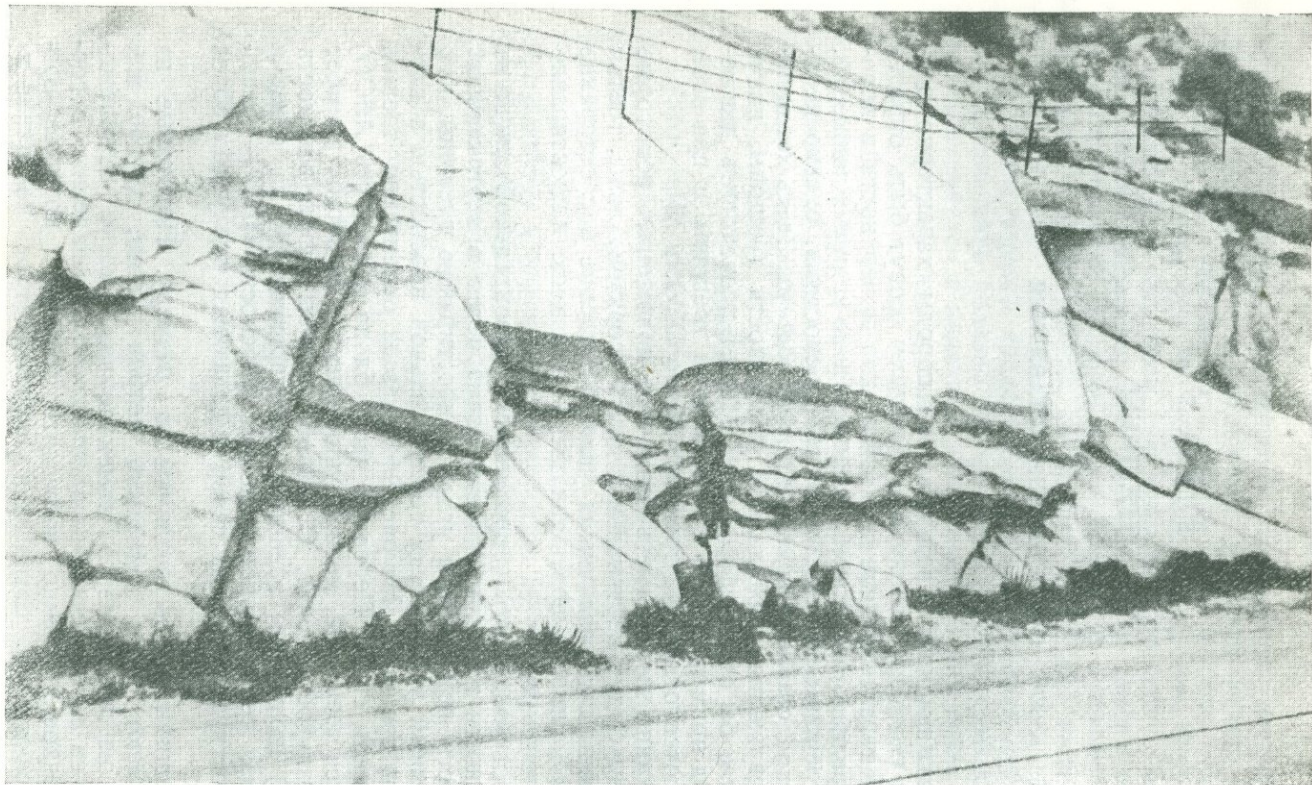


Фото IX. Трещины и расслоенность.

Порода — кварцевый диорит. Две трещины — с левой стороны фото, простирающиеся диагонально к дороге и падающие круто налево. Плоскости расслоения падают по направлению к дороге. Сан Диего Коунти, Калифорния.

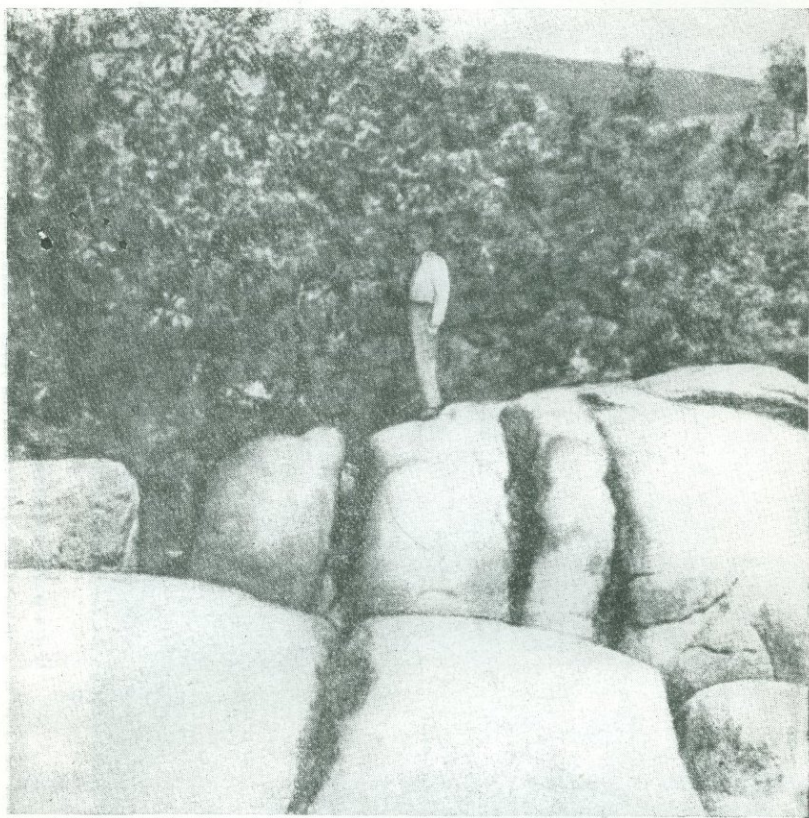


Фото X. Трещины.

Эти трещины, секущие докембрийские граниты в горах Озарк, Миссури, расширены выветриванием.

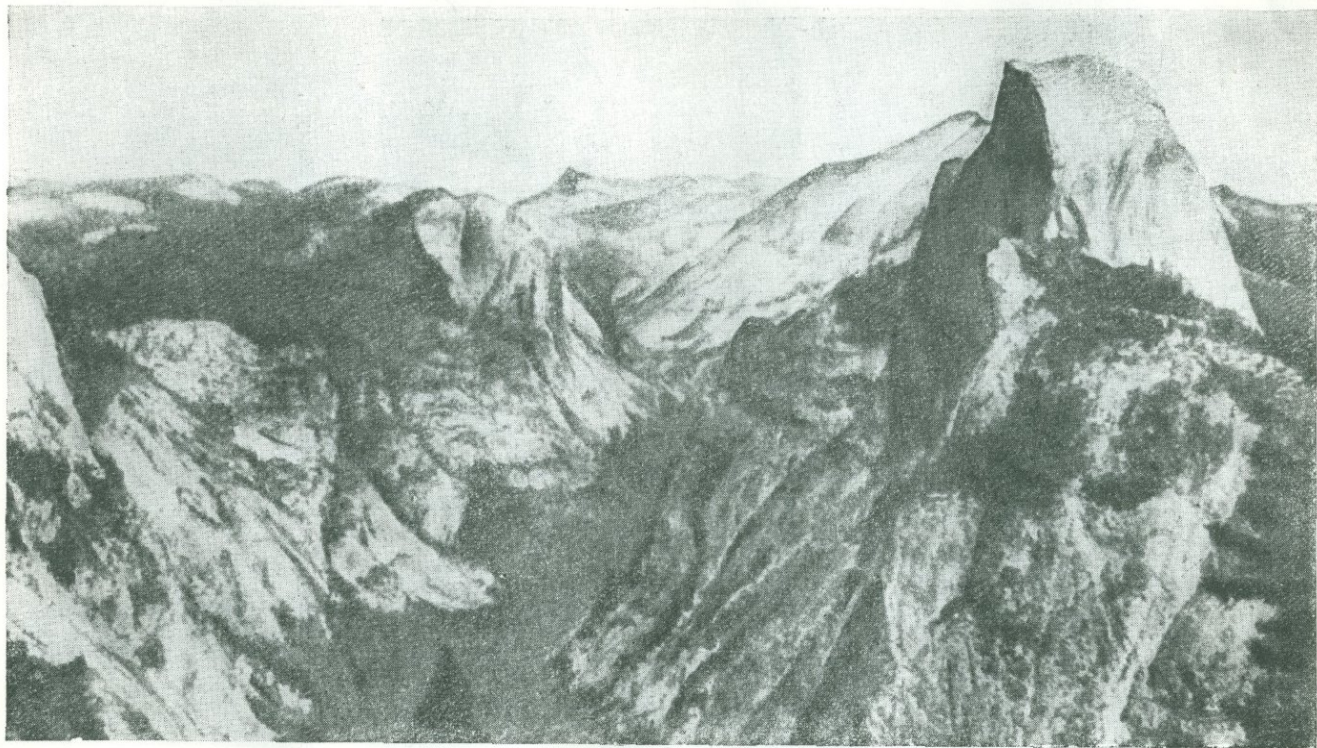


Фото XI. Отдельность.

Вид на северо-восток, вверх по каньону Тенай со стороны вершины Гласьер, Йосемитский Национальный парк, Калифорния. Вершина „Полукупол“ (Half Dome) находится справа. Отвесная скала с северо-западной стороны имеет высоту, примерно равную 600 м, но вершина находится на уровне 1450 м над дном каньона у ее подножья. Положение отвесной скалы определено вертикальными трещинами северо-восточного простирания.

Трещины никогда не встречаются по одной. Расстояние между ними может быть равно сотням метров или лишь нескольким сантиметрам. Если интервал между трещинами менее трех сантиметров, обычно для трещин употребляется термин *трещины кливажа* (см. ниже).

Полагают, что термин *трещина отдельности* введен в употребление в британских угольных полях, потому что

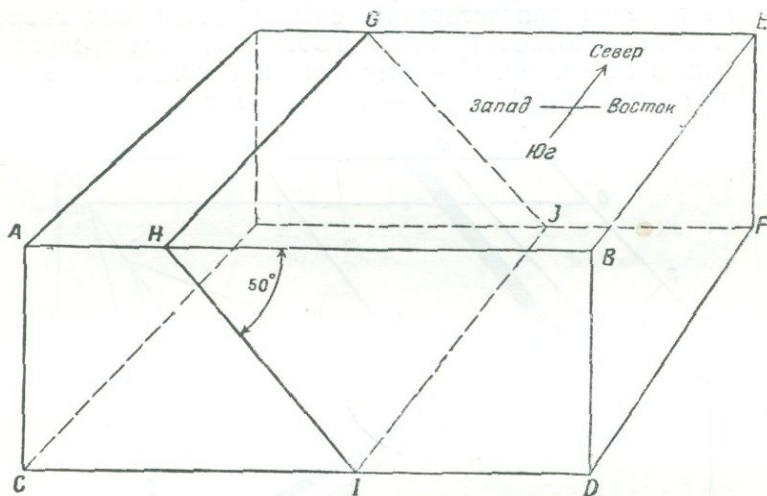


Рис. 94. Положение трещин.

Плоскость $ABCD$ — вертикальная трещина, которая простирается с востока на запад; плоскость $BDEF$ — вертикальная трещина, которая простирается с севера на юг; плоскость $GHIJ$ — трещина, простирающаяся с севера на юг и падающая под углом 50° на восток.

углекопы думали, что породы „отделялись“ вдоль трещин, подобно кирпичам, сложенным в стене.

Трещины могут быть классифицированы по геометрическому и генетическому принципу. Геометрическая классификация строго описательна и применяется сравнительно просто, но она не дает представления о происхождении трещин. Генетическая классификация более рациональна, но, как увидим ниже, ее не всегда можно применять.

ГЕОМЕТРИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

В геометрической классификации трещины можно классифицировать на основании их положения относительно напластования или других подобных структурных форм в пластах, которые они пересекают. *Согласные трещины* (strike joints) —

это трещины, которые параллельны или примерно параллельны простиранию напластований осадочной породы, сланцеватости в сланцах или полосчатости в гнейсах. На рис. 95, на котором напластование показано толстой черной линией, $BDEF$ и MNO — согласные трещины. Трещины *нормально секущие* (dip joints) — это трещины, которые простираются параллельно или примерно параллельно к направлению падения напластования, сланцеватости или гнейсированности. Плоскости $ABCD$ и GHI являются трещинами нормально секущими. *Секущие* или *диагональные* трещины (oblique or diagonal joints) — это такие трещины, которые

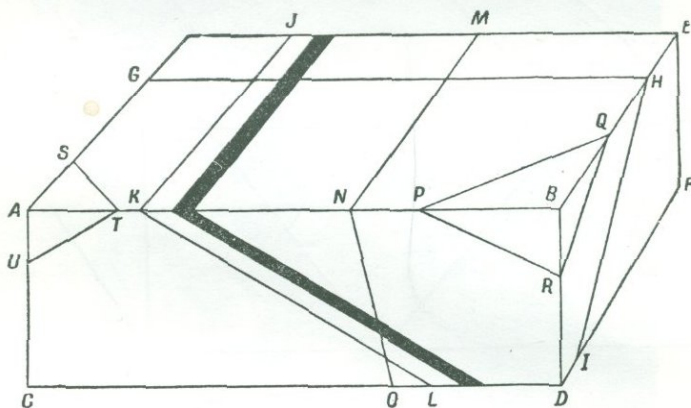


Рис. 95. Геометрическая классификация трещин.

Черный слой показывает напластование. $ABCD$ и GHI — нормально секущие трещины. $BDEF$ и MNO — согласные трещины. IKL — трещины напластования, PQR и STU — диагональные трещины.

простираются в направлении, лежащем между направлением простирания и падения пород. Плоскости PQR и STU — секущие трещины. Трещины *напластования* параллельны напластованию осадочных пород. Плоскость IKL — трещина напластования.

Большое количество трещин обычно параллельны друг другу. Серия трещин состоит из группы более или менее параллельных трещин. Система трещин состоит из двух или более серий трещин или из нескольких групп трещин с характерным размещением. Две перпендикулярные серии трещин часто определяются как сопряженные системы трещин (conjugate joint system).

Трещины можно классифицировать по их простиранию. При этом можно различать серию меридиональных, северо-восточных или широтных трещин. В некоторых районах

могут пользоваться большим распространением меридиональные серии трещин; причем одни серии могут быть вертикальными, вторые падать под углом 40° на восток, третьи под углом 60° на запад.

Для того чтобы установить количество серий трещин, их можно нанести на карту. На рис. 96 показано, что в горах Адейрондак штата Нью-Йорк имеются две ярко выра-

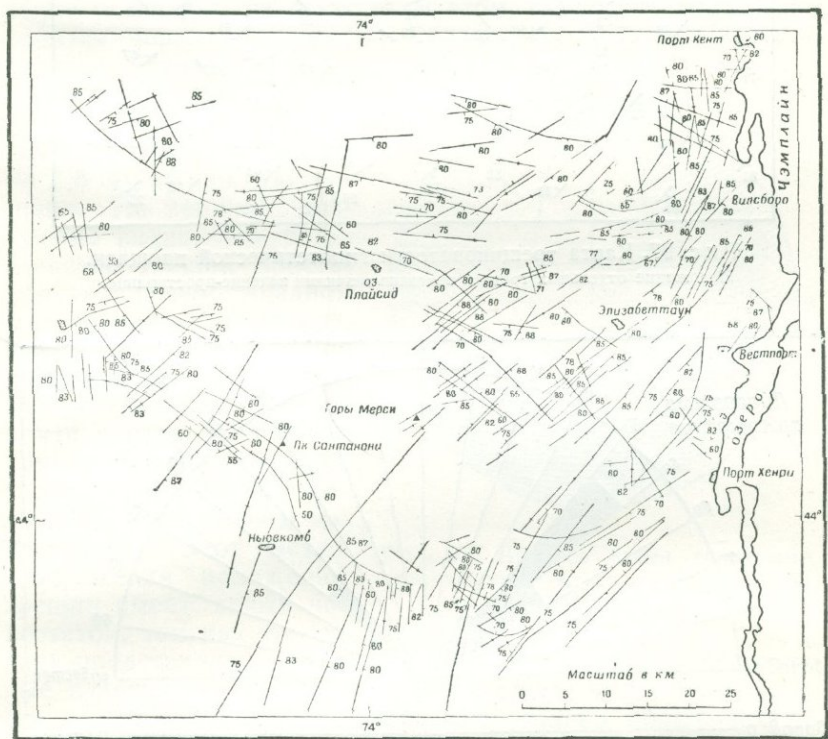


Рис. 96. Карта трещиноватости части гор Адейрондак, Нью-Йорк.

Обобщено с детальных карт. В каждом значке простираения-падения объединены данные о многих трещинах. Длина линий характеризует распространённость различных групп трещин, но не означает, что они продолжают на это расстояние.

женные серии трещин, которые в основном вертикальны; одна серия простирается в северо-восточном направлении, другая — в северо-западном. В воображаемом районе, представленном на рис. 97, наиболее распространённая серия трещин простирается в северо-западном направлении и падает между 40 и 60° к северо-востоку; менее распространённая серия трещин простирается в северо-восточном направлении

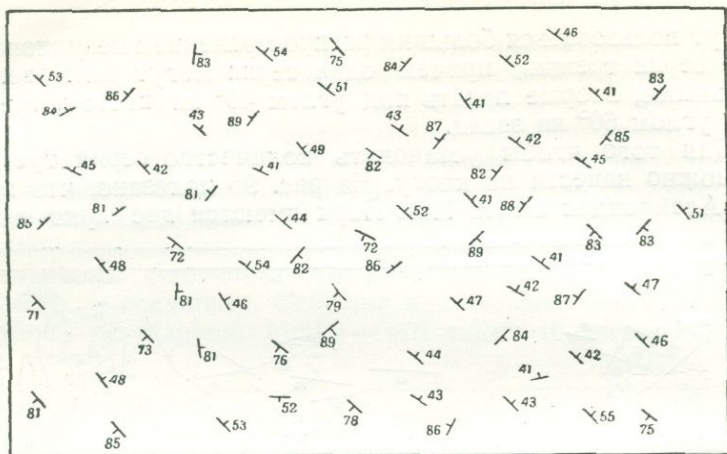


Рис. 97. Карта трещиноватости гипотетической площади.
Положение отдельных трещин показано значками падения-простираие.

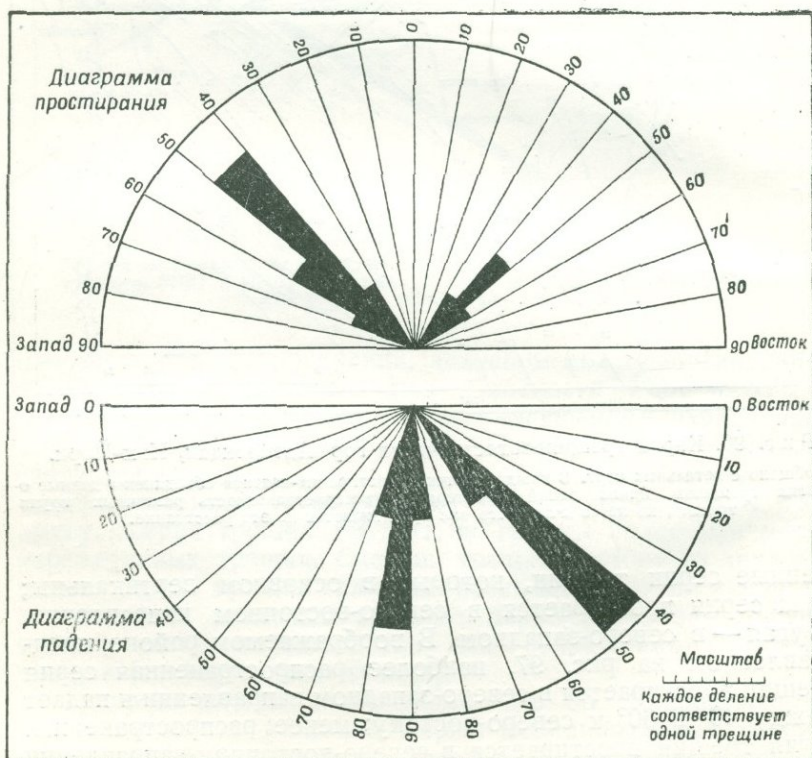


Рис. 98. Диаграммы трещиноватости площади, показанной на рис. 97.

и падает круто к северо-западу. Некоторые из трещин ориентированы в обратном направлении.

Для выявления положения трещин в районе могут быть использованы диаграммы различного типа. В некоторых диаграммах простираение строится на одном полукруге, падение — на втором; на рис. 98 показана диаграмма, соответствующая трещинам, показанным на рис. 97. Оба полукруга разделены на секторы; в этом случае радиусы проводятся через каждые 10° . Количество трещин в каждом секторе показано в каком-либо масштабе; в данном случае принят масштаб, равный примерно 1,5 мм на каждую трещину. На верхней диаграмме видно, что большинство трещин простирается в северо-западном или северо-восточном направлении. На нижней диаграмме видно, что примерно половина трещин почти вертикальна и что другая половина трещин падает примерно под углом 45° в восточном направлении. Этот метод изображения положения трещин имеет явный недостаток, так как он не дает представления о том, какие трещины имеют вертикальные падения и какие падают под углом 45° . Кроме того, это изображение может показывать только общее направление падения, а не точное направление.

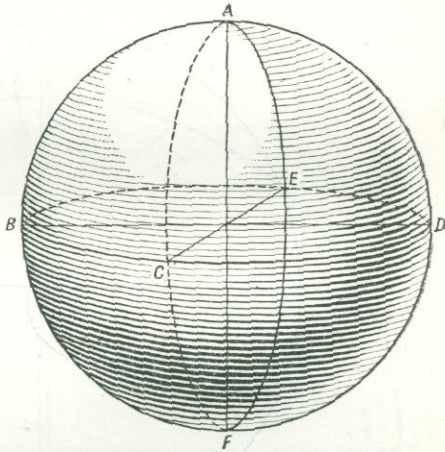
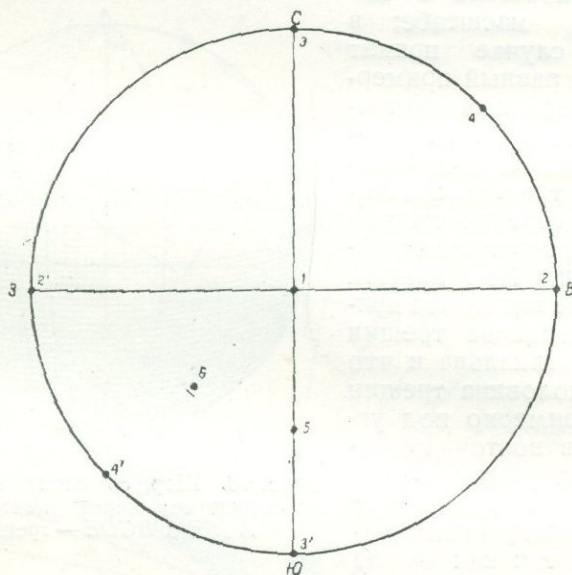


Рис. 99. Шар со всеми трещинами, проходящими через центр. $ABFD$, $ACFE$ и $BCDE$ — трещины.

Точный и поэтому более употребительный способ изображения трещин заключается в нанесении полюсов перпендикуляров к трещинам. Все трещины представляются проходящими через центр сферы. Линия, прочерченная перпендикулярно к каждой трещине, будет проходить в сфере через две точки, называемые *полюсами*. На рис. 99 полюсы горизонтальной трещины $BCDE$ отмечены точками A и F . Полюсы вертикальной плоскости $ABFD$, параллельной листу бумаги, изображаются точками C и E . Полюсы вертикальной плоскости $ACFE$, перпендикулярные листу бумаги, изображены точками D и B . Очевидно, что для построения достаточно использовать одну верхнюю или [одну нижнюю

полусферу, потому что полюсы на одной полусфере являются зеркальным отражением другой. Кроме того, более удобно изображать проекцию поверхности полусферы на плоскости бумаги. На рис. 100 показан пример проекции, в которой использована верхняя полусфера. Точка 1 соответствует горизонтальной трещине; точка 2 соответствует вертикальной трещине, которая простирается в меридиональном направлении; точка 3 соответствует вертикальной трещине, простирающейся в широтном направлении; точка 4 соот-

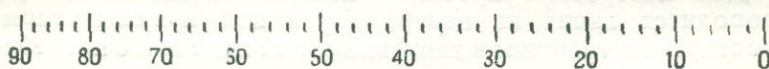


Р и с. 100. Полюсы трещин, нанесенные на круг.

Цифры соответствуют различным трещинам (см. текст).

ветствует вертикальной трещине, простирающейся в северо-западном направлении; точка 5 соответствует трещине, простирающейся широтно и падающей под углом 45° на юг; точка 6 соответствует трещине, простирающейся в северо-западном направлении и падающей под углом 45° на юго-запад. Конечно, каждая вертикальная трещина может быть представлена двумя точками, и точки 2', 3' и 4' соответствуют таким точкам, как 2, 3 и 4. Но для каждой вертикальной трещины нужно строить только одну точку, иначе читатель может получить неправильное представление об их многочисленности. При этом не имеет значения, которую точку из двух наносить.

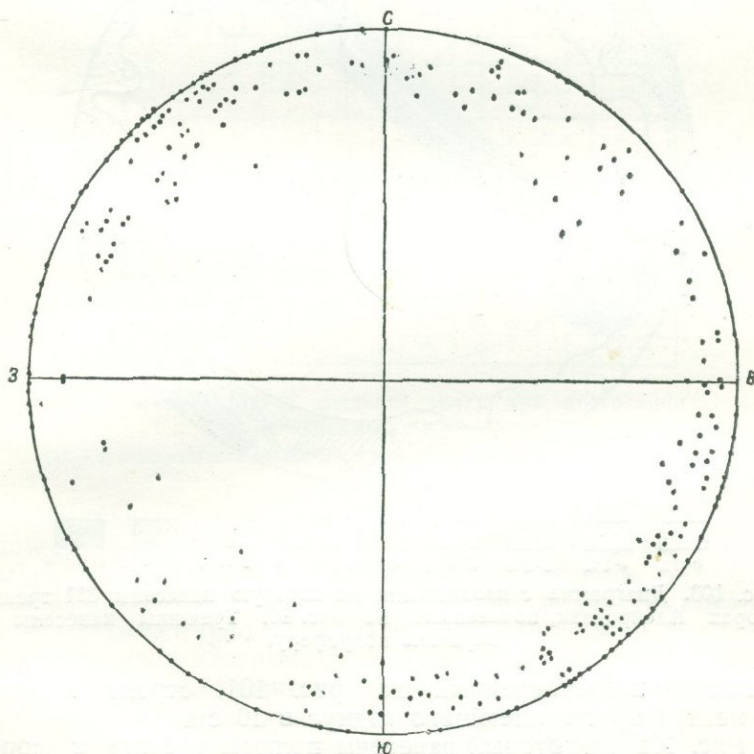
Точное расстояние, на котором точка отстоит от центра круга, зависит от размера проектируемого круга, падения трещины и типа применяемой проекции. Можно применить



Падение трещины; отсчитывается от центра круга

Р и с. 101. Масштаб, применяемый для нанесения полюсов трещин.

Применяют круг с радиусом в 10 см; в основание положено равенство площадей проекций.



Р и с. 102. Точечная диаграмма, на которую нанесены 311 трещин в горах Адейрондак, показанных на рис. 96. Трещины нанесены на верхнюю полусферу.

стереографическую проекцию, которая употребляется в минералогии. Однако чаще употребляется проекция, при которой сохраняется равенство площадей; эта проекция при-

меняется в структурной петрологии (гл. 18). Масштаб для проектируемого круга с радиусом, равным 10 см, показан на рис. 101.

Для построения проекции полюса отдельной трещины проводится линия из центра круга под прямым углом к простиранию трещины в направлении ее падения. Употребляя

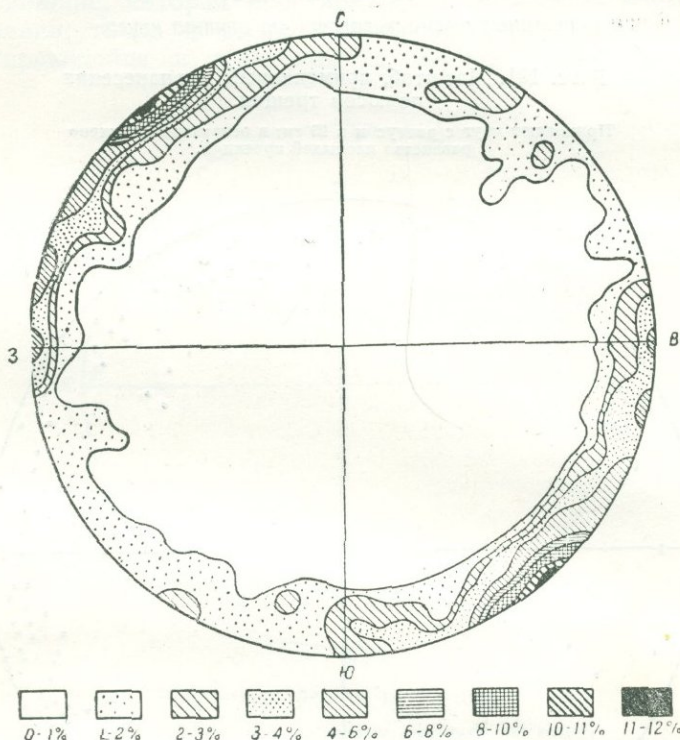


Рис. 103. Диаграмма с изолиниями, на которую нанесены 311 трещин в горах Адейрондак, показанных на рис. 96. Трещины нанесены на верхнюю полусферу.

масштаб, представленный на рис. 101, строят падение от центра круга, имеющего радиус в 10 см.

Рис. 102, на который нанесены полюсы трещин в горах Адейрондак, показанных на рис. 96, называется *точечной диаграммой*. Точки на окружности круга соответствуют трещинам с вертикальным падением; такие точки могут быть и на другом конце диаметра, при этом они размещаются в порядке и в количестве, соответствующем количеству точек на окружности противоположного квадранта. Это построение показывает, что почти все трещины падают

круто, так как точки находятся вблизи или на окружности круга. Кроме того, большая концентрация точек в северо-западном и юго-восточном квадрантах свидетельствует о том, что большинство трещин простирается в северо-восточном направлении. Это следует также и из карты (см. рис. 96).

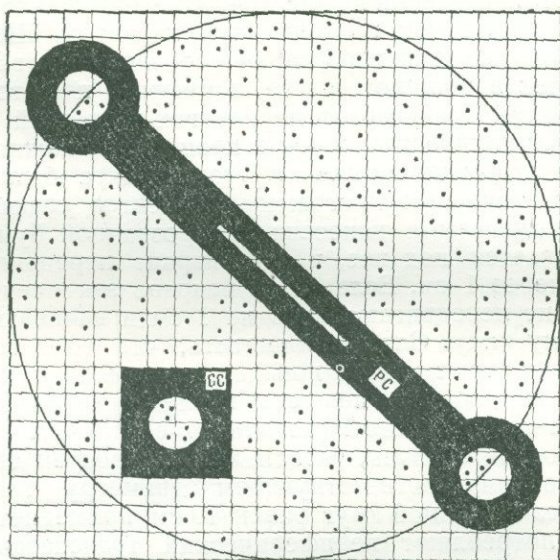


Рис. 104. Метод подсчета точек при построении диаграммы с изолиниями.

СС — транспарант для центральных частей; РС — транспарант для периферии.

На основе точечной диаграммы, как показано на рис. 103, может быть построена диаграмма в изолиниях. Участки, закрашенные черным, помеченные цифрами „11—12%“, означают, что от 11 до 12% всех точек, показанных в точечной диаграмме (рис. 102), лежат внутри площади, равной 1% всей площади диаграммы. Это значит, что если маленький кружок, покрывающий площадь, равную 1% площади большого круга, поместить на площадь, закрашенную черным, он будет включать от 11 до 12% точек. Большой процент на периферии в северо-западном и юго-восточном квадрантах свидетельствует о том, что большая часть трещин простирается в северо-восточном направлении и что они в основном вертикальны.

Построение такой диаграммы в изолиниях по точечной диаграмме представлено на рис. 104. Кусок прозрачной бумаги помещается на точечную диаграмму. Транспарант СС пред-

ставляет собой круглое отверстие, помещенное в центре куска бумаги, картона, целлулоида или другого аналогичного материала. Площадь этого круга равна 1% площади большого круга; если большой круг имеет радиус в 10 см, то маленький кружок имеет радиус в 1 см. На диаграмме, показанной на рис. 104, нанесены 200 точек. Некоторые из этих точек покрыты транспарантом. Шесть точек лежат в кружке транспаранта; они соответствуют 3% общего числа точек в большом круге, и цифра 3 пишется в центре транспаранта. Транспарант передвигают по всей диаграмме и отмечают количество точек в процентах в каждом пункте. Для того чтобы перемещения транспаранта были систематичны, на точечную диаграмму наносится сетка; если же точечная диаграмма нанесена на прозрачной бумаге, сетка подкладывается под нее, и транспарант передвигают слева направо через 1 см. Если слева направо закончен весь ряд, транспарант передвигают вниз на 1 см и начинают двигать по второму ряду. Следует отметить, что одна точка в точечной диаграмме может попадать внутрь кружка транспаранта несколько раз при его последовательных положениях. Эта точка каждый раз входит в подсчет.

Для подсчета точек, расположенных вблизи окружности на расстоянии, соответствующем диаметру транспаранта в 1 см, если большой круг равен 10 см, применяется особый метод. Употребляют периферический транспарант (РС на рис. 104). Он делается из бумаги, картона, целлулоида или из других аналогичных материалов. Половина каждого из двух кружков с каждого конца транспаранта расположена за пределами окружности большого круга. Количество точек в каждом кружке при подсчете складывается вместе. На рис. 104 всего точек 8, что составляет 4% общего количества 200 точек. Цифра 4 на диаграмме пишется в центре *обоих* кружков на концах периферического транспаранта.

После того как диаграмма будет покрыта цифрами процентов, рисуются изолинии, подобно изогипсам на топографических картах, вычерчиваемых по точкам с известными высотными отметками. В технике построения изолиний могут быть различные варианты; более подробное описание их читатель может найти в работах Кнопф¹ и Ингерсон [76].

Изображение расположения трещин посредством точечных диаграмм и диаграмм в изолиниях является наиболее удовлетворительным способом из всех известных в настоящее время. Геологу, научившемуся читать такие диаграммы,

¹ В некоторых русских изданиях эта фамилия пишется „Нопф“. (Прим. ред.)

они могут быть очень полезны. Диаграммы такого типа могут строиться и по замерам элементов залегания плоскостей сбросов, жил и даек. Эти диаграммы лучше карт, так как, если простираение может быть легко обозначено на карте, то чтобы получить представление о падении, надо читать каждую цифру. Эти диаграммы полезны только тогда, когда рисунок трещин сравнительно однороден на всей изученной площади. Они не отражают различия в ориентации трещин в различных частях района. Диаграмма для группы вертикальных трещин, проходящих обычно через центр, состоит из точек, располагающихся сравнительно близко от окружности диаграммы. Диаграмма, на которой нанесены вертикальные трещины, простирающиеся в различных направлениях и случайно распределенные на площади, подобна или аналогична диаграмме с радиальными трещинами.

Каждый способ изображения трещин на картах или диаграммах отражает количественную сторону. Простираение и падение трещины могут быть выражены количественно, но выражение искривления трещин представляет затруднение. Обычно отмечаются лишь средние значения их положения. Трещины могут значительно отличаться по размеру; можно принять некоторую произвольную систему (например, применять толстую линию для „большой“ трещины, линию средней ширины для „средней“ трещины и тонкую линию для „малой“ трещины), для того чтобы показать величину трещины. Какую трещину назвать *большой*, *средней* или *малой* — вполне относительно, это зависит от геологии района. Если только не употребляется достаточно большой масштаб карты, то может оказаться, что нанести все трещины на карту невозможно, и в той части площади, где трещины обильны, одно обозначение может соответствовать от 5 до 10 трещинам. В этом случае ширина линии должна соответствовать количеству трещин, обозначенных условным знаком.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

Во многих случаях трудно установить происхождение трещин. Не всегда удается отличить *трещины растяжения*, которые образуются перпендикулярно направлениям сил, стремящихся растащить породу на части, от *трещин скалывания*, которые обусловлены силами, стремящимися сдвинуть одну часть породы относительно другой. Даже если это удастся и положение оси деформации можно установить, часто оказывается невозможным выяснить характер внешних сил. Трещины растяжения, получаемые в результате уменьшения объема пород, распознаются наиболее легко. Такое

происхождение имеет столбчатая отдельность в базальтах; таково же происхождение трещин усыхания в илах и трещин в лёссах. Идеальным примером являются трещины в охлаждающемся горизонтальном покрове базальта, потоке или в случаях интрузивной залежи. Базальт затвердевает при температуре около 1000°C и во время охлаждения сокращается в объеме. Возникающие силы растяжения действуют, примерно, в горизонтальной плоскости и одинаково во всех

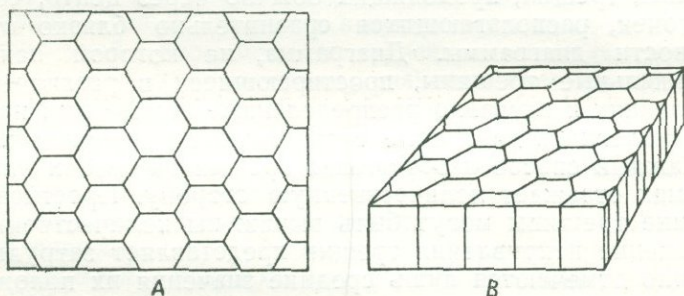


Рис. 105. Шестиугольные трещины в пластах.

Растяжение обусловлено уменьшением объема, происходящим в результате остывания лавы или высыхания ила. А — верхняя поверхность пласта; В — блок-диаграмма пласта.

направлениях. Когда в конце концов происходит разрыв, образуются три вертикальные трещины под углом 120° друг к другу, ориентированные по радиусам из многочисленных центров (рис. 105). Если центры эти распределены равномерно, трещины ограничивают вертикальные шестигранные столбы. Однако вероятность получения совершенных шестигранных столбов зависит от многих факторов. Во многих случаях трещины распределены настолько неправильно, что шестигранная форма не обнаруживается (см. также фото XII и XIII).

Конечно, теоретически, проблему охлаждения горизонтального потока твердого базальта надо разрешать в трех измерениях. Благодаря силе тяжести растяжение не развивается непременно в вертикальном направлении, так как поверхность кровли базальта постепенно оседает, стремясь сократиться в этом направлении. В горизонтальной плоскости покров не может сокращаться, и потому в этом направлении развиваются силы растяжения. Однако растяжение происходит и в вертикальном направлении, и шестигранные столбы могут быть рассечены горизонтальными

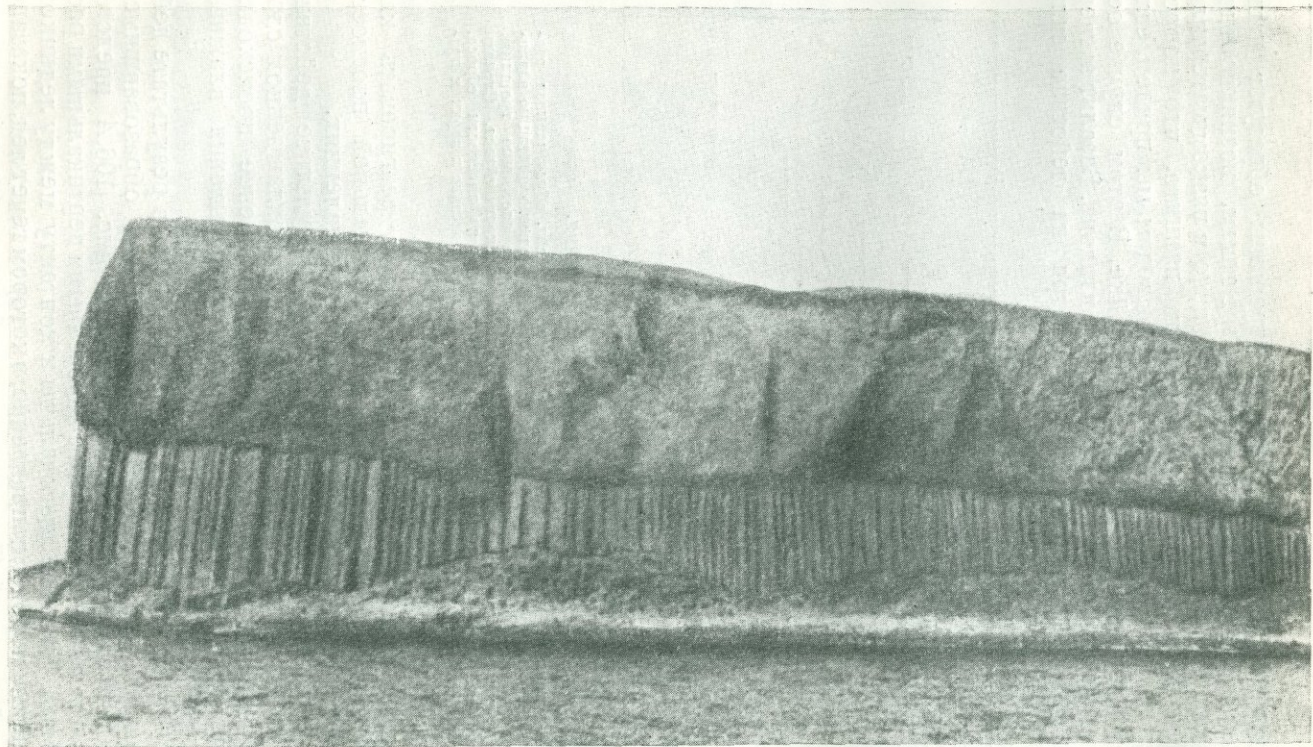


Фото XII. Столбчатая отдельность в лавах Грейт Фас, Стаффа, на западном побережье Шотландии.

трещинами. Местами поперечные трещины образуют чашу и гнезда, подобно коническим трещинам, возникновение которых установлено экспериментально в вязком материале.

Для простоты рассуждения было принято, что покров базальта горизонтален. К тем же выводам мы придем, если слой базальта вертикален, как в дайке. В этом случае ось шестигранных столбов будет горизонтальна. Базальт затвердевает со стороны стенок, и несмотря на действие силы

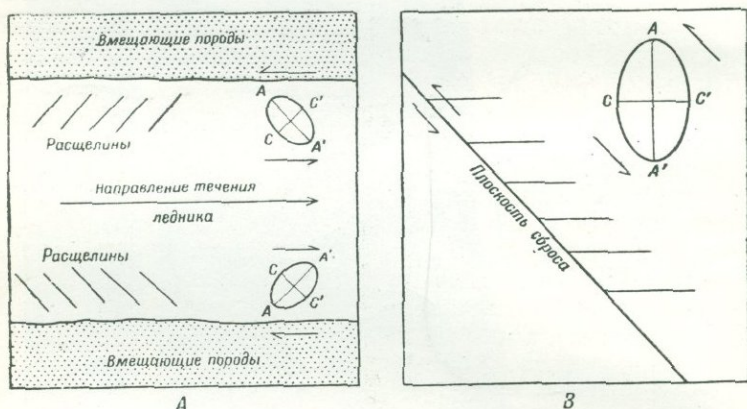


Рис. 103. Трещины растяжения.

А — расщелины вдоль боковой стороны ледника. Пара сил, обусловленная трением, показана маленькими стрелками. Эллипсы показывают ориентацию эллипсоида деформации. *В* — поперечное сечение показывает оперенные трещины, изображенные горизонтальными линиями справа от плоскости сброса. Стрелки вблизи сброса показывают относительное перемещение по плоскости сброса. Ориентация эллипса в результате такого перемещения показана в верхнем правом углу.

тяжести, сокращающийся слой не может реагировать как единое целое. Развивающиеся в вертикальной плоскости растягивающие силы равны во всех направлениях.

Трещины усыхания образуются в результате действия сил, аналогичных силам, действующим в охлажденном слое твердого базальта. В этом случае сокращение происходит за счет потери воды в результате высыхания влажных осадков.

Трещины растяжения, образовавшиеся в результате действия пары сил, аналогичны расщелинам, образовавшимся в ледниках, и трещинам оперення. На рис. 106, *А* представлена схематическая карта с нанесенными вертикальными расщелинами, которые диагональны к контакту между ледником и стенками породы; направление, в котором течет лед, показано длинной стрелкой. Трение о стенки обуславливает возникнове-

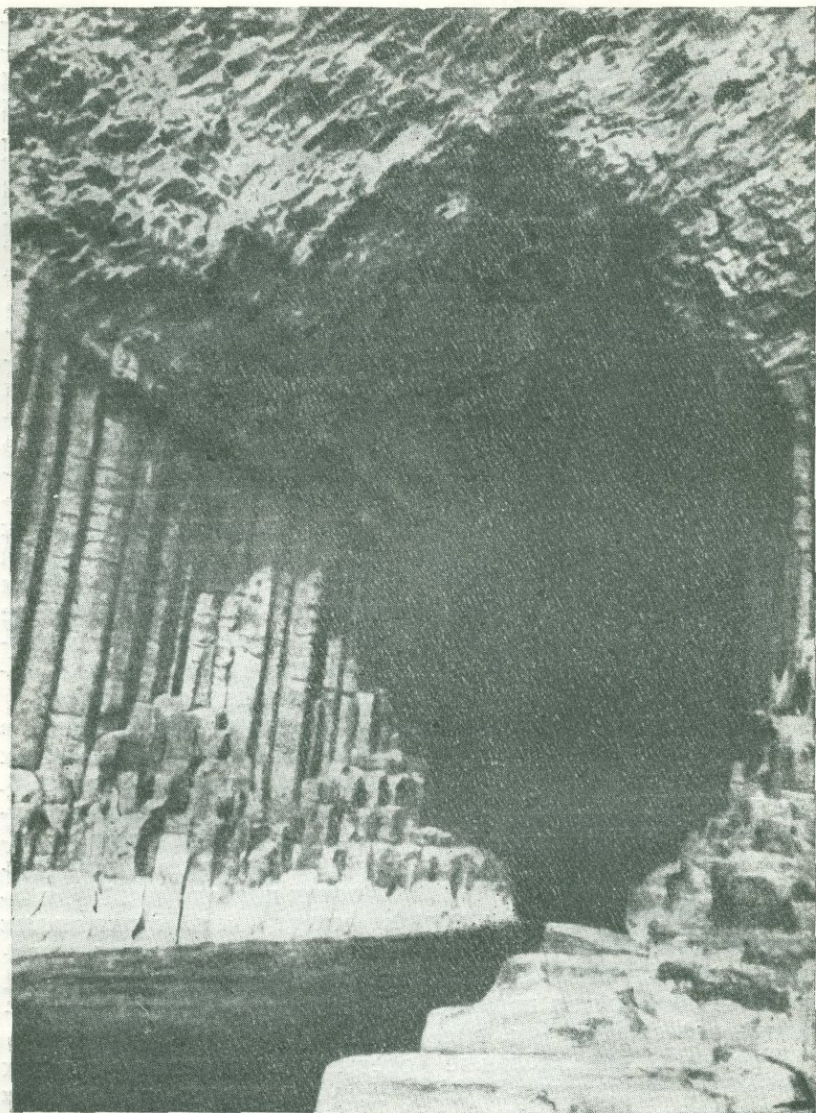


Фото XIII. Столбчатая отдельность в лавах Фингаловой пещеры Стаффа, на западном побережье Шотландии.

ние пар сил, направление которых отмечено маленькими стрелками. Средняя ось эллипсоида деформации перпендикулярна поверхности льда, а наибольшая и наименьшая оси соответствуют AA' и CC' . Трещины растяжения развиваются под прямыми углами к наибольшей оси напряжения AA' .

Трещины оперения суть трещины растяжения, связанные с перемещением по разрывам. На рис. 106, В показан вертикальный разрез взброса, по которому правый блок

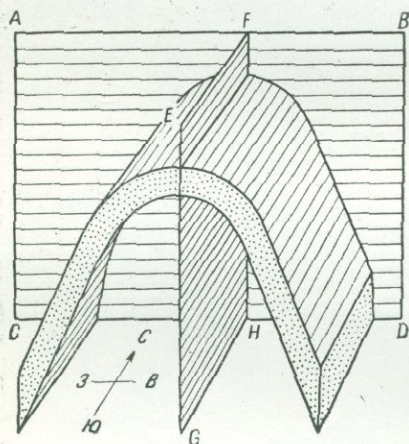


Рис. 107. Складка с вертикально падающими и вертикально простирающимися трещинами.

$ABCD$ — вертикально падающая трещина, $EFGH$ — вертикально простирающаяся трещина. Модификация схемы Б. и Р. Уиллис [138].

двигался вверх относительно левого блока, как показано стрелками вдоль взброса. Средняя ось эллипсоида деформации перпендикулярна к плоскости бумаги, и AA' и CC' ориентированы так, как показано на рисунке. Трещины растяжения, которые образуются перпендикулярно к AA' , могут быть на одной стороне взброса, если породы на этой стороне имеют более низкое сопротивление разрыву, чем породы на другой стороне.

Трещины растяжения в поднимающихся гранитных массивах описаны в главе 16.

Трещины, перпендикулярные к осям складок, часто встречаются в орогенетических поясах (рис. 107, плоскость $ABCD$).

Такие трещины могут быть *трещинами расширения*, образующимися благодаря некоторому удлинению параллельно оси складок. Они аналогичны разрывам, которые образуются параллельно стороне образца, подвергающегося сжатию (см. рис. 87, А). Трещины, параллельные осевым плоскостям складок (рис. 107, плоскость $EFGH$), могут являться *трещинами высвобождения*, подобно тем, что образуются под прямыми углами к оси сжатия, когда снимается нагрузка (см. рис. 87, В). Другие трещины при этих условиях могут появляться в результате растяжения выпуклой стороны изогнутого слоя (см. рис. 90).

Трещины скалывания распознать трудно. Если противоположные стенки трещины отшлифованы, очевидно, они

скользили одна относительно другой. Но это еще не доказывает, что такие трещины являются трещинами скалывания. Усилие могло быть растягивающим, а скольжение стенок одной относительно другой могло быть последующим явлением. Часто предполагают, что трещины растяжения „обходят“ гальки конгломератов и что только трещины скалывания секут независимо гальки и цемент. Это может быть справедливым для слабо сцементированных конгломератов, но не является достаточно убедительным критерием для хорошо сцементированных конгломератов.

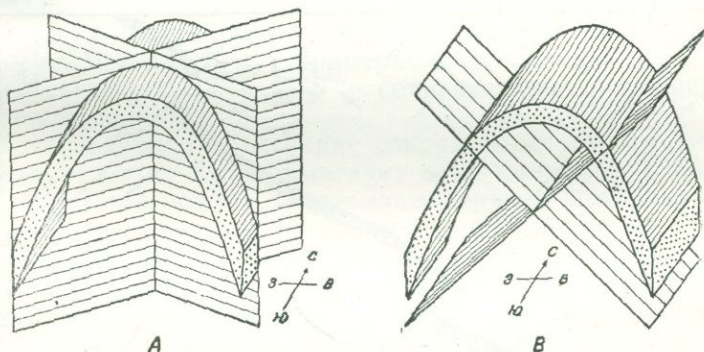


Рис. 108. Складки с сопряженными системами трещин. А — складка с вертикальными диагональными трещинами; В — складка с трещинами по простиранию, падающими под углом 45°. Модификация схемы Б. и Р. Уиллис [138].

Трещины двух серий, пересекающихся под большим углом, образуя сопряженные системы, часто являются трещинами скалывания, особенно если установлено, что они расположены симметрично к оси деформации. Такое расположение трещин соответствует двум круговым сечениям в эллипсоиде деформации. На рис. 108, А представлена блок-диаграмма складки, горизонтальная ось которой меридиональна. Имеются две серии вертикальных трещин: одна простирается в северо-западном направлении, другая — в северо-восточном. Положение складок свидетельствует о том, что сжимающая сила действовала вдоль широтной линии. В свете экспериментальных данных эти трещины могут быть интерпретированы как трещины скалывания, развивающиеся в результате сжимающей силы, действующей в широтном направлении с максимальным растяжением (*easiest relief*) в меридиональном направлении.

При интерпретации этих трещин методом эллипсоида деформации оказывается, что средняя ось находится в пе-

ресекаются трещины двух серий и, таким образом, перпендикулярна поверхности земли. Наименьшая и наибольшая оси деформации горизонтальны и делят углы между трещинами скальвания: одна ось проектируется широтно, другая — меридионально. Положение трещин не дает ключа к определению, какая из осей деформации — наибольшая или наименьшая — простирается меридионально. Но так как меньшая ось деформации, вероятно, располагается под прямым углом к оси складки (рис. 108, А), можно заключить, что в данном случае малая ось простирается широтно.

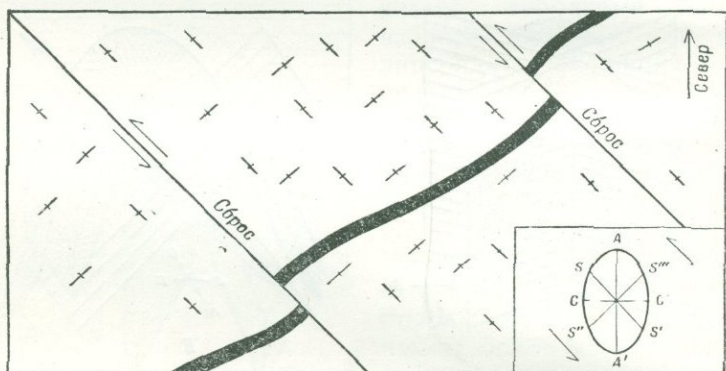


Рис. 109. Карта, на которой показаны вертикальные трещины скальвания, обусловленные действием пары сил.

Сплошная черная полоса — маркирующий горизонт. Сдвиги вертикальны; движение параллельно простиранию сдвига.

На рис. 108, В представлена блок-диаграмма складки, у которой горизонтальная ось простирается меридионально, а осевая плоскость вертикальна. Трещины двух серий имеют меридиональное простирание, но одна серия падает под углом 45° на восток, тогда как другая падает примерно под углом 45° на запад. Такие сопряженные системы можно также интерпретировать как трещины скальвания, образующиеся в результате действия широтной сжимающей силы, но при таких условиях, когда максимальное растяжение (т. е. большая ось эллипсоида деформации) происходило по направлению вверх. Средняя ось эллипсоида деформации горизонтальна и направлена меридионально; наименьшая ось деформации горизонтальна и направлена широтно, наибольшая ось перпендикулярна поверхности земли.

Трещины скальвания могут образоваться в результате действия пары сил. Например, на рис. 109 представлена карта

площади, на которой распространены вертикальные трещины двух серий. Трещины одной серии простираются в северо-восточном направлении, другой — в северо-западном. Эти трещины представлены на блоке, ограниченном двумя вертикальными сдвигами северо-западного простирания, вдоль которых северо-восточная стенка двигалась к северо-западу относительно юго-западной стенки. Центральный блок был подвержен действию пары сил; применяя представление об эллипсоиде деформации, мы видим, как показано на рисунке в нижнем правом углу, что средняя ось будет перпендикулярна к поверхности земли и оси напряжения AA' и CC' направлены соответственно меридионально и широтно. Трещины скальвания будут примерно параллельны двум круговым сечениям SS' и $S''S'''$, совпадающим с трещинами, показанными на карте.

Хотя подобное объяснение сопряженных систем трещин, вполне вероятно и соответствует всем имеющимся данным, все же нельзя совсем отбрасывать другие интерпретации. Сопряженные системы трещин могли образоваться в случае, если породы были подвержены растяжению, действующему сначала в одном направлении, а затем в другом. В таком случае более молодая серия трещин будет срезаться более старой. Дайки и жилы могут заполнять трещины одной серии, но не заполнять другой. Однако, если бы обе серии трещин были трещинами скальвания, то разницы в возрасте не было бы заметно. Хотя отдельные трещины одной серии могут быть сравнительно моложе или древнее, чем трещины другой серии, наблюдать систематически факты, указывающие на разницу в их возрасте, весьма затруднительно.

В общем, структурная геология больших площадей может быть хорошо понята в том случае, если трещины интерпретированы правильно. Однако при различной интерпретации фактов можно получить неодинаковое решение.

Связь трещин с интрузивами мы рассмотрим в гл. 16 вместе с гранитной тектоникой.

РАССЛОЕННОСТЬ

Расслоенность — форма проявления разрывных нарушений, подобных трещиноватости, — хорошо наблюдается в искусственных выработках, например, в каменоломнях. Поверхности расслоенности искривлены и в общем параллельны поверхности рельефа, кроме районов, недавно испытавших интенсивную эрозию. Вблизи поверхности земли эти трещины весьма сближены, и во многих местах расстояние

между ними измеряется в сантиметрах. Это расстояние возрастает с глубиной, и в нескольких десятках метров от поверхности видимая расслоенность исчезает. Однако на больших глубинах каменоломы используют в своей работе невидимые плоскости ослабления, параллельные расслоенности. Расслоенность больше развита в гранитоидных породах, но также наблюдается и в песчанике.

Развитие расслоенности объясняют различными причинами. Согласно одной из гипотез, расслоенность в граните параллельна верхнему контакту интрузивного тела и образовалась как трещины растяжения во время остывания пород после их кристаллизации. При таком объяснении скорее рельеф контакта контролируется расслоенностью, чем наоборот. Однако многочисленные полевые примеры свидетельствуют о том, что эта гипотеза неверна, потому что расслоенность не связана с контактами изверженных пород.

Согласно второй гипотезе, расслоенность обуславливается растяжением в результате освобождения пород от нагрузки при эрозии. Хотя очевидно, что при приближении к поверхности пород нагрузка на них постепенно уменьшается и они расширяются, все же трудно понять, почему расширение может привести к разрыву. Тем не менее, как мы указывали ранее, освобождение образца, который находится под большим всесторонним давлением, от действия сжимающей силы, нередко вызывает разрывы, перпендикулярные к оси сжатия.

Третья гипотеза в некоторых отношениях сходна со второй и заключается в следующем. Так как происходит прогрессирующее понижение поверхности земли вследствие эрозии и вследствие этого уменьшается всестороннее давление, породы расширяются во всех направлениях. Расширению в вертикальном направлении препятствует только воздух, который выталкивается прочь. Расширению же в горизонтальном направлении препятствуют горные породы. Сжимающие силы, действующие параллельно поверхности земли, обуславливают разрыв. Трещины скалывания будут наклонены под углом примерно 45° к поверхности земли. Трещины высвобождения, как было указано выше, будут параллельные поверхности земли. Такое объяснение расслоенности наиболее вероятно.

ОПИСАНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ СБРОСОВ (faults)¹

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Сбросы — это разрывы, вдоль которых противоположные стенки движутся одна относительно другой. Существенную особенность их составляют дифференциальные движения, происходящие параллельно поверхности трещины. Некоторые сбросы имеют длину, равную всего лишь несколькими сантиметрам, а общее смещение по ним измеряется долями сантиметра. С другой стороны, существуют сбросы, имеющие длину в сотни километров, и смещения по ним измеряются в километрах или даже в десятках километров.

Простираение и падение плоскости сброса измеряются тем же способом, что и напластование и трещиноватость. Простираение — это направление горизонтальной линии в плоскости сброса. Падение определяется углом между горизонтальной поверхностью и плоскостью сброса и измеряется в вертикальной плоскости, которая простирается под прямым углом к плоскости сброса. *Наклон (hade)* сброса — это дополнение к падению; таким образом, наклон сброса — это угол, дополнительный до 90° к углу падения. Наклон сброса может быть также определен как угол между плоскостью сброса и вертикальной плоскостью, простирающейся параллельно сбросу. Это термин, вышедший из употребления, но в старой литературе он часто встречается. На рис. 110 передняя часть блока представляет собой плоскость, которая ориентирована широтно и падает вертикально. Правая сторона блока ориентирована меридионально и имеет вертикальное падение. Сброс представлен наклонной плоскостью, простирающейся меридионально, падающей под углом 35° на восток и имеющей наклон к востоку, равный 55° .

Блок, расположенный над сбросом, называется *висячим боком* (рис. 110), а блок, находящийся ниже плоскости сброса, — *лежащим боком*. У человека, стоящего в тоннеле, ориентированном вдоль сброса, под ногами будет лежащий бок,

¹ Под термином *faults* американские геологи подразумевают разрывы с перемещениями любого характера: сбросы, взбросы, сдвиги и т. п. Здесь мы также употребляем для краткости термин *сброс*, хотя более правильно употреблять выражение *разрыв с перемещением*. (Прим. перев.)

а над головой — висячий бок. Ясно, что в вертикальных сбросах не различают висячий и лежачий бок.

Хотя плоскости многих сбросов являются плоскостями перемещения, во многих случаях смещение происходит не по одной плоскости, а по сбросовой зоне, которая может иметь ширину, равную сотням и даже тысячам метров. Сбросовая зона может состоять из многочисленных, тесно переплетающихся маленьких сбросов или может быть представлена зоной брекчий или милонита. Если имеют место дифференциальные движения, сопровождающиеся систематическими маленькими смещениями вдоль многочисленных близко распо-

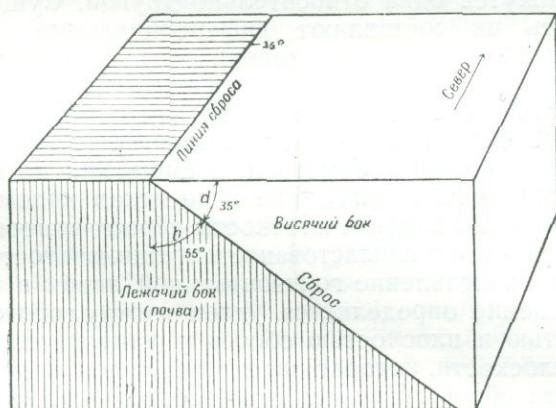


Рис. 110. Терминология для сброса.
 d — угол падения; h — наклон сброса (*hade*).

ложенных трещин, происходит дифференциальное сбросообразование (*distributive faulting*).

Пересечение плоскости сброса с поверхностью земли известно под названием *линия сброса*, *след сброса* или *выход сброса* (рис. 110). Во многих случаях линия сброса, как видно по карте, бывает прямой или криволинейной. Если угол падения плоскости сброса по величине не велик и рельеф глубоко расчленен, линия сброса может быть очень неправильной.

ПРИРОДА ДВИЖЕНИЙ ВДОЛЬ СБРОСОВ

Поступательные и вращательные движения

Движения вдоль сбросов могут быть поступательными и вращательными. На рис. 111 диаграммы *A* и *B* иллюстрируют поступательное движение, диаграммы *C* и *D* — вращательное движение.

При *поступательном движении* (translatory movement) блоки не поворачиваются один относительно другого; все прямые линии на противоположных сторонах сброса в обоих блоках, разъединенные зоной разрыва, остаются параллельными.

На рис. 111, *A* две точки — *a* и *a'*, бывшие ранее смежными, разъединены при образовании сброса. Правый блок движется вниз по падению сброса относительно левого

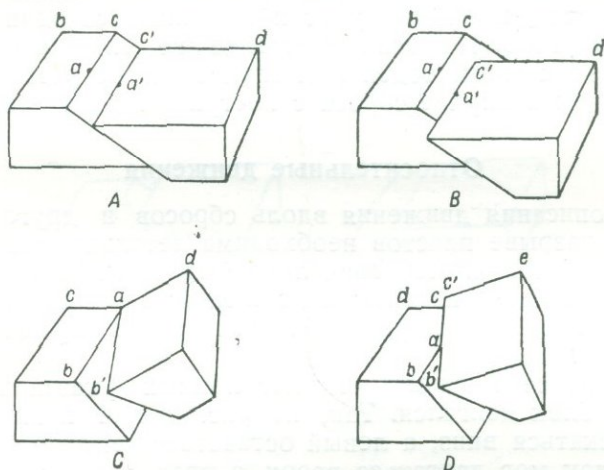


Рис. 111. Поступательные и вращательные движения.

A и *B* — поступательные движения; *C* и *D* — вращательные движения. (Маленькие буквы объясняются в тексте.)

блока. Линии *bc* и *c'd*, которые были параллельны до сбросообразования, также параллельны и после него. На рис. 111, *B* правый блок двигался диагонально вниз по сбросу; линии *bc* и *c'd*, бывшие параллельными до образования сброса, также параллельны и после сбросообразования.

Вращательные движения — это такие движения, при которых прямые линии на противоположных сторонах сброса и в обоих блоках, разъединенных разрывной зоной, параллельные до смещения, не остаются параллельными после него. На рис. 111, *C* правый блок движется вверх относительно левого блока, но смещение увеличивается в передней части блока; в точке *a* не происходит смещения, точки же *b* и *b'* были смежными до образования сброса. Линии *ca* и *ad*, бывшие параллельными до образования сброса, стали непараллельными после него. На рис. 111, *D* задняя часть правого блока поворачивается относительно левого

блока, тогда как передняя часть правого блока движется вниз. Линии dc и $c'e$, параллельные до образования сброса, не остаются параллельными после него. Линия, находящаяся в плоскости сброса и отделяющая часть правого блока, которая двигалась вверх, от части, которая двигалась вниз, называется *шарниром* (hinge) или *шарнирной линией*.

В сущности говоря, во всех случаях сбросообразования в какой-то степени происходит вращательное движение. Перемещение возрастает или уменьшается вдоль простирания сброса, и блоки будут поворачиваться один относительно другого. Но если вращение не слишком велико, движение в каждом отдельном случае можно рассматривать так же, как в случае сброса с поступательным движением.

Относительные движения

Для описания движения вдоль сбросов и других явлений при разрыве пластов необходима детально разработанная терминология. Первоначально была разработана терминология для поступательных движений; с некоторыми изменениями она может употребляться и для вращательных движений¹.

Сами по себе сбросы не дают прямых указаний на то, который блок двигался. Так, на рис. 111, *A* правый блок мог опускаться вниз, а левый оставаться неподвижным, или левый блок мог двигаться вверх, а правый вниз; оба блока могли двигаться вниз, но правый мог передвигаться вниз больше, чем левый, или оба блока могли двигаться вверх, но левый мог передвигаться вверх больше, чем правый. Так как в большинстве случаев данные, определяющие направление действительного абсолютного движения, отсутствуют, терминология основывается главным образом на относительных движениях.

На рис. 112 представлены различные типы относительных движений, происходящих вдоль плоскостей поступательного сброса. На диаграмме *A* всякий блок двигался вниз по падению относительно лежачего бока; на диаграмме *B* всякий бок двигался параллельно простиранию, на диаграмме *C* — диагонально вниз по плоскости сброса. На диаграмме *D* всякий бок двигался вверх по падению сброса, на диаграмме *E* — диагонально вверх по плоскости сброса.

¹ Для этой книги вся терминология утверждена в комитете Geological Society of America, см. Reed, H. F., and others, Report of the committee on the nomenclature of faults; *Bulletin Geological Society of America*, vol. 24, 163—186, 1913.

Термин *смещение* (slip) употребляется для обозначения относительного перемещения точек, которые раньше были смежными и находятся на противоположных сторонах сброса; смещение измеряется по линии сброса. *Перемещение* (net slip) — ab на рис. 112 — является действительным перемещением и измеряется по плоскости сброса между двумя точками,

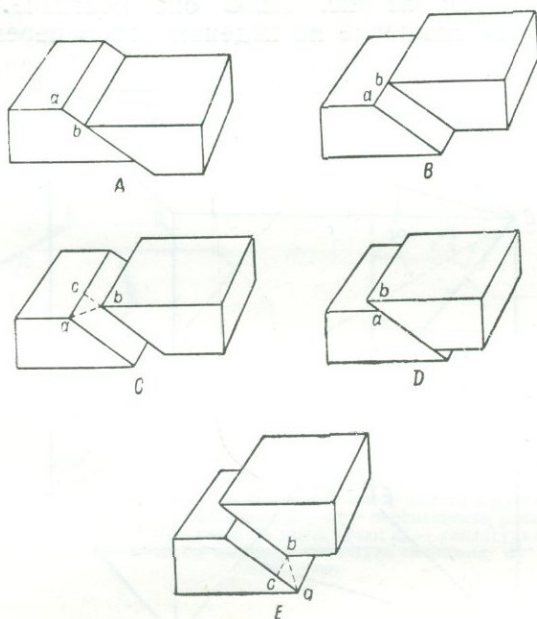


Рис. 112. Перемещение (net slip), смещение по падению (dip slip) и по простиранию (strike slip).

A — ab — перемещение равно смещению по падению; смещение по простиранию равно нулю; *B* — ab — перемещение, равное смещению по простиранию; смещение по падению равно нулю; *C* — ab — перемещение; cb — смещение по падению; ac — смещение по простиранию; *D* — ab — перемещение, равное смещению по падению; смещение по простиранию равно нулю; *E* — ab — перемещение; bc — смещение по простиранию, ac — смещение по падению.

которые раньше были смежными и расположенными теперь на противоположных стенках сброса. Оно определяется расстоянием и углом между горизонтальной линией и линией, направленной вниз по падению в плоскости сброса. На рис. 112, *C* перемещение ab образует угол 35° с горизонтальной линией в плоскости сброса; расстояние, конечно, зависит от масштаба чертежа. Необходимо также установить относительное движение; в этом случае висячий бок передвинутся вниз относительно

лежащего. Однако правильнее говорить, что лежащий бок двигался вверх относительно висящего. *Смещение по простиранию* (strike slip) — это составляющая перемещения, параллельная простиранию сброса; оно на рис. 112, С обозначено *ас*. *Смещение по падению* (dip slip) — это составляющая перемещения, измеренная параллельно линии падения плоскости сброса; на рис. 112, С оно обозначено *бс*. На рис. 112, А и D смещение по падению равно перемещению,

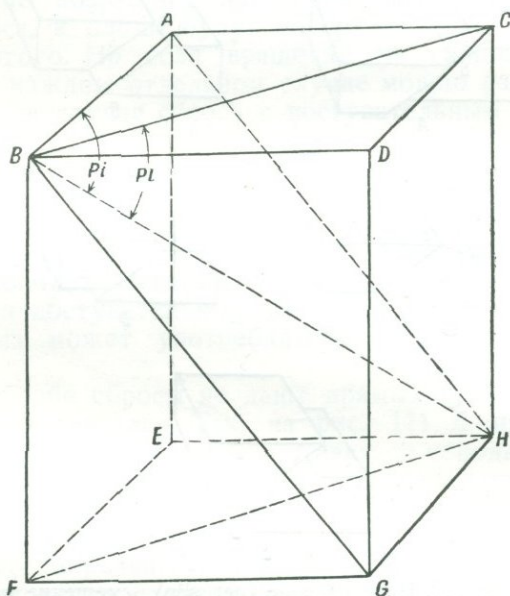


Рис. 113. Склонение (pitch) и погружение (plunge).

Линия *BH* лежит в плоскости *ABGH*. *ABH* — угол склонения; *CBH* — угол погружения.

а смещение по простиранию равно нулю. На рис. 112, В смещение по простиранию равно перемещению *ab*, а смещение по падению равно нулю. На рис. 112, Е, вследствие того, что движение диагонально, смещение по падению *ас* и смещение по простиранию *бс* являются составляющими перемещения *ab*.

Склонение (pitch) — это угол, образуемый линией, лежащей в плоскости сброса, с горизонтальной линией, лежащей в той же плоскости. На рис. 113 плоскость *ABGH* падает в правую сторону, и в ее плоскости лежит линия *BH*. Угол *ABH* есть склонение линии *BH*. Погружение было рассмотрено ранее; линия *BH* лежит только в одной верти-

кальной плоскости $BCFH$. Угол CBH есть погружение. Угол ABH является склонением; он измеряется в плоскости ABH и равен примерно 57° . Угол CBH — это погружение; он измеряется в плоскости $BCFH$ и равен примерно 45° .

На рис. 112, C склонение перемещения определяется углом bas , на рис. 112, E склонение определяется углом sba .

На рис. 114, A сброс сечет пласт или жилу, которая показана черным; плоскость сброса падает по направлению к читателю. След перемещения (trace slip) — это компонент перемещения, параллельный следу пласта в плоскости сброса. На рис. 114, A перемещение обозначено ab , смещение по

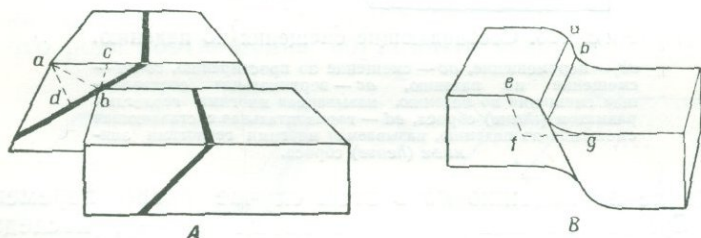


Рис. 114. Перемещения и амплитуда (shift).

A — сброс падает по направлению к читателю; черным отмечен пласт породы. ab — перемещение, ac — смещение по простиранию, cb — смещение по падению; db — компонент перемещения, параллельный следу пласта в плоскости сброса; ad — перпендикуляр к следу смещения; B — ab — перемещение, равное смещению по падению; смещение по простиранию равно нулю; ef — амплитуда перемещения, равная амплитуде смещения по падению; амплитуда смещения по простиранию равна нулю.

простиранию — ac , смещение по падению — bc . След перемещения обозначен db . Перпендикуляр к следу смещения (perpendicular slip) является составляющей перемещения, измеренной перпендикулярно к следу пласта в плоскости сброса; на рис. 114, A он обозначен ad .

Смещение по падению лежит в вертикальной плоскости, перпендикулярной к простиранию сброса. Передняя часть блока, показанного на рис. 115, представляет эту плоскость, и ad является смещением по падению. Горизонтальная составляющая ad представлена ed , а вертикальная составляющая — ae . Некоторые геологи называют ed *зиянием* (heave), а ae — *размахом* (throw). Однако, как будет показано ниже, употребление таких терминов нежелательно.

Смещение происходит в пределах самой плоскости сброса. Однако, если происходит волочение вдоль сброса, общее перемещение может быть значительно большим, чем видимое. Термин *суммарная амплитуда перемещения* (shift) употребляется для обозначения перемещений противо-

положных сторон сброса и внешней стороны дислоцированной зоны. На рис. 114, В показывается сброс, вдоль которого происходит волочение; движение было прямо по падению.

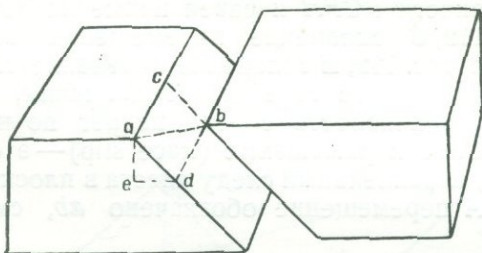


Рис. 115. Составляющие смещения по падению.

ab — перемещение, ac — смещение по простиранию, $cb-ad$ — смещение по падению, ac — вертикальная составляющая смещения по падению, называемая многими геологами размахом (*throw*) сброса, ed — горизонтальная составляющая смещения по падению, называемая многими геологами *знянием* (*heave*) сброса.

Смещение по падению ab в этом случае равно перемещению. Суммарная амплитуда перемещения — ef , последняя равна амплитуде смещения по падению. Амплитуда смещения по простиранию в этом случае равна нулю.

Разрывы пластов

Предыдущие рассуждения ограничивались описанием относительных движений по плоскостям сбросов и не касались разрывов пластов или жил. Видимые смещения разо-

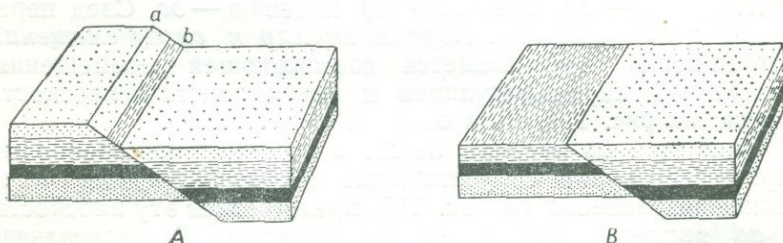


Рис. 116. Видимое смещение в вертикальном сечении равно перемещению.

А — до денудации; ab — перемещение, равное смещению по падению;
В — после денудации кровли блока лежащего бока.

рванного пласта весьма отличаются от истинных перемещений. Они являются функцией многих переменных и зависят не только от истинного перемещения, но также и от простирания и падения сброса, простирания и падения разры-

ваемого пласта и положения поверхности, на которой производятся наблюдения. Видимое перемещение может быть равно нулю, тогда как перемещение значительно.

На рис. от 116 до 125 показана зависимость между перемещением и видимым перемещением в различных условиях. На рис. 116 пласты горизонтальны, и перемещение ab направлено вниз по падению. На рис. 116, *A* показано взаимоотношение блоков до денудации, на рис. 116, *B* — взаимоотношения блоков после того, как левый блок был денудирован до уровня правого. На карте — верхняя поверхность рисунка 116, *B* — показаны различные пласты, обнажающиеся на противоположных стенках сброса. На передней части блока видимое смещение равно истинному перемещению. Такого рода соотношения могут быть вскрыты в глубокой

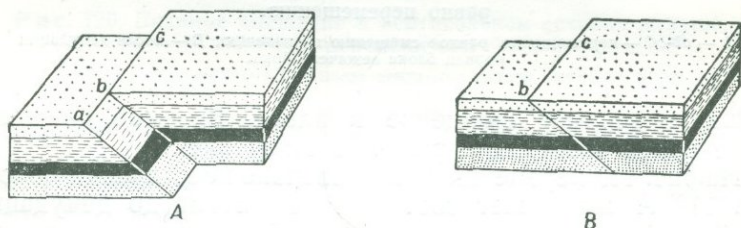


Рис. 117. Видимое смещение в вертикальном сечении равно нулю.

A — ab — перемещение, равное смещению по простиранию; *B* — после денудации передней части блока лежачего бока.

долине или искусственной выемке, при интенсивно расчлененном рельефе или в руднике.

На рис. 117, *A* перемещение ab параллельно простиранию сброса. На рис. 117, *B* передняя часть левого блока денудирована до уровня передней части правого блока. Такое соотношение можно находить в бортах долин или в искусственных выемках. Видимое смещение в этом сечении равно нулю, хотя истинное перемещение могло быть очень значительным. Если перемещение происходило диагонально вниз в плоскости сброса, вертикальный разрез под прямым углом к простиранию сброса будет обнаруживать видимое перемещение, меньшее, чем действительное перемещение.

На рис. 118—121 показаны сбросы, простирающиеся под прямым углом к простиранию напластования. На рис. 118 перемещение ab направлено вниз по падению. На рис. 118, *A* показано соотношение до денудации; на рис. 118, *B* показано соотношение блоков после денудации левого блока до уровня правого. На верхней поверхности рис. 118, *B*, представляющей собой карту, видимое смещение таково,

что можно предполагать, что левый блок сдвинут назад на значительное расстояние параллельно простиранию сброса. В случае, если пласты имеют пологое падение, относительно маленькое перемещение вниз по падению может обусловить

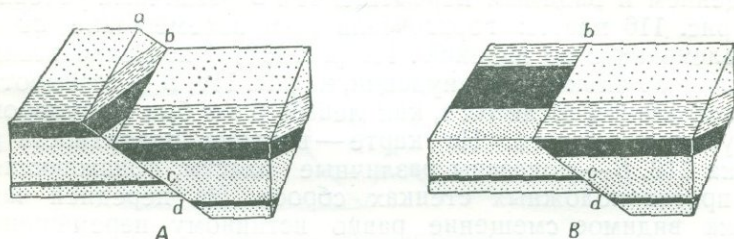


Рис. 118. Видимое смещение в вертикальном сечении равно перемещению.

A — *ab-cd* — перемещение, равное смещению по падению; *B* — после денудации кровли блока лежачего бока.

большое видимое смещение в плане. Видимое движение на передней части блока равно перемещению.

На рис. 119 перемещение параллельно простиранию сброса; рис. 119, *A* изображает соотношение блоков до денудации; рис. 119, *B* показывает соотношение блоков после того, как

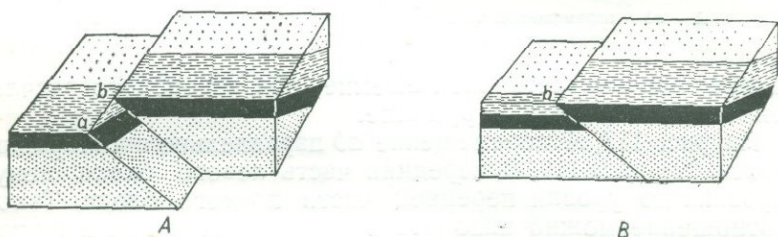


Рис. 119. Видимое смещение в вертикальном сечении, производящее ложное впечатление того, что висячий бок двигался вверх.

A — *ab* — перемещение, равное смещению по простиранию; *B* — после денудации передней части блока лежачего бока.

передняя часть левого блока была срезана денудацией до уровня передней стенки правого блока. В плане видимое движение равно перемещению. Но видимое движение на передней части блока (рис. 119, *B*) создает ложное впечатление того, что висячий бок двигался вверх.

На рис. 120 перемещение *n* происходило диагонально вниз по падению. На рис. 120, *B* показано соотношение после эрозии поверхности передней части левого блока и соответ-

ственно поверхности передней части правого блока. Судя по плану правого блока, можно говорить о видимом движении назад, а судя по разрезу — о видимом смещении вверх.

На рис. 121 представлен особый случай, когда перемещение параллельно следу пласта в плоскости сброса. На рис. 121, *В* показано соотношение после денудации поверхности

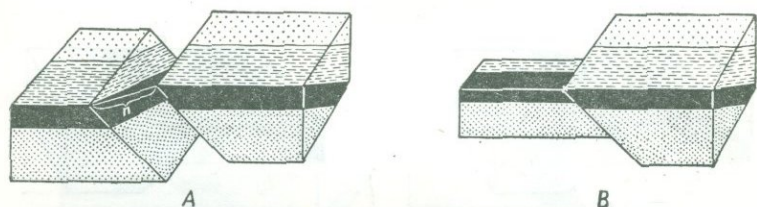


Рис. 120. Видимое смещение в вертикальном сечении меньше, чем перемещение.

A — *ab* — перемещение; *B* — после денудации кровли лежащего блока.

и передней части левого блока. Видимое смещение отсутствует как в плане, так и в разрезе. В общем можно сказать, что если перемещение параллельно следу смещенного пласта в плоскости сброса, на плане или поперечном разрезе не видно никакого смещения [9]. Рис. 117 иллюстрирует это положение.

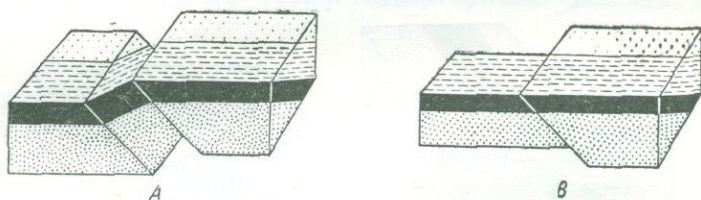


Рис. 121. Перемещение параллельно пересечению напластования и сброса. Видимое смещение в вертикальном сечении и в плане равно нулю. *A* — непосредственно после сброса; *B* — после денудации кровли и передней части блока лежащего бока.

На рис. 122 показан пример сброса, имеющего простиранье, параллельное простираению нарушенного пласта. Всякий бок двигался вниз относительно лежащего бока. Видимое смещение в передней части блока на рис. 122, *A* равно истинному перемещению. В плане на рис. 122, *B* некоторые пласты повторяются вследствие сбрасывания, и, если перемещение параллельно простираению такого сброса, видимое смещение обнаружить нельзя, так как перемещение параллельно следу пласта в плоскости сброса. Если бы

висячий бок двигался диагонально вниз по падению, некоторые слои повторялись бы, но величина видимого смещения в поперечном сечении под прямым углом к простиранию сброса была бы меньше величины перемещения.

На рис. 123 представлен взброс, простирающийся параллельно простиранию пласта, но висячий бок его двигался

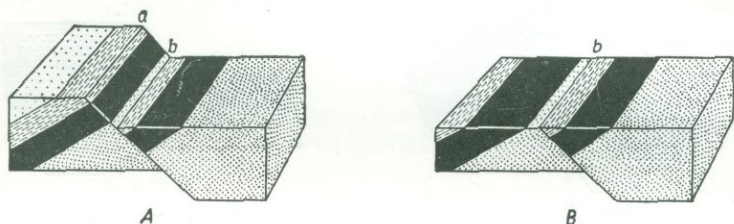


Рис. 122. Видимое смещение в вертикальном сечении, равное перемещению.

$A - ab$ — перемещение, равное смещению по падению; B — после денудации кровли блока лежащего бока.

вверх относительно лежащего. Перемещение будет таким же, как видимое смещение на передней стенке блока, представленного рис. 123, A . Если правый блок денудирован до уровня левого блока, пласт, показанный черным, не обнажается на поверхности.

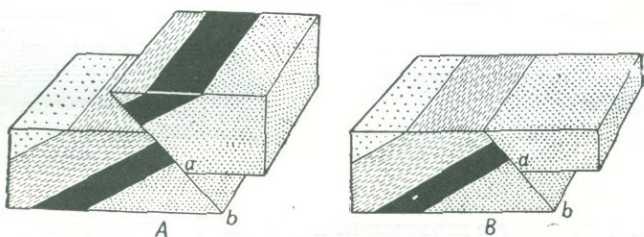


Рис. 123. Видимое смещение в вертикальном сечении, равное перемещению.

$A - ab$ — перемещение, равное смещению по падению; B — после денудации кровли блока висящего бока.

На рис. 124 представлен особый случай, при котором сброс и пласт имеют не только одинаковое простирание, но также и одинаковое падение. Очевидно, в таком случае видимое смещение на карте и в поперечном сечении равно нулю, хотя перемещение и существует.

Рис. 125 соответствует случаю, когда сброс простирается диагонально к пласту и когда лежащий бок двигался вниз

по падению сброса. После денудации, как показано на рис. 125, *В*, видимое смещение на карте создает впечатление, что висячий бок двигался назад относительно лежащего бока.

Эти многочисленные примеры подчеркивают то обстоятельство, что видимое смещение может вводить в заблуждение. Кроме того, надо иметь в виду, что если мы даже

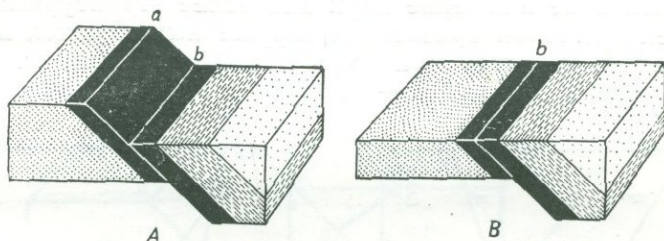


Рис. 124. Сброс параллелен напластованию — видимого смещения нет.

A — *ab* — перемещение, равное смещению по падению; *B* — после денудации кровли блока лежащего бока.

знаем падение и простираение плоскости сброса, падение и простираение разрываемого пласта и видимое смещение, тем не менее невозможно определить перемещение. Предположим, например, что геолог закартировал площадь, пока-

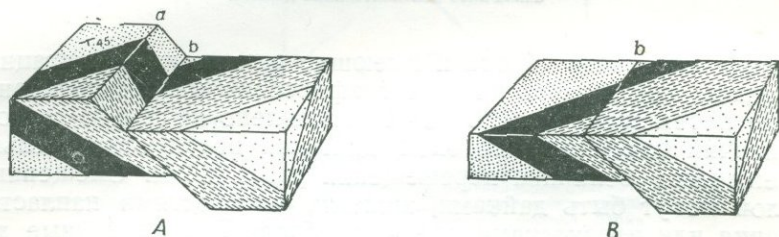


Рис. 125. Видимое смещение на карте не равно перемещению.

A — *ab* — перемещение, равное смещению по падению; *B* — после денудации кровли блока лежащего бока.

занную на поверхности блок-диаграммы на рис. 118, *В*. Положения напластования и плоскости сброса известны; кроме того, на карте указано и видимое смещение вдоль сброса. Истинное перемещение было ориентировано вниз по падению. Но смещение, обнаруживаемое в плане, могло также быть и результатом горизонтального движения, параллельного простираению плоскости сброса, если левый блок дви-

гался назад относительно правого. Кроме того, такой же эффект в плане дает диагональное смещение вниз по падению плоскости сброса.

Вычисление перемещения

Если известно простирание и падение плоскости сброса и простирание и падение двух или более структурных плоскостей различной ориентации, нарушенных сбросом, можно определить характер и природу движения. На рис. 126, *A* представлены две дайки — $aa' a'' a'''$ и $bb' b'' b'''$, смещенные

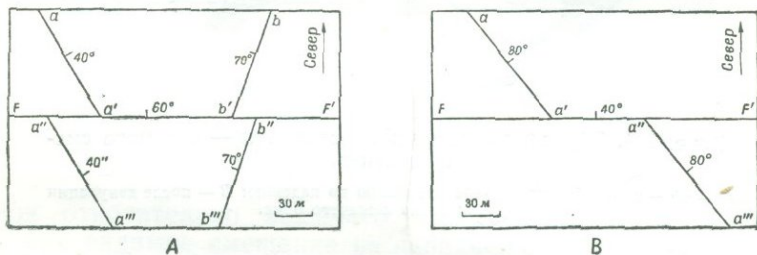


Рис. 126. Вычисление перемещения.

A — $aa' a'' a'''$ и $bb' b'' b'''$ — две жилы, смещенные вдоль сброса FF' . По этим данным можно вычислить перемещение. *B* — $aa' a'' a'''$ — жила, смещенная сбросом FF' . Перемещение вычислить нельзя, если нет каких-либо дополнительных данных.

вдоль плоскости сброса и имеющие различную ориентацию. Задача может быть решена графическим методом; склонение перемещения равно 85° и направлено на северо-восток, всякий блок (северный блок) двигался вверх относительно лежащего; величина перемещения равна 54 м. Смещенные слои могут быть дайками, жилами, плоскостями напластования или плоскостями древних сбросов. Если данные достоверны, даже только для одного смещенного пласта, вопрос может быть решен, если известно направление движения. Штрихи на поверхности скольжения также могут показывать направление движения, однако, как уже указывалось раньше, этот метод опасен, так как зеркала скольжения могут соответствовать только последнему движению вдоль плоскости сброса. На рис. 126, *B* показано применение этого метода. Кроме данных, указанных в плане, известно, что штрихи скольжения склоняются под углом 45° к северо-востоку. Перемещение, вычисляемое графическим методом, равно 80 м.

Вертикальная (размах — throw) и горизонтальная (зияние — heave) составляющие смещения¹

Вертикальная и горизонтальная составляющие смещения по падению измеряются в вертикальном сечении, которое перпендикулярно к простиранию сброса. Вертикальная составляющая смещения по падению является вертикальной состав-

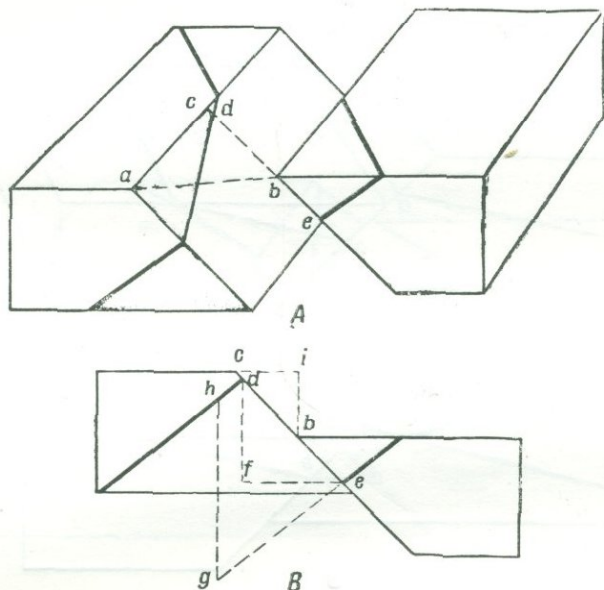


Рис. 127. Размах и зияние сброса.

Слой, показанный толстой линией, сечет пласты. А — блок-диаграмма; *ab* — перемещение; *ac* — смещение по простиранию, *cb* — смещение по падению; В — вертикальное поперечное сечение, перпендикулярное простиранию сброса вдоль некоторой плоскости, являющейся передней частью блока висячего бока блок-диаграммы; *cb* — смещение по падению; *ib* — вертикальная составляющая смещения по падению или размах в терминологии многих геологов; *cl* — горизонтальная составляющая смещения по падению или зияние в терминологии многих геологов; *de* — видимое смещение; *df* — размах; *fe* — зияние; *hg* — вертикальное разобшение.

ляющей кажущегося смещения в этом разрезе; зияние является горизонтальной составляющей смещения по падению.

На рис. 127 и 128 показаны эти составляющие. Рис. 128 является примером, в котором сброс простирается парал-

¹ Эти термины, как и следующие: *offset*, *overlap*, *gap*, не существуют в практической работе и только загромождают геологический язык. (Прим. перев.)

лельно пласту и в котором движение было направлено вниз по падению. На рис. 128, *A* представлена блок-диаграмма, а на рис. 128, *B* — поперечный разрез под прямым углом к сбросу; *ad* является вертикальной составляющей, а *db* — горизонтальной составляющей. В данном случае они соответствуют вертикальной и горизонтальной составляющим перемещения, которые в свою очередь соответствуют смещению по падению. Однако это не всегда так. На рис. 127 показан

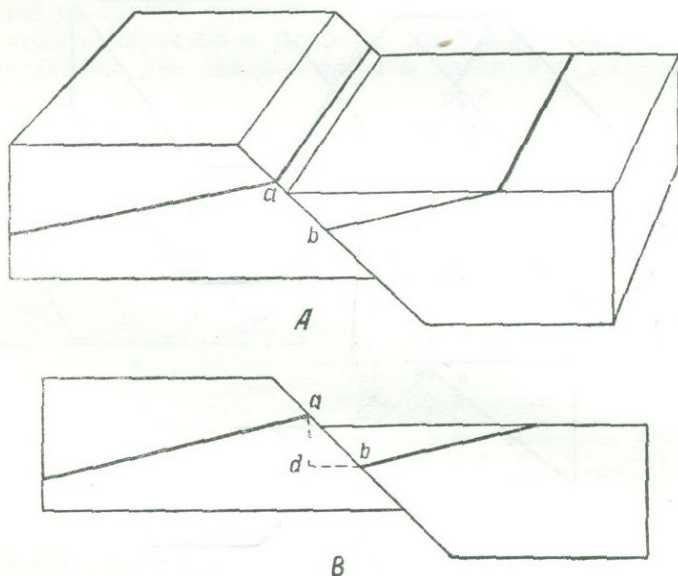


Рис. 128. Размах и зияние.

Слой, показанный черной линией, сечет пласты. *A* — блок-диаграмма; *ab* — перемещение, равное смещению по падению; *B* — вертикальное поперечное сечение, перпендикулярное простиранию сброса. Передняя часть блок-диаграммы, изображенной выше; *ab* — перемещение, равное смещению по падению, *ad* — размах, *db* — зияние.

сброс, диагональный к простиранию разрываемого пласта. На рис. 127, *A* представлена блок-диаграмма, а на рис. 127, *B* — вертикальный разрез, перпендикулярный к простиранию плоскости сброса; *df* — размах, *fe* — зияние, *ib* — вертикальная составляющая смещения по падению (*cb*), *ci* — горизонтальная составляющая смещения по падению. Они, несомненно, отличаются от зияния и размаха.

Ясно, что зияние и размах проявляются в связи с разрывом пласта. Если два структурных элемента различной ориентации, например две дайки, нарушены сбросом, каждый из них будет иметь различные размах и зияние. Многие

геологи считали, что эти термины могут применяться только к движению вдоль сброса и должны быть независимы от характера разрываемых пластов. Эти геологи употребляют термины *размах* для вертикальной составляющей смещения по падению (*ib* на рис. 127, В) и термин *зияние* — для горизонтальной составляющей смещения по падению (*ci* на рис. 127, В).

Разобшение

Разобшение (separation) — это расстояние между двумя частями нарушенного горизонта, измеренное в каком-либо определенном направлении. Вертикальное разобшение — разобшение, замеренное вдоль вертикальной линии. На рис. 130, В

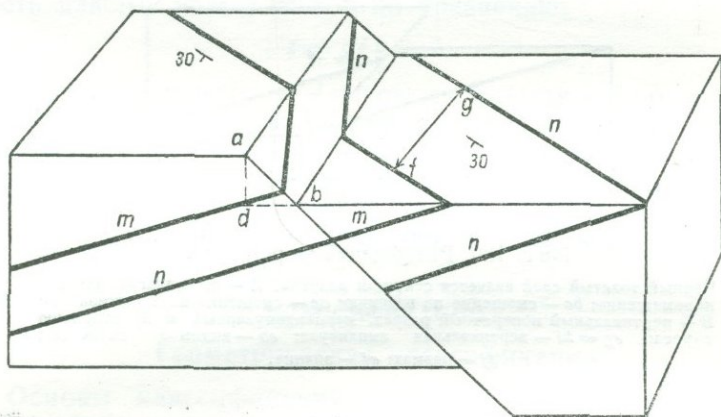


Рис. 129. Стратиграфическая амплитуда сброса.

Толстые черные линии — два секущих пласта *m* и *n*; *ab* — перемещение, равное смещению по падению; *ad* и *db* — соответственно вертикальные и горизонтальные составляющие смещения по падению; *gf* — расстояние между пластами *m* и *n*. Амплитуда сброса может быть вычислена, как указано в тексте.

(вертикальный разрез построен в направлении, перпендикулярном плоскости сброса) *eg* является вертикальным разобшением. Замер вдоль любой другой вертикальной линии, как, например, *hi*, будет равен *eg*. Горизонтальное разобшение — это разобшение, замеренное в заданном горизонтальном направлении. На рис. 131, А представлена карта сброса и смещенный горизонт; *we* — горизонтальное разобшение в широтном направлении; *ns* — горизонтальное разобшение в меридиональном направлении; *hi* — горизонтальное разобшение, параллельное простиранию сброса. Особый термин — *отход* (offset), или *нормальное горизонтальное*

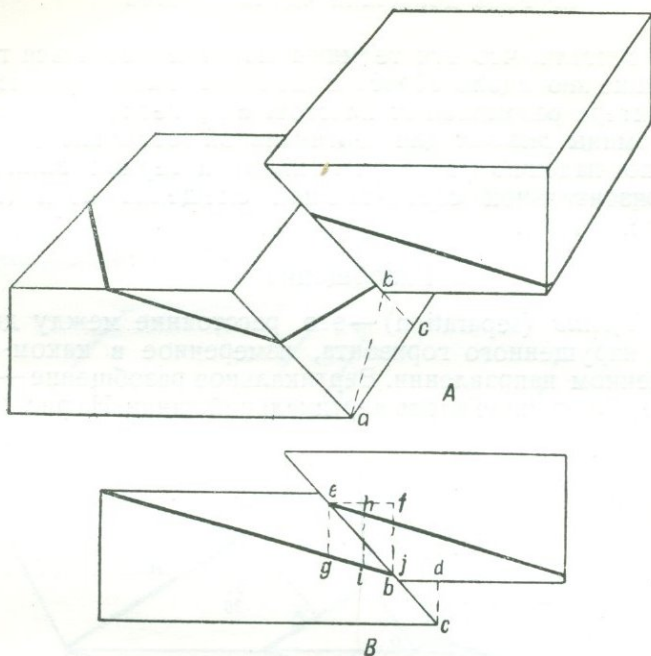


Рис. 130. Разобщение (separation).

Черный толстый слой является секущим пластом. *A* — блок-диаграмма; *ab* — перемещение; *bc* — смещение по падению; *ac* — смещение по простиранию; *B* — вертикальный поперечный разрез, перпендикулярный к простиранию сброса; *eg = hi* — вертикальная амплитуда; *eb* — видимое смещение; *jj* — размах; *ef* — зияние.

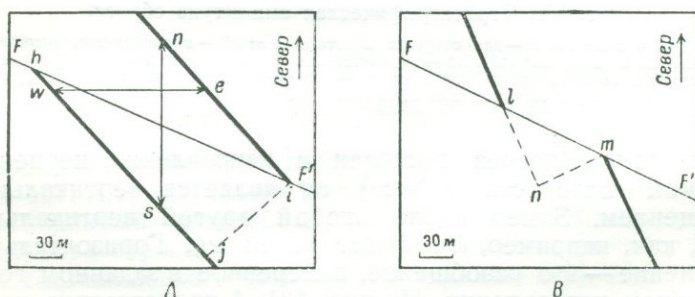


Рис. 131. Разобщение, показанное на геологической карте.

Толстый черный слой — секущий пласт. *FF'* — след сброса; *A — ns* — меридиональное горизонтальное разобщение; *we* — широкое горизонтальное разобщение; *hi* — горизонтальное разобщение параллельное простиранию сброса; *ji* — отход (offset), *hi* — переброс (overlap); *B* — геологическая карта; *lm* — горизонтальное разобщение, параллельное следу сброса; *mn* — отделение, *ln* — сдвигание (gap).

разобшение, употребляется в случае, если горизонтальное разобшение измерено перпендикулярно простиранию разрываемого горизонта; на рис. 131, *A ji* — отход; *hj* — переброс (overlap). На рис. 131, *B mn* — отход (отделение), а *ln* — сдвигание (gap).

В осадочных породах сбросы приводят в соприкосновение пласты, которые в нормальном положении разделяются горизонтами различной мощности. Мощность этих промежуточных пластов является нормальным стратиграфическим разобщением или стратиграфическим размахом вдоль сброса. На рис. 129 показано, как можно определить стратиграфическое разобщение. Вдоль сброса пласт *m* в правом блоке приведен в соприкосновение с пластом *n* в левом блоке. По верхней части правого блока можно вычислить мощность пластов между *m* и *n* по уравнению:

$$t = gf \cdot \sin \delta.$$

В этом равенстве *t* — мощность пластов между *m* и *n*; *gf* — ширина обнажения между *m* и *n*; замеренная перпендикулярно простиранию пласта; δ — угол падения пластов. Стратиграфическое разобщение — одно из наиболее важных измерений; если известен порядок напластования осадочных пород, оно может быть точно определено.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Геометрическая классификация

Основы классификации. Сбросы, подобно трещинам, могут быть классифицированы по геометрическому или генетическому принципу. Геометрические классификации тают в себе меньшую опасность, чем генетические, т. к. они не предусматривают интерпретаций. По этой причине, отчасти, геометрические классификации будут рассмотрены первыми.

Основой различных геометрических классификаций являются следующие данные: 1) склонение перемещения, 2) положение плоскости сброса относительно положения смежных пород, 3) тип сброса, 4) угол падения плоскости сброса, 5) видимое смещение по сбросу.

Классификация, основанная на склонении плоскости перемещения. При смещении по простиранию сброса перемещение параллельно простиранию сброса (см. рис. 119, *A*); это значит, что смещение по простиранию равно перемещению и какое-либо смещение по падению отсутствует. Склонение перемещения равно нулю.

При смещении по падению сброса перемещение происходит вниз по падению сброса (см. рис. 118, А); это значит, что смещение по падению равно перемещению, а смещение по простиранию отсутствует. Склонение перемещения поэтому равно 90° .

При диагональном смещении по сбросу перемещение происходит диагонально вниз по плоскости сброса (см. рис. 120, А). В этом случае существуют обе составляющие смещения — по простиранию и по падению; склонение перемещения больше нуля, но менее 90° .

Классификация, основанная на положении плоскости сброса относительно смежных пластов. Вторая из геометрических классификаций, основанная на положении плоскостей сбросов относительно смежных пород, окажется наиболее сложной, если рассматривать все ее разновидности. Поэтому термины чаще всего применяются при рассмотрении планов или геологических карт. *Согласный сброс* (strike fault) параллелен простиранию смежных пород. На рис. 122 и 123 представлены примеры согласных сбросов. Простирание смежных пород обычно замеряется по напластованию, но если напластование отсутствует, простирание может

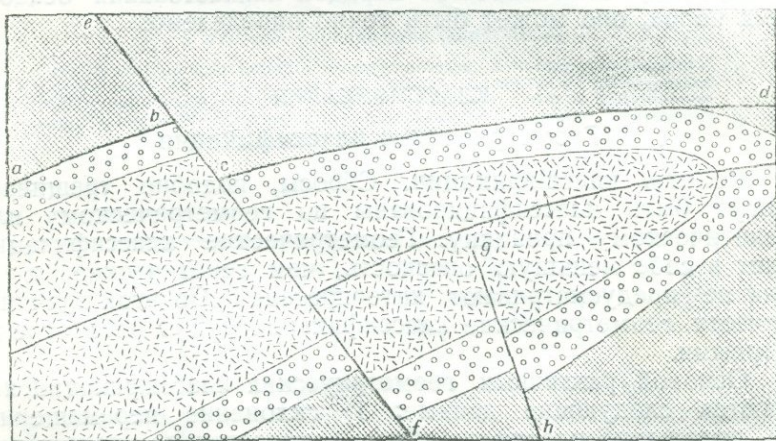


Рис. 132. Продольные и секущие сбросы.

Антиклиналь погружением на восток (направо), пересечена сбросами.
abcd — продольный сброс; ebcf и gh — секущие сбросы.

быть замерено по сланцеватости в метаморфических породах или по текстуре течения в изверженных породах.

Пластовый сброс (bedding fault) — разновидность согласного сброса, параллельного напластованию. На рис. 124 пред-

ставлен пример пластового сброса. *Поперечный сброс* (dip fault) простирается в основном параллельно направлению падения смежных пластов. Таким образом, этот сброс является перпендикулярным простираению пород. Примеры поперечных

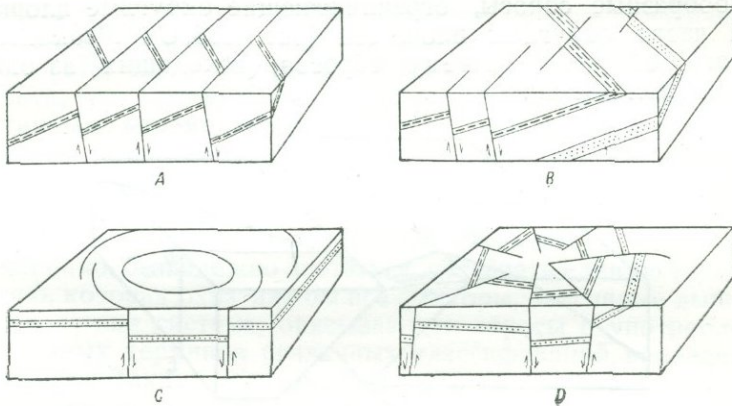


Рис. 133. Примеры геометрической классификации сбросов.
 А — параллельные сбросы; В — кулисообразные сбросы; С — сферические сбросы; D — радиальные сбросы.

сбросов даны на рис. 119, 120 и 121. *Косой* или *диагональный сброс* — такой сброс, простираение которого направлено косо или диагонально к простираению смежных пород; на рис. 125 представлен пример диагонального сброса.

Продольный сброс простирается параллельно простираению региональной деформационной структуры; *abcd* (рис. 132) является примером продольного сброса. Последний обладает простираением, соответствующим в большинстве точек простираению пластов, но местами смежные породы могут иметь простираение под большим углом к сбросу. *Секущий сброс* простирается перпендикулярно или диагонально к простираению региональной структуры; *ef* и *gh* (рис. 132) — примеры секущих сбросов. Во многих случаях секущий сброс является поперечным или диагональным сбросом, но местами смежные породы могут простираются и параллельно сбросу.

Классификация, основанная на характере сброса. Третья геометрическая классификация основана на геологической картине, созданной сбросами. Обычно для суждения о характере сброса пользуются геологическими картами, реже — поперечными разрезами. Положение смежных пород безразлично. Местами сбросы имеют в основном одинаковое падение и простираение и представляют систему *параллельных*

сбросов (рис. 133, А). Если простирания сбросов одинаковы, а падения различны, сбросы образуют две или больше системы параллельных сбросов. *Кулисообразные сбросы* — это относительно более короткие сбросы, перекрывающие друг друга (рис. 133, В). *Сферические сбросы* — круговые или аркообразные сбросы, ограничивающие округлые площади или части округлых площадей (рис. 133, С). *Радиальные сбросы* образуют систему сбросов, исходящих из одной точки (рис. 133 D).

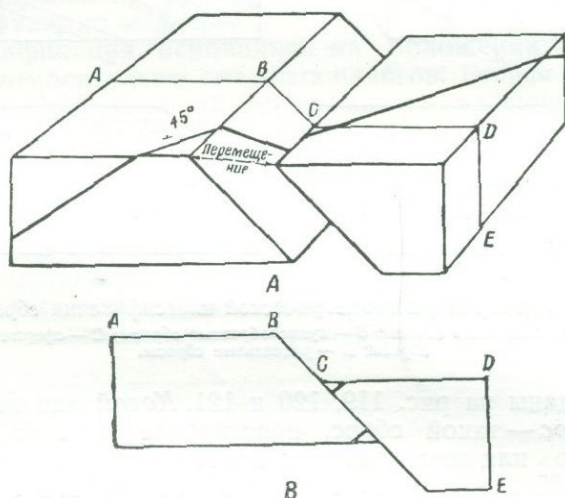


Рис. 134. Различие между истинным и видимым движением по сбросу.

А — блок-диаграмма. Черный толстый слой является секущим пластом; В — вертикальный поперечный разрез вдоль направления ABCDE на блок-диаграмме. Хотя висячий бок и опускается вниз относительно лежащего бока, положение пластов создает видимость обратного перемещения.

В некоторых районах простирание и падение сбросов могут различаться так резко, что обобщение их в определенные системы надо проводить с большой осторожностью. Однако во многих случаях сбросы можно группировать в несколько систем.

Классификация, основанная на величине угла падения плоскости сброса. Четвертая геометрическая классификация основывается на величине угла падения плоскости сброса. Различают *крутопадающие сбросы* — такие сбросы, плоскости которых падают под углом более 45° к горизонту, и *пологопадающие сбросы* — под углом менее 45° .

Классификация, основанная на видимом смещении. Пятая геометрическая классификация основана на видимом смещении в вертикальном сечении под прямым углом к плоскости сброса. *Нормальный сброс* — такой, в котором видимое смещение всякого бока происходило вниз относительно лежащего бока. В случае взброса видимое смещение всякого бока было обратным. Нормальные сбросы показаны на рис. 116, 118, 120 и 122. *Взброс* показан на рис. 123. Следует отметить, что видимое смещение не обязательно совпадает с истинным перемещением. На рис. 119 смещение вдоль плоскости сброса параллельно простиранию ее. На рис. 134 висячий бок в действительности двигался вниз, а в вертикальном сечении, под прямым углом к простиранию сброса (рис. 134, В), кажется, что он двигался вверх.

Очевидно, безнадежно пытаться создавать единую терминологию, которая охватила бы все факторы, описанные выше. Гораздо лучше система, описывающая сбросы с употреблением единых терминов различных классификаций, приведенных выше. Таким образом, сбросы в одном случае могут быть описаны как крутопадающие, кулисообразные и секущие, а в другом — как пологопадающие, параллельные и продольные.

Генетическая классификация

Идеальная классификация. В естественных науках большинство употребляемых классификаций основывается на генезисе данного явления. Идеальная генетическая классификация сбросов должна прежде всего основываться на природе действующих сил. Такая классификация будет учитывать не только, какие действуют силы: сжимающие, растягивающие, скалывающие или скручивающие, но будет учитывать также направление их действия. Однако на современном уровне наших знаний такая классификация невозможна.

Классификация, основанная на относительных движениях. Большинство из известных в настоящее время приемлемых генетических классификаций базируется на характере относительных движений вдоль плоскости сброса. *Надвиг* (thrust fault) — нарушение, вдоль плоскостей которого висячий бок движется вверх относительно лежащего бока. *Нормальный сброс* (gravity fault) — это сброс, вдоль плоскости которого висячий бок движется вниз относительно лежащего бока. *Сдвиги* (rifts) — это продольные нарушения, вдоль которых происходит смещение, параллельное их простиранию. Надвиги свидетельствуют о сжатии земной коры и обычно являются результатом горизонтального

сжатия. Нормальные сбросы свидетельствуют о растяжении земной коры и образуются обычно в результате растяжения. Сдвиги свидетельствуют о горизонтальном смещении участков породы одного относительно другого и о действии пары сил в плоскости, параллельной поверхности земли.

Относительное движение вдоль плоскости сброса не обязательно будет параллельным простиранию или падению,

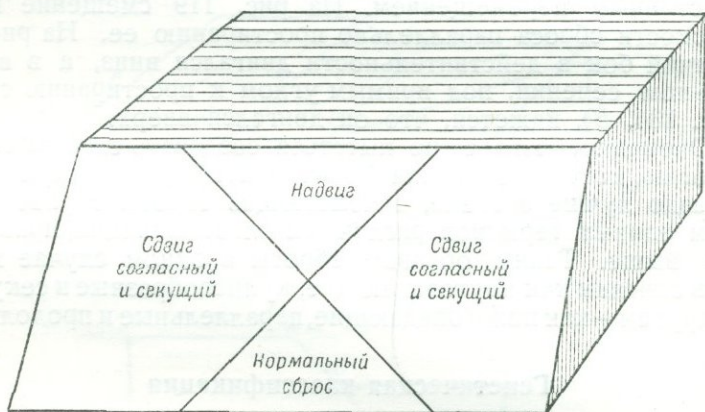


Рис. 135. Генетическая классификация сбросов

Плоскость сброса падает в сторону читателя, и, следовательно, блок представляет собой лежащий бок. Если висячий бок движется в направлении к верхнему сектору, нарушение является надвигом; если висячий бок движется в направлении к нижнему сектору, нарушение является нормальным сбросом; если висячий бок движется в направлении к левому или к правому сектору, нарушение является согласным или секущим сдвигом.

оно может быть диагональным; терминологией учтены эти возможности. Наиболее удобное решение — разделить плоскости сброса на четыре квадранта двумя линиями, образующими угол 45° с горизонтальной линией на плоскости сброса. Это показано на рис. 135, который изображает лежащий бок нарушения. Если относительное движение висячего бока происходило в верхнем квадранте, нарушение будет являться надвигом; если перемещение происходило в нижнем квадранте, нарушение является нормальным сбросом; если перемещение происходило в правом или левом квадранте, нарушение является сдвигом. Если перемещение не направлено вниз по падению или параллельно простиранию, следует применять термин, который будет усложнен переходными понятиями. Так, если перемещение происходит в верхнем квадранте и образует угол в 60° с горизонтальной линией

в плоскости сброса, нарушение можно назвать надвигом, имеющим значительную по величине составляющую, параллельную простиранию сброса.

Классификация, основанная на абсолютных движениях. Классификация, описанная выше, основана на относительных движениях. Более сложная классификация будет основана на абсолютных движениях относительно некоторой заданной плоскости, например, уровня моря. Можно выделить четыре типа нормальных сбросов:

1) сбросы, в которых лежащий бок остается на месте, а висячий движется вниз;

2) сбросы, в которых лежащий бок движется вверх, а висячий остается в покое;

3) сбросы, в которых оба бока движутся вниз, но лежащий бок передвигается на большее расстояние, и

4) сбросы, в которых оба бока движутся вверх, но висячий бок передвигается меньше, чем лежащий.

Аналогично можно установить четыре типа взбросов.

Однако в большинстве случаев для установления абсолютного движения по сбросам данных недостаточно. Иногда пытаются устанавливать критерии, основанные на типе сброса, характере падения плоскости сброса или относительной интенсивности деформации в двух блоках.

Из раздела механики, статики, известно, что такие критерии ненадежны.

В некоторых случаях, когда в исторические времена вблизи океанов происходили движения по сбросам, можно установить, который блок двигался. Кроме того, при теоретическом анализе поверхностных сил также иногда можно установить абсолютные движения по сбросам. Поэтому при некоторых условиях могут быть очень важны термины, основанные на абсолютных движениях. *Крутые надвиги* (upthrust) — это взбросы, по плоскостям которых двигался поднимающийся блок. Если висячий бок крутых взбросов движется вверх, тогда как лежащий бок остается на месте или если лежащий бок крутых нормальных сбросов движется вверх, тогда как висячий бок остается на месте, нарушение будет являться надвигом.

Иногда тот взброс, в котором лежащий бок является активным элементом, называют поддвигом (underthrust), термин *надвиг* (overthrust) употребляют для тех взбросов, в которых активным элементом является висячий бок.

КРИТЕРИИ ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ СБРОСОВ

ВВЕДЕНИЕ

Сбросы могут быть установлены различными путями. Если сброс обнаружен в обнажении скалы, в выемке дороги или в горных выработках, его легко изучить, точно определить его положение и смещение разрываемого пласта. В других случаях наблюдения могут быть не столь очевидны, но аккуратная полевая работа может дать ряд сведений, достаточных для полного изучения сброса. Но иногда удастся получить лишь отрывочные сведения о сбросе и полное изучение его невозможно. Наконец, возможны случаи, когда данные будут настолько неполны, что вопрос о том, есть ли вообще сброс, останется нерешенным. На некоторых картах наносят специальные знаки для различия фактически наблюдаемых, предполагаемых и возможных сбросов.

К критериям, характерным для сбросов, принадлежат следующие: 1) прерванность деформационной структуры, 2) повторяемость или выпадение пластов, 3) особенности, характерные для плоскостей сбросов, 4) окварцевание и минерализация, 5) внезапные изменения осадочных фаций и 6) геоморфологические данные.

Многие из особенностей сбросов характерны также и для несогласий, поэтому бывает трудно определить, что имеет место — сброс или несогласие. Однако, пока не рассмотрены несогласия, нельзя касаться способов установления различий между последними и сбросами. Отличия сбросов от несогласий будут рассмотрены в гл. 13.

ПРЕРВАННОСТЬ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР

Если одни пласты внезапно кончаются и граничат с другими, возможно, что имеет место сброс. На карте, на скале или в искусственном обнажении, обычно вдоль какой-то линии, устанавливается прерванность, но всегда надо иметь в виду, что эта линия является следом поверхности. В некоторых случаях, но не всегда, в тех же обнажениях или вблизи них могут быть найдены смещенные пласты. Прерванность пластов вдоль сбросов показана на

рис. 116 и 118—120. Дайки, жилы или более древние сбросы также могут неожиданно обрываться вдоль некоторой линии, а их смещенные части могут быть обнаружены где-нибудь в другом месте. В таких случаях наблюдатель должен представить себе, что дайки, жилы или сбросы генетически прерывны. Прерывность деформационных структур сама по себе не является доказательством сброса; срезание деформационных структур также типично для несогласий, интрузивных контактов и в малых масштабах для косой слоистости.

Итак, прерванность деформационных структур характерна для сбросов, но она доказывает наличие сбросов только в том случае, если исключены все другие возможные интерпретации, объясняющие ее появление.

ПОВТОРЯЕМОСТЬ И ВЫПАДЕНИЕ ПЛАСТОВ

На рис. 136 представлена геологическая карта района со смятыми в складки осадочными породами, нарушенными сбросами. В центральной части карты находится синклинали; это видно по падению и по тому, что по мере продвижения от *a* к *e* встречаются все более молодые породы

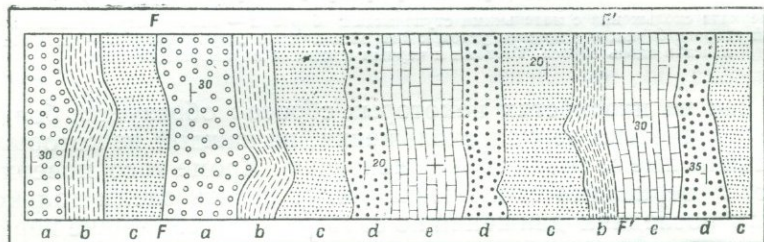


Рис. 136. Сбросы, выявленные повторением и пропусками пластов.

Пласты в порядке от древних к молодым обозначены *a*, *b*, *c*, *d* и *e*. *FF* и *F'F'* — сбросы. Знаки простирания-падения соответствуют ориентации напластования.

различных формаций. Однако в центральных участках одна или несколько формаций отсутствуют, как, например, вдоль линии *FF*, где отсутствует формация *b*, и вдоль линии *F'F'*, где отсутствуют формации *c* и *d*. Линии *FF* и *F'F'* могут быть следами сбросов, но для определения направления и величины падения сброса нет данных.

Выпадение пластов может быть также обусловлено и несогласием (гл. 13).

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛОСКОСТЕЙ СБРОСОВ

На плоскостях многих сбросов имеются такие отличительные особенности, как зеркала скольжения, ребристые структуры, глинка трения, брекчия и мylonит; эти особенности, несомненно, свидетельствуют о сбросах, но, если к ним подойти недостаточно внимательно, их можно спутать с явлениями иного происхождения.

Зеркала скольжения — это полированные и бороздчатые поверхности, образованные при трении вдоль плоскости сброса. Царапины или бороздки параллельны направлению движения; однако эти данные надо использовать осторожно,

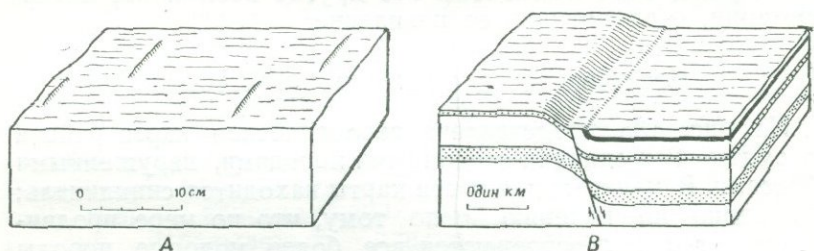


Рис. 137. Признаки, присущие сбросам.

А — зеркала скольжения с маленькими ступеньками; борозды — линии, параллельные передней стороне блока; под прямым углом к ним расположены «ступеньки»; В — изгибание пластов вдоль сброса. Точками и черным показаны маркирующие слои.

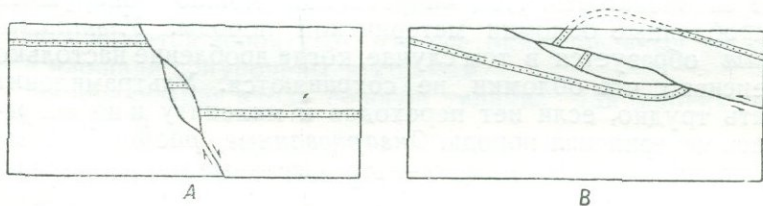
так как на плоскостях некоторых сбросов образуется большое количество зеркал скольжения, на каждой из которых царапины имеют различную ориентацию. Кроме того, поверхности с зеркалами скольжения могут носить следы только самых последних движений по сбросу, а более ранние перемещения могли происходить в каком-то ином направлении.

На многих зеркалах скольжения образуются крутые небольшие выступы, ориентированные под прямыми углами к бороздкам (рис. 137, А). Эти крутые маленькие выступы обычно имеют высоту, равную долям сантиметра, но могут быть и так малы, что их трудно заметить. При помощи таких неровных поверхностей можно определить направление относительного движения вдоль плоскости сброса, точно так, как по *бараньим лбам* определяют направление, в котором двигался ледник. Верхний блок, не показанный на рис. 137, А, двигался слева направо относительно нижнего блока, на котором показаны зеркала скольжения. Если маленькие неровности на плоскости сброса не заметны на глаз, можно ощупью определить направление движения. Плоскость

сброса будет гладкой, если скользить пальцами по направлению, в котором переместился отсутствующий блок, в противоположном направлении она будет неровной.

Ребристая структура состоит из ряда больших борозд или канавок, причем расстояния от гребня до гребня между бороздками могут измеряться метрами, глубина бороздок — несколькими сантиметрами; борозды будут параллельны направлению перемещения.

Изгибание пластов в некоторых случаях помогает в определении направления движения вдоль сброса, как показано на рис. 137, В. Вследствие трения пласты висячем боку в этом случае движутся с изгибанием вверх, а пласты



Р и с. 138. Блок (horse) пустой породы и линза (slice).

А — блок пустой породы в сбросе; В — линза в надвиге.

в лежащем боку таким же образом отгибаются вниз. Этот способ можно принять с той же оговоркой, что и в случае зеркал скольжения; наблюдаемое изгибание обусловлено последними движениями вдоль сброса, которые могли быть противоположными к направлению основного движения, более раннего.

Иногда породы вдоль сброса могут быть превращены в тонкую *глинку*, похожую на обычную глину. Фактически эта глинка не особенно отличается от глины, образующейся в районах ледников, потому что обе они представляют собой растертую породу.

Брекчия состоит из угловатых или слегка окатанных обломков различных размеров, с характерным более тонко раздробленным цементом. Диаметр обломков обычно колеблется от нескольких сантиметров до метра; однако могут встречаться и более крупные обломки — блоки. Тектонические брекчии могут иметь мощность в несколько десятков метров.

Как показано на рис. 138, вдоль сброса могут располагаться большие блоки, которые отделены от лежащего и висячего боков плоскостями нарушений, сопровождающимися или не сопровождающимися брекчиями. Такие большие блоки называют просто *блоками* (horse) или *линзами*,

(slice). Блок заключен обычно в нарушениях типа сброса, а линза — в нарушениях типа надвига. Это различие не особенно важно, просто надо знать случаи, когда эти термины были впервые употреблены в двух различных смыслах.

Милонит — это микробрекчия, связанная с нарушением [130]. Для нее характерны темный цвет и мелкозернистость; часто бывает трудно установить, из осадочных или вулканических пород образовался милонит. Обычно брекчирование видно только при микроскопическом изучении. Термин *милонит*, хотя и употребляется в различных смыслах, но обычно под ним понимают те микробрекчии, которые имеют полосчатую или пластинчатую структуру, придающую породе сланцеватость. Под микроскопом можно обнаружить раздробленные обломки материнской породы. *Ультрамилонит* образуется в том случае, когда дробление настолько интенсивно, что обломки не сохраняются. Ультрамилонит узнать трудно, если нет переходов к милониту и не сохранилась материнская порода. *Окварцованные, раздробленные породы и псевдотахилиты* — это массивные микробрекчии, имеющие плитчатую структуру. Окварцованные раздробленные породы похожи на роговики. Псевдотахилиты похожи на тахилиты, которые являются разновидностью базальтового стекла. Окварцованные раздробленные породы и псевдотахилиты имеют чрезвычайно тонкую зернистость; отдельные зерна размером в 0,001 мм в диаметре могут выполнять неправильные трещины вблизи сброса; эти выполнения трещин могут походить на дайки или изверженные породы. Некоторые геологи полагают, что эти породы были ранее расплавленными; однако это мнение не общепринято.

Хотя зеркала скольжения, глинка, брекчия, милонит и подобные породы часто встречаются в зонах нарушений, их присутствие не всегда обязательно. Часто считают, что большой сброс обязательно сопровождается широкой зоной брекчий, глиной и милонитом. Это не всегда верно. Обычно глина и брекчия образуются вблизи от поверхности земли, где считают всестороннее давление относительно малым, а милониты образуются на большой глубине, где под действием сил всестороннего давления породы сохраняют свою связанность. Некоторые участки одного из самых больших надвигов в Альпах лишены зеркал скольжения, глины, брекчий и милонита. Осадочные породы на этих участках картировались, как находящиеся в нормальных контактах. Только на основании палеонтологических данных и после площадного картирования были протянуты контакты и обнаружен большой сброс.

ОКВАРЦЕВАНИЕ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Вследствие того, что сбросы представляют собой трещинные зоны или ответвления, отходящие от больших разломов, они часто являются путями циркуляции растворов. Растворы могут замещать вмещающие породы мелкозернистым кварцем, обуславливая окварцевание. Последнее само по себе не доказывает наличия сброса, но во многих случаях оно может явиться и очень характерным фактором. Например, в Нью-Хэмпшир отдельные большие сбросы интенсивно окварцованы. Некоторые из окварцованных зон находятся в гранитных породах, в которых трудно применить стратиграфические методы для доказательства сбросов. Однако кажется вероятным, что все окварцованные зоны на этой площади приурочены к сбросам.

Минерализация вдоль сбросов типична для многих рудных районов.

ВНЕЗАПНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ФАЦИЯХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Если смежные пласты одинакового возраста обнаруживают различие *осадочных фаций*, можно предположить наличие нарушения типа надвига с большим горизонтальным перемещением. На рис. 139 показан бассейн отложения, в котором песчаники отлагались вблизи берега, глинистые сланцы дальше от берега и известняки еще дальше. Переход от песчаников к глинистым сланцам и от глинистых сланцев к известнякам постепенен и сопровождается постепенным выклиниванием отдельных горизонтов. Породы этого возраста

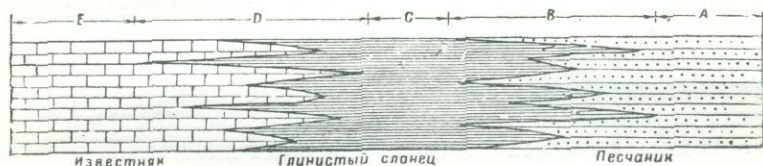


Рис. 139. Изменения в осадочных фациях поперек бассейна отложения.

А — песчаниковая фация; В — песчано-глинистая фация; С — глинистая фация; D — известково-глинистая фация; E — известняковая фация.

будут соответствовать песчаниковой фации в районе А, песчано-глинистой фации в районе В, глинистой фации в районе С, известково-глинистой фации в районе D и известняковой фации в районе E. Даже если пласты смяты в складки и денудированы, фации будут постепенно сменять одна другую. С другой стороны, большой надвиг (см. рис. 151)

может привести песчаниковые фации района *A* в контакт с известняковыми фациями района *E*. И напротив, если отложения распространены на некоторой площади со значительно отличными осадочными фациями, это характерно для нарушения с большим перемещением. Определить амплитуду перемещения невозможно, так как в настоящее время мы не знаем точного расстояния, на котором изменились фации. Альпы являются классической областью развития надвигов, причем породы различных фаций находятся в контакте друг с другом.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Во многих случаях непосредственные геологические данные, свидетельствующие о сбросообразовании, могут быть скрыты, особенно, если опущенный блок совершенно закрыт

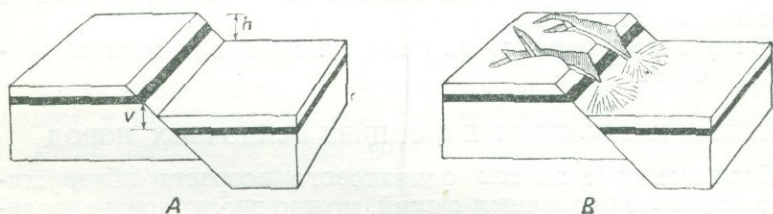


Рис. 140. Сбросовый уступ.

A — до денудации, *h* — высота уступа, равная *v*, являющаяся размахом.
B — после денудации материал вынесен из глубоких долин лежащего бока блока и отложен в виде аллювиальных конусов в висячем боку блока.

рыхлыми отложениями. Но на присутствие сбросов могут указывать некоторые топографические признаки. К числу геоморфологических критериев относятся изломы горных хребтов, уступы, оползни, склоны треугольной формы, срезы, вскрывающие строение гор, дренажные линии различного типа и источники.

Устойчивые к выветриванию осадочные формации топографически выражаются в виде хребтов (см. рис. 75). Поперечный или диагональный сброс перемещает пласты, как показано на рис. 118, *B*, и, следовательно, хребет, состоящий из пород различной крепости, будет прерываться, образуя излом (offset ridge).

Уступ (scarp) — это относительно крутой, прямой склон определенной высоты (рис. 140). Уступ может иметь высоту в десятки или тысячи метров. Хотя наклон уступа значителен по сравнению с другими элементами в окружающем районе, все же он обычно не превышает 10—20°; склоны круче 45° не встречаются. Если денудация сносит заднюю стенку уступа, он становится неправильным; при этом

трудно точно сказать, когда его уже нельзя назвать собственно уступом.

Конечно, уступ не обязательно свидетельствует о наличии сброса; уступы могут развиваться независимо от образования сбросов. Относительно прямой крутой склон квест, образованный денудацией, является типичным уступом. Абразионная деятельность моря может также образовать уступы в скалах. Трещины или серия трещин облегчают денудацию; в результате может образоваться пологий уступ. Обычно сбросы контролируют уступы, но наличие уступов не доказывает наличия сбросов; для констатации сбросов необходимы дополнительные доказательства.

Уступы, контролируемые сбросами, могут быть двух типов: *сбросовые уступы* и *уступы вдоль плоскостей сбросов*.

Рельеф *сбросового уступа* обусловлен непосредственно движением по сбросу; во время денудации могут образоваться шрамы на первоначальной поверхности. На рис. 140, А показан сбросовый уступ, мало затронутый денудацией. Пологая поверхность нарушена сбросом; высота образовавшегося уступа (h) равна вертикальной составляющей (v) смещения по падению (*dip slip*). Высота уступа будет постепенно уменьшаться, так как поднимающийся блок денудировается, а на опущенном блоке (рис. 140, В) отлагается рыхлый материал. Пока склон сохраняет черты сходства с линейностью (по всей длине), он может быть назван уступом.

Рельеф *уступа вдоль плоскости сброса* обусловлен различной скоростью денудации на выходах плоскости сброса по обе его стороны. На рис. 141 показаны возможные варианты образования уступов вдоль плоскостей сбросов. На рис. 141, А первоначально существовавший рельеф, обусловленный сбросом, уничтожен денудацией. Затем район был целиком приподнят, и установился новый базис денудации *abc*. Мягкие породы, обозначенные параллельными линиями, легко сносились при новом базисе денудации, а устойчивые песчаники, обозначенные точками, предохраняли левый блок от разрушения. Поверхность образовавшегося в результате уступа (рис. 141, В) совпадает с обнажающейся плоскостью сброса.

При некоторых условиях опущенный блок может быть топографически выше, чем приподнятый. После стадии, показанной на рис. 141, В, вся площадь может быть подвержена изменению базиса денудации, обозначенного *abc*, и устойчивые породы будут сноситься с приподнятого блока. При поднятии всего района в последующую стадию новый базис денудации установится на уровне (*def*). При последующей денудации устойчивые породы предохраняют опущенный блок.

и образуется уступ, ориентированный в направлении, противоположном падению плоскости сброса (рис. 141, С). Из этого примера видно, что происходил не один цикл эрозии, но возможно, что уступ выхода плоскости сброса, ориентированный в направлении, противоположном падению плоскости сброса, и сбросовый уступ развивались при одном цикле.

Высота сложного сбросового уступа обусловлена частично денудацией и частично движением по сбросу.

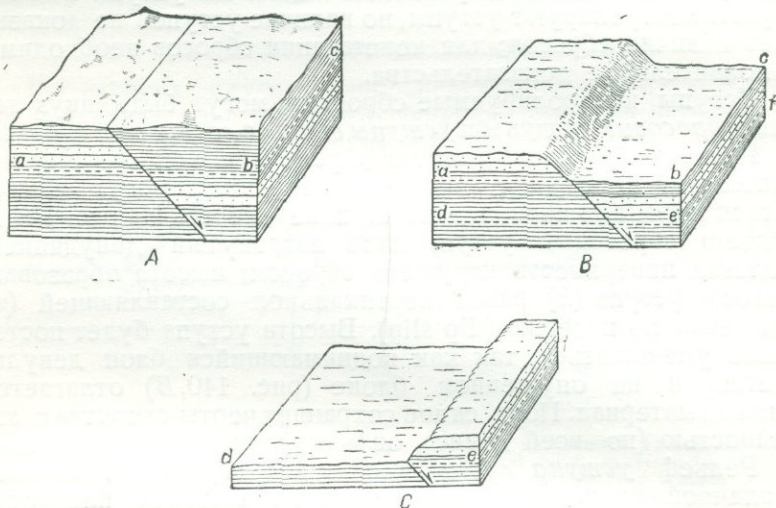


Рис. 141. Выход плоскости сброса и уступ вдоль плоскости сброса.

А — выход плоскости сброса без уступа. Формация, обозначенная точками, устойчива при денудации; формации, показанные параллельными линиями, не устойчивы при денудации; *abc* — новый базис денудации; *В* — уступ, поверхность которого совпадает с обнажающейся плоскостью сброса. Легко денудированные породы блока висячего бока снесены до нового уровня базиса денудации; породы, сопротивляющиеся денудации в лежачем боку, денудированы только частично, плоскость *def* соответствует новому базису денудации; *С* — уступ, поверхность которого ориентирована в направлении, противоположном падению плоскости сброса, развитый в относительно опущенном блоке.

На рис. 141, *В* приведен пример уступа вдоль плоскости сброса. Если возобновляется движение по сбросу и правый блок попрежнему понижается относительно левого, высота уступа будет возрастать. Высота этого уступа будет частично обусловлена денудацией вдоль выхода плоскости сброса и частично движением по сбросу; поэтому сброс имеет сложный характер.

Обычно трудно отличать друг от друга сбросовые уступы, уступы вдоль плоскостей сбросов и сложные сбросовые уступы. Критерии для такого различия будут рассмотрены ниже.

Оползни, известные также под названием *оползней подножий*, обусловлены активным проявлением сбросов. Оползни располагаются в подножиях гор или вблизи них и вытянуты параллельно основному хребту. Высота их обычно измеряется десятками метров; оползни высотой более 100 м встречаются редко. Они обычно захватывают рыхлые отложения, такие, как, например, аллювиальные отложения, отложения конусов ледниковых морен, озерных террас, а подстилающие породы обнажаются лишь в отдельных случаях. Это свидетельствует о том, что такие уступы молоды

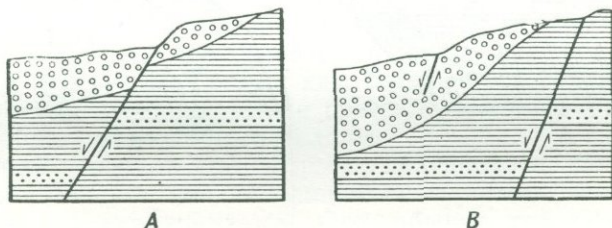


Рис. 142. Оползни (scarplets), или оползни подножий.

Точками и линиями обозначены коренные подстилающие породы. Открытыми кружками обозначен неконсолидированный материал. *А* — оползень, который является непосредственным продолжением сброса в коренных породах. *В* — оползень с правой стороны является непосредственным продолжением сброса в коренных породах; с левой стороны его нет.

по возрасту, потому что в рыхлом материале они не смогли бы сохраняться долгое время.

Некоторые оползни, перерезающие рыхлые отложения, обусловлены выходом на поверхность плоскости сброса, которая сечет подстилающие породы (рис. 142, *А*). Это всегда бывает там, где коренные подстилающие породы выходят на поверхности уступа. В долине Оуэнс, Калифорния, некоторые оползни образовались при землетрясении в 1872 г. и переходили по простиранию из рыхлых отложений в подстилающие породы, не изменяя высоты уступа [70]. Если нельзя наблюдать, что уступ сечет подстилающие породы в любом месте, то можно употребить термин *веерообразный уступ*.

В других случаях предгорный уступ может быть только косвенно связан со сбросом (рис. 142, *В*). Если по сбросу происходит движение, в рыхлых отложениях может развиваться растяжение, так как они стремятся сползти вниз по склону. При прохождении сейсмических волн развиваются короткие, но значительные растягивающие усилия.

Предгорные уступы образовались в исторические времена в нескольких местах. В Неваде, в долине Плейзанти

при землетрясении в 1915 г. образовался один предгорный уступ длиной в 29 км, высота которого достигает местами 4,6 м [74]. В долине Оуэнс при землетрясении в 1872 г. наибольшая высота уступа была равна 7 м [70].

В связи со сбросообразованием на некоторых уступах развиваются *склоны треугольной формы*. Их образование

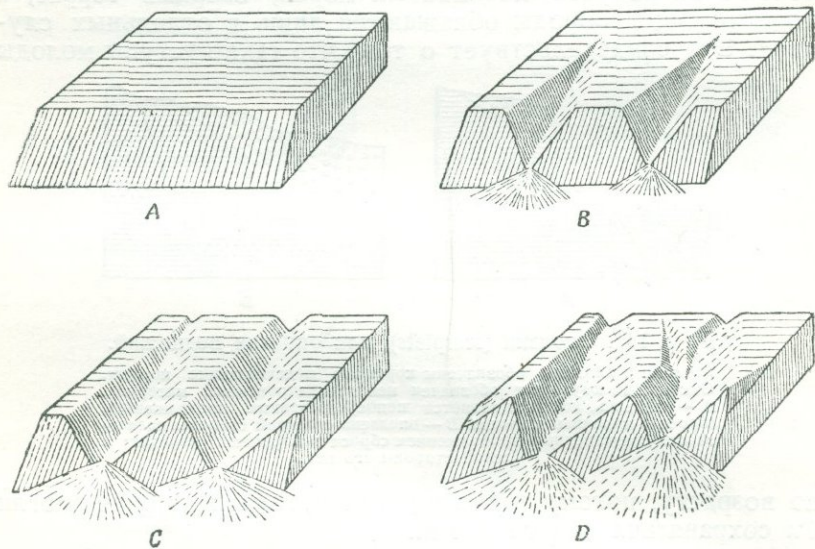


Рис. 143. Эволюция склонов треугольной формы.

A — уступ сброса до денудации; *B* — частично денудированный сбросовый уступ; *C* — склоны треугольной формы, представляющие остатки первоначального сбросового уступа; *D* — склоны, треугольной формы, которые представляют первоначальный сбросовый уступ, перемещенный денудацией несколько назад.

показано на рис. 143. Рисунок представляет неденудированный фас сброса, однако существование такого фаса высотой более 30 м весьма гипотетично. Общее движение в большинстве сбросов является результатом относительно небольших перемещений и сопровождается денудацией. На рис. 143, *B* крутые *V*-образные долины секут уступ. На рис. 143, *C* долины расширяются так, что сохраняется только половина передней части фаса сброса. Склоны отрогов между долинами имеют треугольную форму, с широким основанием и заостренной вверх вершиной. На рис. 143, *C* показано, что угол наклона уступа равен углу падения сброса, но это будет так лишь в том случае, если денудация не затронула плоскости сброса. В большинстве же слу-

чаев верхняя часть уступа разрушена, как показано на рис. 143, *D*, и обычно угол наклона уступа меньше угла падения плоскости сброса. В штатах Невада и Юта склоны уступов наклонены под углами 20 и 35°, и связанные с ними сбросы имеют углы падения от 50 до 70°.

Склоны треугольной формы могут развиваться также и вдоль уступов выходов плоскостей сбросов. Однако они не всегда приурочены к уступам, связанным со сбросами. Они могут образоваться везде, где бы ни затрагивались денудацией вершины водоразделов. Если глубоко расчлененный район подвержен морской или озерной абразии, склоны треугольной формы, которые развиваются на концах отрогов водораздела, вытягиваются в одну линию; образующийся в результате уступ как бы соответствует сбросовому уступу. Ледники также срезают вершины водоразделов и образуют подобные склоны.

Склоны треугольной формы, являющиеся характерной особенностью уступов, связанных со сбросами, могут образоваться и другими путями. Они обычно связаны с нормальными сбросами; со взбросами же бывают связаны только в исключительных случаях.

Переломы в профиле потока, или перепады потока (offsets), могут встречаться на выходах плоскостей сбросов. Если поток не может врезаться достаточно быстро в склон горы во время развития сброса, профиль потока вблизи сброса будет необычайно крут. После землетрясения 1915 г. в долине Плейзант, Невада, поток образовал водопад высотой в 3 м [74]. Однако такие перепады сравнительно редки, потому что сбросы образуются медленнее, чем врезаются потоки. Кроме того, отложение аллювия на опущенном блоке сглаживает профиль. Профили потоков с переломами могут быть обусловлены не только сбросами.

Если движение происходит глазным образом в горизонтальном направлении и в основном параллельно простиранию крутопадающих сбросов в гидрографической сети, нанесенной на карте, можно обнаружить резкие изгибы. Такая зависимость наблюдалась в Калифорнии, где сбросовая зона Хайвардс, имеющая северо-западное протяжение вблизи Сан-Франциско, пересечена потоками, текущими на юго-запад [109]. Юго-западное направление потока у сброса сменяется на северо-западное на расстоянии от 8 до 300 м. В некоторых случаях нижняя часть долины отсутствует, и последняя примыкает прямо к уступу. Уступы в потоке могут также развиваться в тех случаях, когда долина пересекает „слабые“ зоны, как, например, зоны распространения мягких и трещиноватых пород или зоны сбросов.

Деформационная структура горного хребта, которая представлена на рис. 144, вызывает предположение о наличии сброса. Западная часть района представляет аллювиальную равнину, к востоку расположена серия хребтов северо-западного простирания. Хребты сложены устойчивыми (к выветриванию) песчаниками; последние слагают синклиналь северо-западного простирания. Все хребты неожиданно кончаются у меридиональной линии, отделяющей аллювиальную равнину от гор. При нормальных условиях денудации хребты не должны заканчиваться таким образом, поэтому

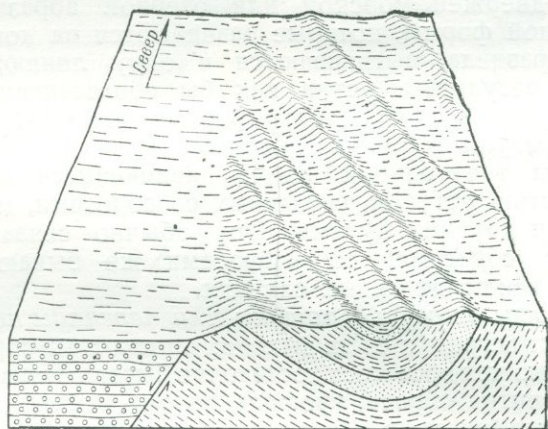


Рис. 144. Передняя часть горы вскрывает внутреннее строение горного хребта.

Устойчивые песчаники, показанные точками, слагают гряды; главная долина, лежащая ниже, в неконсолидированном аллювии, показана кружками.

можно предполагать сброс, отделяющий аллювиальную равнину от гор. Для определения направления и величины падения плоскости сброса, а также характера и размера перемещения необходимы дополнительные данные.

Наличие линейно расположенных источников вдоль подошвы горного хребта наводит на мысль о наличии сброса, особенно если вода в этих источниках горяча. Линейное расположение источников наводит на мысль также о наличии главной ослабленной плоскости, а горячая вода свидетельствует о наличии трещины, обуславливающей проникновение вод с глубины.

Геоморфологические критерии очень важны, но их надо применять с осторожностью. Некоторые геоморфологические особенности, как, например, переломы профилей по-

тока, резкие изгибы потоков и ручьев, могут быть обусловлены как сбросообразованием, так и другими причинами. Геоморфологические критерии будут более убедительны, если они употребляются в совокупности с другими доказательствами, такими например, как описанные в начале гл. 9. Оползни и срезы, обозначающие внутреннюю деформационную структуру горных хребтов, сами по себе обычно являются доказательствами наличия сброса.

РАЗЛИЧИЕ МЕЖДУ СБРОСОВЫМИ УСТУПАМИ, УСТУПАМИ ВЫХОДОВ ПЛОСКОСТЕЙ СБРОСОВ И СЛОЖНЫМИ СБРОСОВЫМИ УСТУПАМИ

Трудно, а во многих случаях почти невозможно различить сбросовые уступы, уступы выходов плоскостей сбросов и сложные сбросовые уступы. Тем не менее это очень важный вопрос как для геолога-тектониста, так и для геоморфолога, и они оба должны стараться разрешить его [16].

Для сбросового уступа характерны следующие особенности: 1) предгорные уступы, 2) озера, 3) периодические резкие землетрясения и 4) прямая зависимость между устойчивостью пород и формой поверхности.

Предгорные уступы были рассмотрены выше, причем было показано, что они связаны с образованием сбросов. Вероятно, весь уступ, в подножии которого находится предгорный уступ, является сбросовым. При условиях, когда сбросообразование возобновляется вдоль выхода плоскости сброса, образуется предгорный уступ, и в этом случае будет создаваться ложное впечатление, что простой уступ является сбросовым.

Озера, приуроченные к выходам сбросов, наводят на мысль о наличии сбросового уступа. Если сброс сечет поперек поток, и блок, находящийся ниже по течению, приподнят, может образоваться озеро (рис. 145, А). Могут развиваться и депрессии, если опущенный блок оседает вдоль простирания сброса на различные величины; эти депрессии могут заполняться озерами или болотами (рис. 145, В). *Водоемы оседания*, приуроченные к депрессиям вдоль сбросов, известны в Калифорнии. Но водоемы, связанные со сбросами, не могут существовать долгое время, так как или источники, питающие их, понижаются быстро, или сами они заполняются отложениями, сносимыми с близлежащих холмов и гор.

Озера не обязательно образуются при речной эрозии вдоль уступов выходов сбросов. В подножье уступов

выходов плоскостей сбросов могут появляться озера в результате местного переуглубления долин ледниками, при запруживании обвалами, лавовыми потоками и т. п.

Частые резкие землетрясения в окрестностях уступа сопровождаются появлением сбросов, проявляющихся в виде сбросовых уступов, так как землетрясения, повидимому, сопровождаются движениями по сбросам. В провинциях Шанси и Кэнсу, Китай, периодические разрушительные землетрясения в основании крутых уступов свидетельствуют о том, что горы, являющиеся активными блоками, ограниченными сбросами, молоды по возрасту.

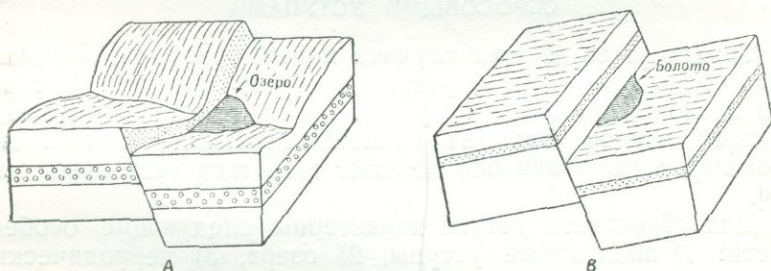


Рис. 145. Озера и болота вдоль сбросового уступа.

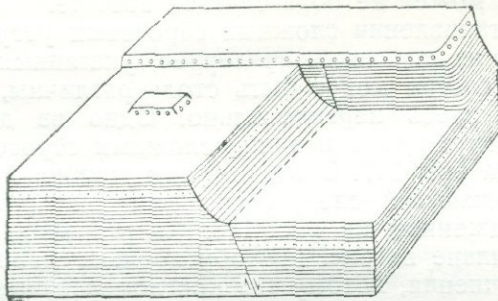
А — поток, текущий слева, задерживается сбросовым уступом; В — болото, занимающее депрессию на почве сбросового уступа, обусловлено наклоном сброшенных блоков.

Прямая зависимость между сопротивлением пород выветриванию и формой поверхности наводит на мысль о наличии сбросового уступа. Если уступ всецело обусловлен денудацией, устойчивые породы будут образовывать холмы и горы, а неустойчивые будут занимать долины. С другой стороны, если неустойчивые породы возвышаются над устойчивыми, это свидетельствует о наличии сбросового уступа. Но очевидно, такое положение не будет долго сохраняться при разрушительном действии денудации.

Имеется несколько характерных признаков, которые применяются для распознавания *уступа выхода плоскости сброса*: 1) наличие уступа на опущенной стороне сброса, 2) тесная прямая зависимость между устойчивостью пород, деформационной структурой и рельефом и 3) наличие выравненной поверхности, параллельной простиранию сброса.

Само собой ясно, что если опущенный блок в рельефе возвышается над приподнятым блоком (см. рис. 141, С), уступ ориентирован в направлении, противоположном падению плоскости сброса. Рельеф вдоль сброса может быть обусловлен различной интенсивностью денудации.

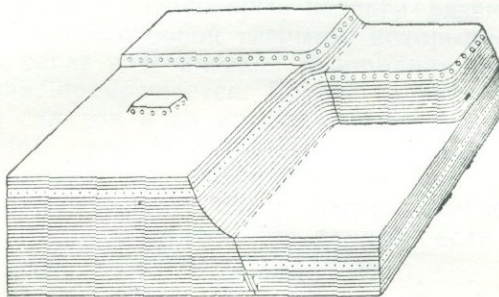
Местами данные неясны, как, например, на передней части блок-диаграммы на рис. 146. Уступ может быть или сбросовым, или уступом выхода плоскости сброса. Однако



Р и с. 146. Сбросовый уступ.

Песчаник обозначен точками, глинистый сланец — параллельными линиями; конгломерат — кружками.

в срезе задней стенки блока обнажен слой более молодого конгломерата, обозначенного на рисунке кружками, который покрывает более древние породы и сам не затронут нарушением. Это свидетельствует о том, что рельеф, образовав-



Р и с. 147. Сложный сбросовый уступ.

Песчаник обозначен точками, глинистый сланец — параллельными линиями, конгломерат — кружками.

шийся в связи со сбросом, уничтожен денудацией на уровне ниже конгломерата. Очевидно, конгломерат был отложен позже. В конце концов при возобновлении денудации конгломерат в передней части блока и более древние породы в правой части переднего плана разрушались, но и в этом случае образовался уступ выхода плоскости сброса.

Для уступа выхода плоскости сброса характерна прямая зависимость между рельефом и устойчивостью пород.

Уступ будет выше и круче, если различие в литологии пород больше; и обратно — будет более полог и низок, если различие незначительно. Если породы на противоположных сторонах сброса имеют одинаковую сопротивляемость денудации, уступ может не образоваться вообще.

При установлении сложных сбросовых уступов надо основываться на комплексе критериев, указанных выше, а отдельные примеры могут быть столь различны, что рассмотрение их здесь нерационально. Одно из доказательств, свидетельствующих о наличии сложных сбросовых уступов, показано на рис. 147. Этот рисунок можно рассматривать, как изображающий следующую стадию в развитии структур, изображенных на рис. 146. Часть высокого уступа на переднем плане на рис. 147 обусловлена движением вдоль линии нарушения, потому что конгломерат смещен сбросом.

НАДВИГОВЫЕ НАРУШЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Надвиговые нарушения, часто называемые просто *надвигами*, — это нарушения, в которых висячий бок движется вверх относительно лежачего. Образование надвигов происходит при сокращении земной коры, при этом возможно и сжатие как прямой результат действия пары сил. Обычно нельзя установить, который бок в нарушении является активным элементом; однако, если можно определить, который блок двигался, то при смещении лежачего бока относительно висячего — будет *поддвиг*, а если же висячий бок взброшен относительно лежачего — будет *надвиг*. Термин *надвиг* употребляется также и в другом смысле (стр. 193). Термин *поддвиг* можно употреблять для крутопадающих надвигов, в которых висячий бок являлся активным элементом. Наиболее распространенная классификация надвигов основана на их происхождении. Некоторые надвиги развиваются из складок и представляют собой разрывы, которые образуются в том случае, когда пластическая деформация пород, встреча препятствия, прекращается. Другие надвиги образуются независимо от складок и во многих случаях без какой-либо предшествующей складчатости. Некоторые надвиги проявляются на поверхности земли, и висячий бок в них движется по денудированной поверхности; многие надвиги испытали измятия, особенно в том случае, если движения повторяются после образования надвигов.

ТЕРМИНОЛОГИЯ

Надвиг разлома (break thrust) развивается в тех случаях, когда нарушение сечет поперек одно из крыльев складки под крутым углом к напластованию; относительное движение при этом таково, что пласты, находящиеся вблизи центра антиклинали, движутся над пластами, находящимися вблизи центра соседней синклинали. На рис. 149, А представлен надвиг разлома; *ab* является перемещением.

Надвиг растяжения (stretch thrust) развивается в тех случаях, когда перевернутое крыло опрокинутой или

лежащей складки испытывает растяжение и в конце концов разрывается. Относительное движение таково, что пласты, находящиеся вблизи центра антиклинали, движутся над пластами, находящимися вблизи центра соседней синклинали. На рис. 149, В представлен надвиг растяжения; *ab* является перемещением.

Надвиг скальвания (shear thrust) образуется независимо от складчатости. В некоторых случаях трещина сечет горизонтальные пласты (рис. 149, С), и образующийся надвиг может быть назван *начальным надвигом скальвания*. В других случаях надвиг может пересекать пласты, которые смяты в складки (рис. 149, D), и может быть назван *наложенным надвигом скальвания*. В этом случае, хотя



Рис. 148. Чешуйчатая структура в Аппалачской провинции, окрестности Бристоля, Теннесси.

Формации в порядке уменьшения их возраста обозначены 1, 2, 3 и 4. 1 — кембрий; 2 — кембрий и ордович; 3 — силур и девон; 4 — карбон.

пласты и были ранее смяты в складки, надвиг сам по себе образуется независимо от складок.

Надвиг, идущий по плоскости напластования, называется *пластовым надвигом*. Ранее было указано, что складкообразование обуславливает скольжение пластов каждого последующего по предыдущему, но величина скольжения настолько незначительна, что измеряется сантиметрами и долями сантиметра. Однако если движение достаточно велико для того, чтобы появились зеркала скольжения, брекчия или перемещение, по крайней мере, в десять и более сантиметров, — поверхность нарушения может быть названа *пластовым надвигом*, если висячий бок движется вверх относительно лежащего.

В районах с пологим или спокойным залеганием пластов трещина может прослеживаться по плоскости напластования на большом расстоянии, и породы вышележащих формаций могут скользить на сотни метров или даже километры над породами нижележащих формаций (см. рис. 149, E). Хотя такие трещины являются *пластовыми надвигами*, они относятся к особому типу и могут быть названы *надвигами срыва* (strip thrusts или decollements). В некоторых случаях, особенно если верхний блок жесткий и не может сми-

наться в складки, передняя часть трещины (*bc* на рис. 149, *F*) может сечь пласты, подобно надвигу скальвания. Надвиги этого типа известны в Неваде [84].

Надвиги могут проявляться и на поверхности земли (рис. 149, *F*). В этом случае всякий блок движется по

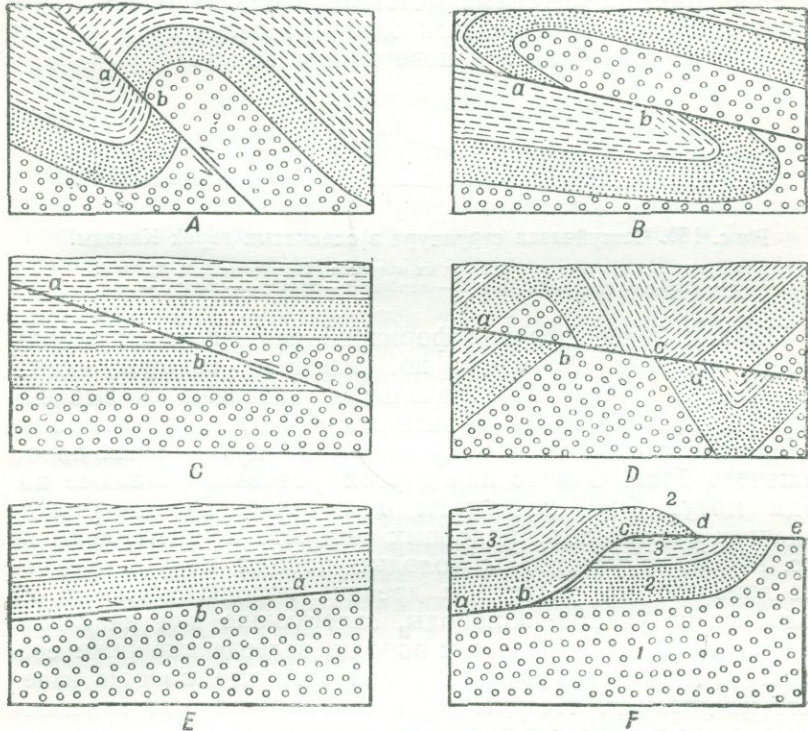


Рис. 149. Терминология надвигов.

A — надвиг разлома (break thrust); *ab* — перемещение; *B* — надвиг растяжения (stretch thrust); *ab* — перемещение; *C* — надвиг скальвания в горизонтально залегающих пластах; *ab* — перемещение; *D* — наложенный надвиг скальвания; *ab* — перемещение; в точке *d* молодые породы надвинуты на относительно древние; в точке *d* породы, находящиеся над и под плоскостью надвига, одновозрастны; *E* — пластовый надвиг; *F* — эрозионный надвиг. *1* — древние пласты; *2* — пласты промежуточного возраста; *3* — молодые пласты; *ab* — надвиг срыва (strip thrust); *bc* — надвиг скальвания в горизонтально залегающих слоях; *cd* — эрозионный надвиг. Если надвинутый блок движется в направлении к точке *e*, молодые породы будут перекрывать древние.

эродированной поверхности. Такие нарушения называют *эрозионными надвигами* (*cd* на рис. 149, *F*). Если верхний слой надвинутого блока подвергается эрозии, перед ним может отлагаться гравий или аллювий. Без эрозионной деятельности в надвинутом слое гравий отлагаться не будет. Такой пример известен в Норвегии.

Различные части надвига могут относиться к различным категориям. Так, на рис. 149, *F* часть нарушения, обозначенная *ab*, является пластовым надвигом или надвигом срыва; *bc* — первоначальным надвигом скальвания; *cd* — эрозионным надвигом. Многие надвиги можно определить лишь на небольших обнаженных участках вдоль их общего протяжения. Эрозионные надвиги особенно легко разрушаются потому, что они близки к поверхности земли.



Рис. 150. Чешуйчатая структура в скалистых горах Канады.

Формации в порядке уменьшения их возраста обозначены 1, 2, 3, 4 и 5.
1 — кембрий, ордович, девон; 2 — карбон; 3 — триас; 4 — юра; 5 — мел.

Породы более древних формаций надвинуты на породы более молодых формаций по надвигам разлома, надвигам растяжения и первоначальным надвигам скальвания (рис. 149, *A*, *B* и *C*). В районах развития надвигов породы, находящиеся в висячем боку надвига, будут древнее пород лежащего бока. Однако при других условиях молодые породы могут быть надвинуты на древние. В наложенных надвигах скальвания, подобных тем, что представлены на рис. 149, *D*, на участке *c* молодые породы покрывают более древние; на участке *a* древние породы залегают на молодых; на участке *d* породы, залегающие над надвигом, имеют тот же возраст, что и породы, залегающие ниже его. Вдоль эрозионных надвигов более молодые породы залегают на древних. На рис. 149, *F* древние породы залегают на молодых в местах *c* и *d*; однако если бы висячий бок двигался по эродированной поверхности до положения *e*, формация 2 залегала бы на формации 1. Надвиги, в которых молодые породы покрывают древние, различить трудно; особенно трудно отличать надвиги от несогласий [14].

Нередко встречаются *складчатые надвиги*. Пример такого надвига показан в юго-восточной части рис. 43. Условия наблюдения здесь особенно благоприятны, потому что на большом расстоянии по стенкам тоннеля ниже поверхности земли непрерывно наблюдаются разрезы, а сам тоннель пересекает надвиг в трех местах. Другие примеры будут рассмотрены ниже; они представлены на рис. 151, 153, 154 и 156 — 158. Поверхности складчатых надвигов в первую стадию их развития представлены сравнительно ровными плоскостями, а затем уже они становятся складчатыми.

Чешуйчатая (imbricate) структура, называемая иногда *блоковой структурой (shingle-blockstructur)*, обусловлена несколькими надвигами, падающими в одном направлении. Обычно пласты и плоскости надвигов падают в одном направлении под подобными, но не всегда равными углами. Примеры чешуйчатых структур можно видеть в Долине и провинции Редж в южных Аппалачских горах (см. рис. 148) [22] и в горах Канады (рис. 150) [104].

ПОКРОВЫ

Покровы являются эффектными геологическими структурными формами, когда большие массы пород перемещаются на большие расстояния. Покров может быть определен как надвиг, плоскость которого падает под углом в 10° или меньше, а перемещение измеряется километрами. О другом значении этого термина — см. стр. 189. *Надвинутым* является слой или блок, находящийся над плоскостью нарушения. Хотя первоначальный угол падения покрыва невелик, он может быть смят в складки так, что будет иметь крутое падение и даже будет перевернутым.

В наших представлениях покров характеризуется складчатостью и бывает обычно эродирован. На рис. 151 показана карта и разрез складчатого покрыва в районе, характеризующемся спокойным рельефом. Положение плоскости надвига отмечено на карте значками падения и простирания. Породы, залегающие выше поверхности надвига, показаны точками; породы, залегающие ниже нее, обозначены штрихами. Надвинутый слой к востоку от линии XY; он и был впоследствии денудирован в центральной части площади. Пунктиром в верхней части структурного разреза показана первоначальная поверхность надвинутого слоя. *K* — останец надвинутого слоя, отделенный денудацией от главного надвинутого слоя. Его называют клиппеном от немецкого слова *Klippe* (скала), так как многие эрозионные останцы надвинутых слоев, известные в северной Швейцарии, представляют горы, окаймленные крутыми скалами. Если денудация сносит верхнюю часть слоя в точке *F* и вскрывает породы ниже нарушения, эти площади называют *окнами*, так как среди пород верхнего слоя можно видеть породы нижнего слоя. На рис. 151, на котором поверхность земли изображена пологой, клиппен сохраняется в синклинали, а окно образуется в антиклинали.

Клиппены и окна в районах с расчлененным рельефом образуются главным образом вследствие эрозии. Термин *окно (window)* применяется в американской геологической

литературе для обозначения обнажений в породах, встречающихся в нормальной стратиграфической последовательности, когда денудацией сносятся молодые пласты, обнажая выходы древних пород, имеющие круглую, эллиптическую или неправильную форму.

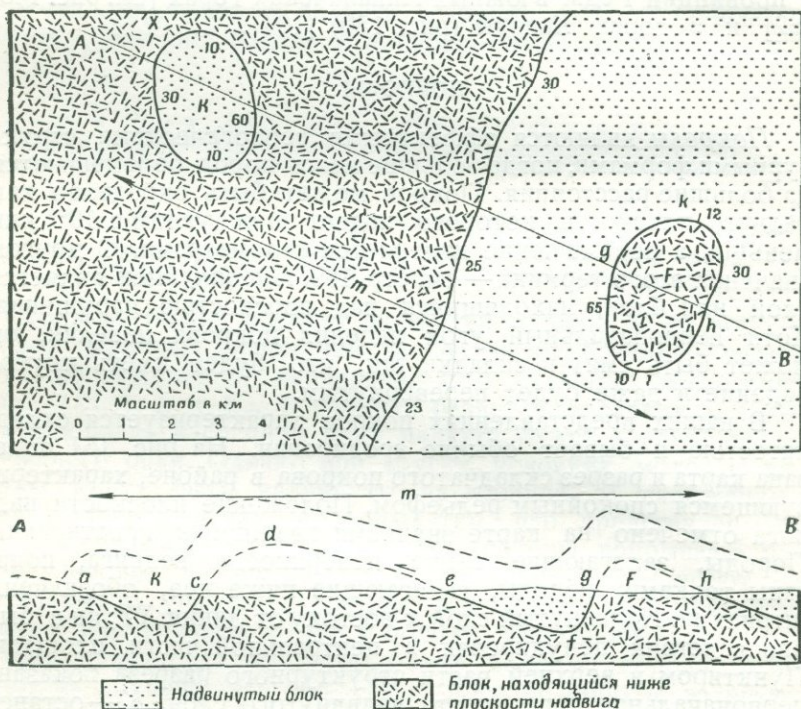


Рис. 151. Складчатые покровы (folded overthrust).

Наверху карта, внизу разрез. Падение плоскости надвига показано на рисунке. *K* — клиппен, *F* — окно, *AB* — линия структурного разреза, *m* — наименьшая ширина надвинутого блока, *XУ* — первоначальная западная граница надвинутого блока. Другие обозначения и ссылки даны в тексте.

Зона *корней покрова* — это обнажение покровы вблизи места его возникновения. Так, на рис. 151 зона корней находится в области *h*.

Стратиграфическая амплитуда покровы может измеряться тысячами метров, и во многих случаях она может быть определена со значительной точностью.

Оценивать перемещение покровы трудно. Однако, если пласты залегают полого в начале надвигообразования и

если плоскость падения нарушения также полого, перемещение может быть в несколько раз больше стратиграфической амплитуды¹. Действительно, существует простая тригонометрическая зависимость, и, как показано на рис. 152,

$$ab = \frac{ac}{\sin \delta};$$

в этом равенстве ab — перемещение, ac — стратиграфическая амплитуда и δ — угол падения плоскости нарушения. Отсюда видно, что движение направлено прямо вверх по

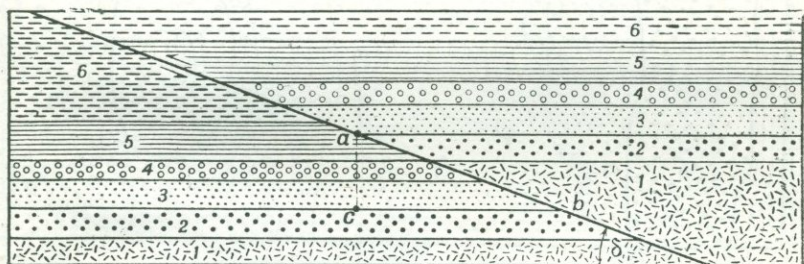


Рис. 152. Вычисление перемещения по надвигу скальвания в горизонтально залегающих слоях.

Формации в порядке уменьшения возраста обозначены 1, 2, 3, 4, 5 и 6. ab — перемещение; ac — стратиграфическая амплитуда; δ — угол падения плоскости надвига.

падению нарушения, т. е. смещение по простиранию фактически отсутствует.

Даже если нарушение и пласты впоследствии были смяты, δ можно рассматривать как угол между напластованием и нарушением. Практически этот способ расчета редко применяется из-за невозможности замера этого угла, так как вдоль нарушения развивается брекчирование и волочение.

Если в распоряжении имеются достаточные данные для построения разреза, перемещение (net slip) можно замерить по положению маркирующего горизонта, ниже и выше плоскости покрова. В структурном разрезе на рис. 153 перемещение ab равно 8 км. Подошва формации 3 ниже плоскости надвига срезана нарушением в точке b . Тот же горизонт над надвигом срезан нарушением в точке a .

¹ Под стратиграфической амплитудой понимается мощность, замеренная в нормально залегающих пластах (проекция перемещения на перпендикуляр к напластованию). (Прим. перев.)

Ошибочно предполагают, что наименьшая величина перемещения определяется замером m (рис. 151 и 153); m — расстояние между выходом плоскости нарушения в клиппене и выходом ее в окне, оно измеряется под прямым углом к простиранию покрова в основных обнажениях. Практически m , замеренное на карте, является горизонтальной

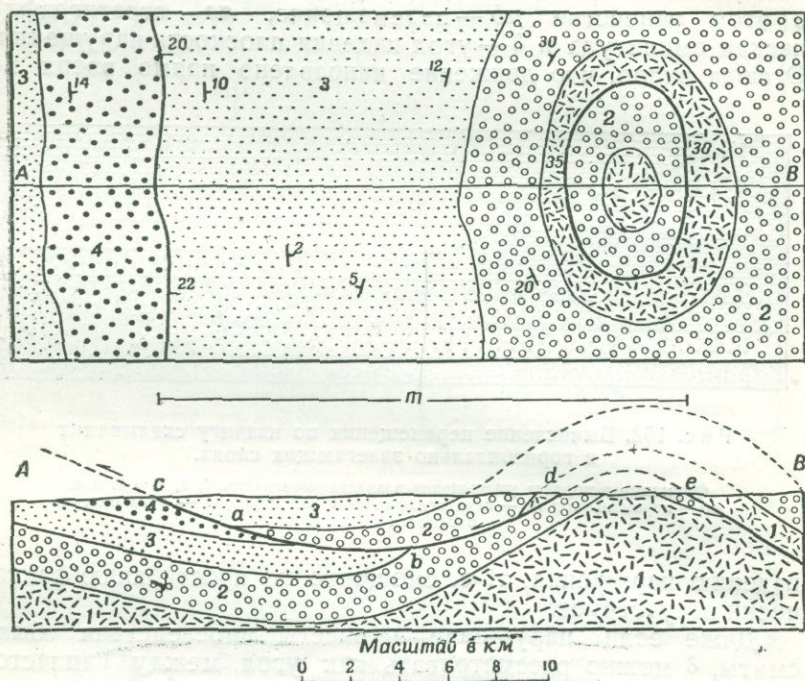


Рис. 153. Измерение перемещения в покрове.

Карта дана сверху, структурный разрез — внизу. Формации в порядке уменьшения их возраста обозначены 1, 2, 3 и 4. Надвиг показан толстой линией, с цифрами, определяющими падение; ab — перемещение; m — наименьшая ширина надвинутого блока, соответствующая горизонтальной составляющей $cabde$.

составляющей несколько большего расстояния, замеренного по поверхности нарушения. Например, на рис. 151 m является горизонтальной составляющей $abcdefgh$ в структурном разрезе; а в структурном разрезе на рис. 153 m является горизонтальной составляющей $cabde$. Расстояние m можно назвать *наименьшей шириной* покрова. Истинная ширина покрова имеет несколько большую величину и замеряется по поверхности нарушения от крайнего положения надвинутого блока до определенного места внутри покрова, где

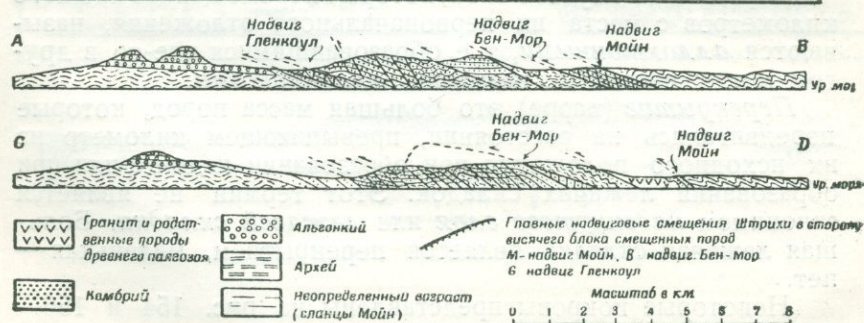
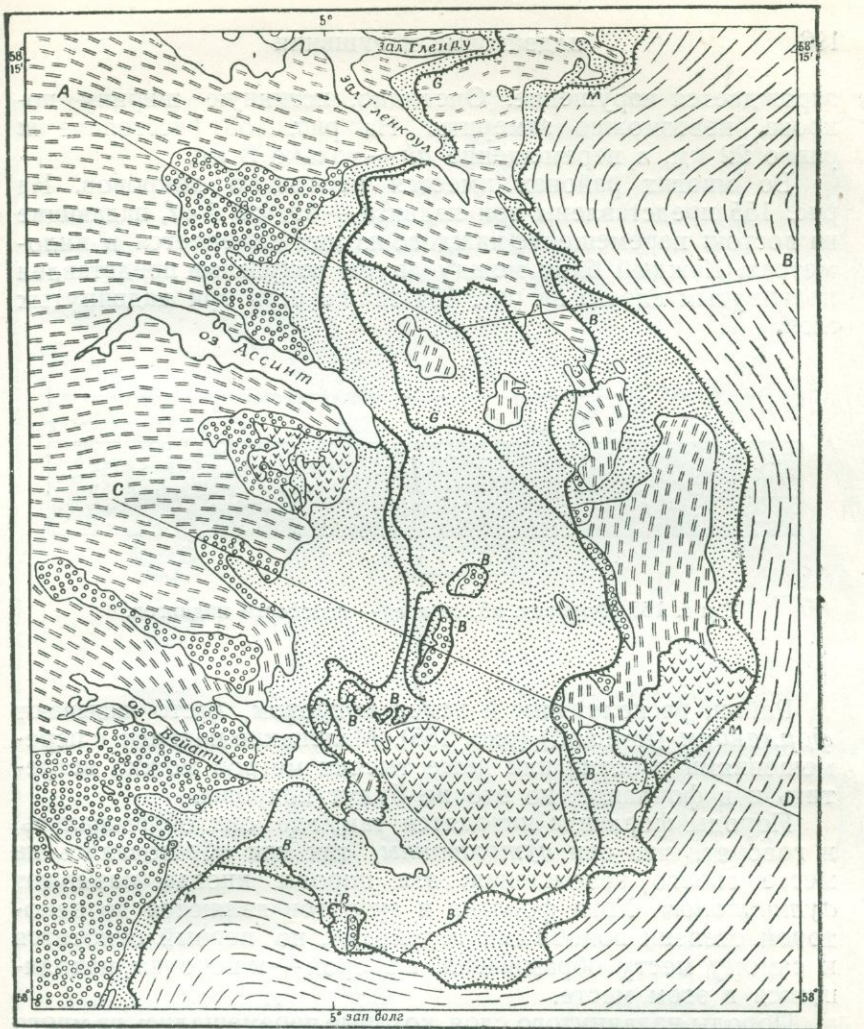


Рис. 154. Плоскорожья в районе Ассинт на северо-западном плоскогорье Шотландии.

зарождается нарушение. Очевидно, истинную ширину покрова невозможно измерить. На рис. 153 расстояние m равно 22 км, а перемещение ab — только 8 км.

Во многих районах имеется несколько покровов. На рис. 155 представлены три надвига — ab , cd и ef , падающие на восток; перемещение каждого из них измеряется в километрах. Каждый блок между двумя покровами представлен надвинутым слоем; на рис. 154 также есть три надвинутых слоя.



Р и с. 155. Форланд. ab , cd и ef — плоскости надвигов.

Район, расположенный перед покровом, часто называют *форландом* (foreland) (рис. 155). Маленькие надвиги с перемещениями в сотни или даже тысячи метров можно встретить и в форланде, но это не будут покровы.

Породы форланда находятся там, где они образовались, и говорят, что они *аутохтонны*, так как образовались на месте своего нахождения; эти породы иногда называют *аутохтоном*. Хотя форланд и аутохтон являются до некоторой степени подобными терминами, но первый относится к самому месту образования, а второй — к породам, находящимся в этом месте.

Породы надвинутого слоя, которые перемещались на много километров с места их первоначального отложения, называются *аллохтонными*, т. е. образовавшимися где-то в другом месте; иногда их называют *аллохтонами*.

Перекрытие (парре) это большая масса пород, которые передвигались на расстоянии, превышающем километр из их исходного положения при образовании надвига или при образовании лежачих складок. Этот термин не является синонимом *надвинутого слоя* или *лежачей складки*. Большая лежачая складка является перекрытием, маленькая — нет.

Некоторые покровы представлены на рис. 154 и 156—158. Северо-западная часть плоскогорья Шотландии, являющаяся классическим районом развития покровов [102], пред-

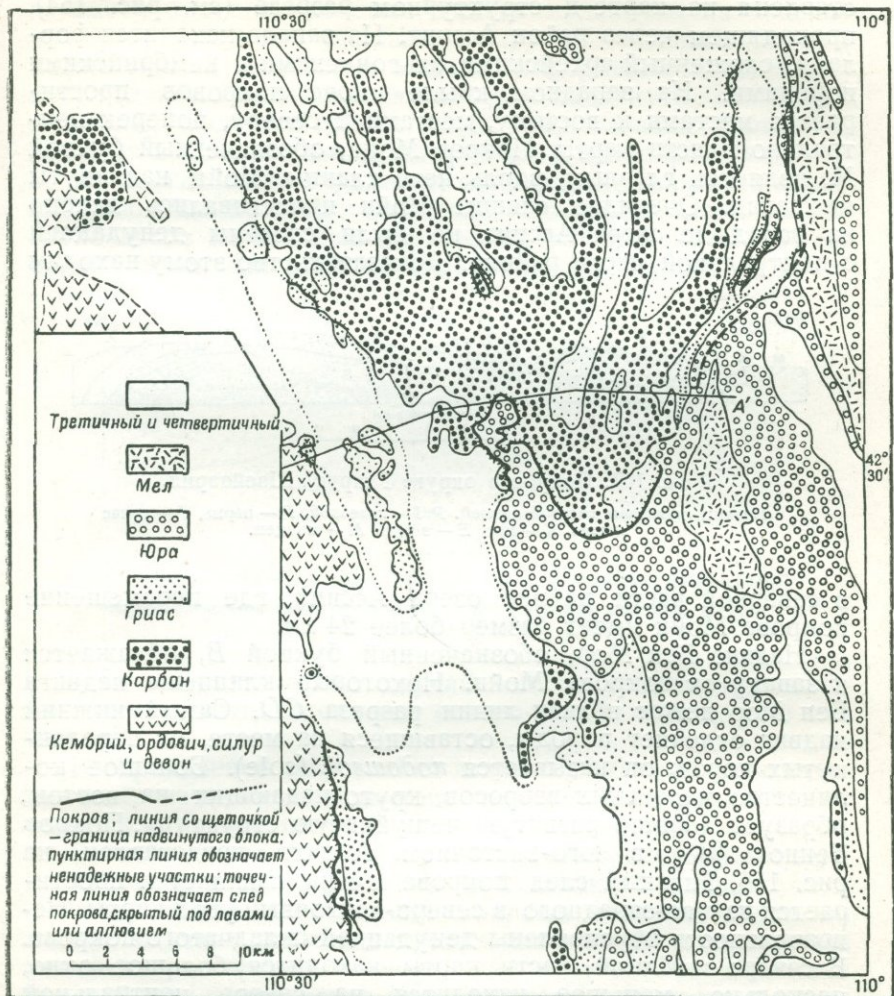
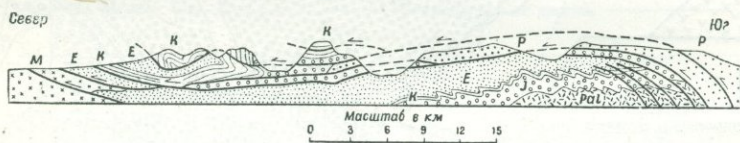


Рис. 156. Покров Беннок в юго-восточном Айдахо.

ставлена на карте и структурном разрезе (см. рис. 154), проходящем через район Ассинт. На западе находится форланд, сложенный архейскими, альгонкскими и кембрийскими породами. На западном крыле пояс покровов простирается местами к востоку, местами к северу, поперек центральной части карты. Покров Мойн, обозначенный буквой М, является главным, вдоль него сланцы Мойн надвинуты на запад. Очевидно, сланцы Мойн протягивались далеко на запад до озера Ассинт, но были снесены денудацией с центральной части района. Доказательство этому находим



Р и с. 157. Покров в округе Гларус, Швейцария.

Надвиги показаны толстой линией. Pal — палеозой, Р — пермь, J — триас и юра, К — мел, Е — эоцен, М — миоцен.

в северной части района озера Ассинт, где перемещение покрова Мойн имеет размер более 24 км.

Надвиг Бен Мор, обозначенный буквой В, обнажается к западу от покрова Мойн. Некоторые клиппы надвига Бен Мор лежат вблизи линии разреза CD. Самый нижний надвиг отделяет породы, оставшиеся на месте, от передвинутых пород; он называется подошвой (sole). Большое количество маленьких взбросов, круто падающих на восток, образует хорошо развитую чешуйчатую структуру. Покров Беннок [87] в юго-восточном Айдахо представлен на рис. 156. Главный след покрова очень извилист и простирается из юго-западного в северо-восточный угол карты. Неправильности обусловлены денудацией складчатого покрова. В северо-западной части карты находится большое окно, несколько меньшее находится на севере центральной части.

Некоторые большие покровы в районе Гларус, Швейцария [2,67], представлены на рис. 157. Аутохтонные породы в нижней части разреза отделены от аллохтонных пород в верхней части большим покровом, вдоль которого перемещение определяется в 32 км. Большие складки волочения в аутохтонных породах свидетельствуют об относительном движении надвинутого слоя по направлению на север.

На рис. 158 представлены два больших надвинутых слоя в Альпах в 24 км к юго-востоку от Женевского озера [86].

С одной стороны, меловые породы надвинуты на эоценовые вдоль нижнего надвига, с другой — меловые породы надвинуты на меловые и эоценовые формации вдоль верхнего надвига. Надвиги падают на север, надвинутые слои перемещались к северу относительно нижележащих формаций. Складки волочения соответствуют этой интерпретации.

Не всегда легко определить направление движения вдоль покрова. Раньше геологи считали, что перемещение направлено вверх по падению нарушения. Это положение будет верным лишь для нескладчатых покровов. На рис. 151 пред-

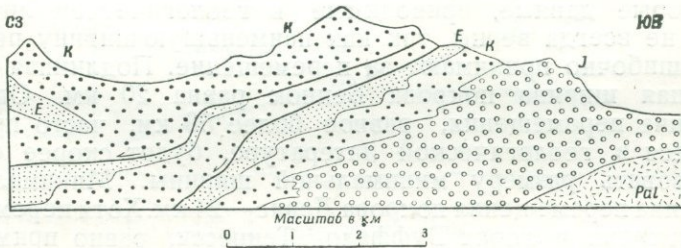


Рис. 158. Покровы в известковых горах в Альпах, Швейцария.

Надвиги показаны толстыми линиями. *Pal* — палеозой, *J* — триас и юра, *K* — мел, *E* — эоцен.

ставлен гипотетический случай, когда надвинутый слой двигался с юго-востока на северо-запад параллельно линии *AB*.

В определении направления движения видимый угол падения покрова не имеет большого значения. Вокруг клиппена и окна простираение покрова замеряется компасом.

В точке *h* (см. рис. 151) перемещение происходило вверх по падению, в точке *g* — вниз по падению, а в точках *k* и *l* — параллельно простираению покрова. Полагают, что во многих случаях движение происходило почти под прямым углом к простираению покрова. Так, на рис. 154 движение происходило параллельно *CD*. Однако более точным доказательством в этом отношении являются складки волочения и маленькие взбросы под надвигом. Складки волочения опрокинуты в направлении движения (рис. 157 и 158). Маленькие надвиги падают в направлении, обратном движению покрова (см. рис. 154).

Некоторые крупные покровы прослеживаются на больших расстояниях по простираению. Покров Беннок, Айдахо, имеет 372 км длины [87], покров Левис простирается на 181 км вдоль передней части Скалистых Гор в Монтана, а возможно, имеет длину и более 480 км [13].

Стратиграфическая же амплитуда может измеряться несколькими километрами. В покрове Беннок наибольшая стратиграфическая амплитуда равна 4500 м [87]. В покрове Левис стратиграфическая амплитуда примерно равна 12 000 м [28]. В покрове в горах Мюдди, Невада, стратиграфическая амплитуда более 3300 м [82]. В окрестностях гор Буффало, Теннесси, где верхнекембрийские кварциты надвинуты на ордовичский известняк и глинистые сланцы, стратиграфическая амплитуда равна примерно 4200 м [75].

Перемещение вдоль наиболее крупных покровов измеряется в километрах и даже в десятках километров. Однако некоторые данные, приводимые в геологической литературе, не всегда верны, так как наименьшую ширину покровов ошибочно принимают за перемещение. Подлинная наименьшая ширина покрова Беннок равна 20 км. Однако значение перемещения, равное более 56 км, часто приводящееся в геологической литературе, будет скорее соответствовать размеру минимальной ширины. Минимальная величина перемещения покрова Левис — 24 км. Хотя перемещение покрова в горах Буффало, Теннесси, равно примерно 10 км, минимальная ширина равна 20 км, причем ошибочно полагать, что эта ширина равна перемещению. На структурном разрезе в районе Гларус, в Альпах (рис. 157), показано, что перемещение покрова Гларус не менее 32 км.

МЕХАНИЗМ НАДВИГООБРАЗОВАНИЯ

Механизм надвигообразования точно проанализировать невозможно, так как слишком большое количество физических данных нам неизвестно. Тем не менее можно установить определенные основные положения и приложить их к решению вопросов механизма образования надвигов. Главными факторами являются: угол падения плоскости нарушения, трение вдоль плоскости надвига, прочность пород и инерция, а также первичные трещины и движение вдоль последних. Аксиомой является то, что в каждой точке вдоль надвига трещины образуются до начала движения. Однако это положение не исключает возможности того, что нарушение возникает в каком-то месте, в виде маленькой трещины, сопровождается перемещением и затем распространяется во всех направлениях. Быть может это наиболее вероятная последовательность событий.

Образование первичных трещин зависит от прочности пород. Когда напряжение превышает критическое значение,

в породах будут происходить разрывы. Величина этого напряжения зависит не только от временного сопротивления породы, определенного в лаборатории (при атмосферном давлении и комнатной температуре), но также и от всестороннего давления, температуры, от количества и качества растворов в порах пород, массивности породы и скорости приложения силы. Таким образом, слабые породы разрушаются при давлении легче, чем более крепкие. Надвинутые слои значительных размеров будут состоять из

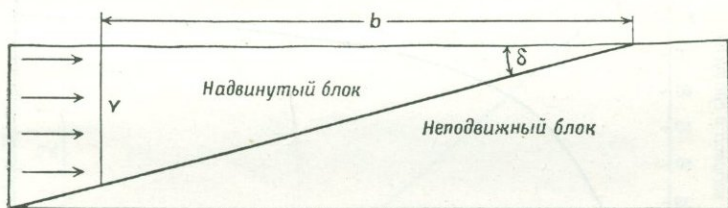


Рис. 159. Теоретический надвинутый блок.

b — ширина надвинутого блока, δ — угол падения плоскости надвига, γ — поверхность, к которой приложены усилия.

более крепких пород, иначе они не могли бы сохранять свою сплошность.

Значение трения вдоль плоскости надвига вполне очевидно. С увеличением коэффициента трения необходимая сила, обуславливающая движение вдоль нарушения, будет также возрастать. Большие надвиги, очевидно, сопровождаются высоким коэффициентом трения, и европейские геологи подчеркивают, что в некоторых случаях слабые породы вдоль плоскости надвига служат смазкой. Однако в Северной Америке имеется мало данных, говорящих о наличии такой смазки вдоль плоскости надвига, здесь эти породы имеют, по видимому, нормальный коэффициент трения, колеблющийся в пределах от 0,3 до 0,5.

А. Лаусон предложил уравнение, которое учитывает несколько факторов, включая угол падения нарушения и коэффициент трения [79].

Возможные условия, при которых надвинутый блок движется вверх по нарушению, представлены на рис. 159; угол падения нарушения — δ . Горизонтально направленная сила приложена к поверхности γ и обуславливает движение.

Уравнение:

$$S = \frac{bw(f + \operatorname{tg} \delta)}{2},$$

где S — сила на единицу площади, необходимая для движения блока вдоль плоскости,
 b — ширина надвинутого слоя,
 w — вес породы на единицу объема,
 f — коэффициент трения,
 δ — угол падения плоскости надвига.

Мы можем, например, полагать, что угол падения нарушения 10° , ширина надвинутого слоя 16 км и коэффициент

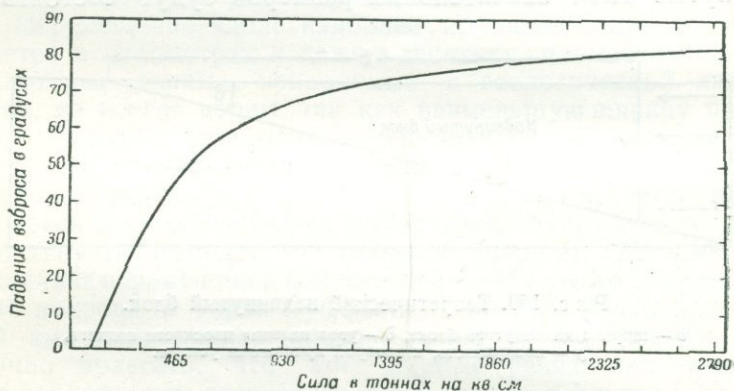


Рис. 160. Зависимость между углом падения плоскости надвига и силой, необходимой для перемещения надвинутого блока.

Ширина надвинутого блока предполагается равной 16 км, коэффициент трения — 0,3 и вес 1 м^3 породы — 2400 кг.

трения 0,3. Вес единицы объема породы везде примерно одинаков. В среднем, для пород с удельным весом 2,7 вес 1 м^3 равен 2,7 т. В этом примере сила S , приложенная к поверхности Y , движущая блок, равна $11\,334 \text{ т/м}^2$.

На рис. 160 график характеризует зависимость между углом падения нарушения и силой, необходимой для движения призмы; ширина надвинутого слоя предполагается равной 16 км, коэффициент трения 0,3 и вес 1 м^3 породы 2400 кг. Если угол падения нарушения увеличивается, сила, необходимая для движения надвинутого блока, также возрастает; если угол падения нарушения примерно равен 90° , сила выражается в огромных цифрах.

На рис. 161 график характеризует зависимость между коэффициентом трения и силой, необходимой для движения призмы. Ширина надвинутого блока примерно равна 16 км, угол падения нарушения 10° и вес 1 м^3 породы 2400 кг.

Графику, представленному на рис. 160, соответствует нарушение, падающее под углом 60° ; кроме того, известна

сила (S), необходимая для движения блока, равная $48\,387 \text{ т/м}^2$. Но временное сопротивление раздавливанию крепких пород только немного превышает $21\,505 \text{ т/м}^2$. Надвинутый блок в этих условиях трудно себе представить. До того как будет достигнута сила, необходимая для движения блока, он уже будет нарушен разрывами. Критическая точка на кривой находится около 35° . Согласно принятых условий надвига с углом падения более 35° невозможны.

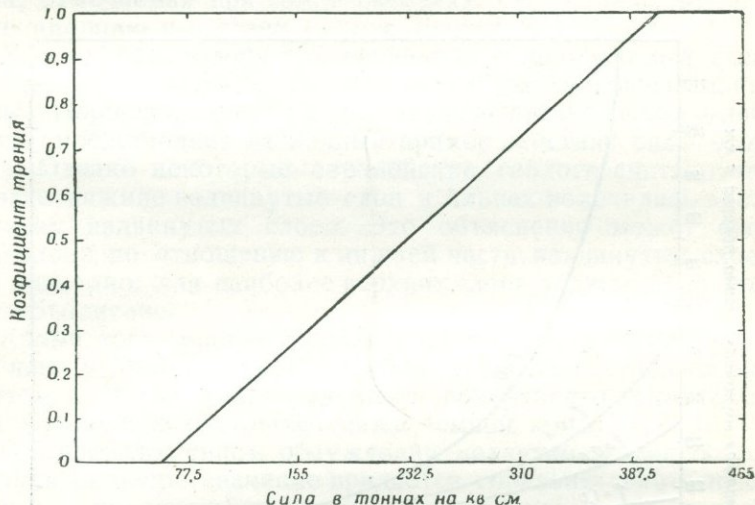


Рис. 161. Зависимость между коэффициентом трения и силой, необходимой для перемещения надвинутого блока.

Ширина надвинутого блока предполагается равной 16 км, падение плоскости надвига 10° и вес 1 м^3 породы — 2400 кг.

Уравнение может быть представлено в несколько ином виде:

$$B = \frac{2S}{w(f + \text{tg } \delta)},$$

где B — максимальная возможная ширина надвинутого блока, S — сопротивление раздавливанию наиболее крепких пород; значения w , f и δ указывались выше.

Результаты представлены в виде графика на рис. 162. В этом случае w равно 3 т/м^3 и S равно $23\,225 \text{ т/м}^2$.

Уравнение можно решить для четырех значений коэффициента трения 0, 0,3, 0,5 и 1,0; различные значения угла падения плоскости надвига нанесены на абсциссе.

Например, если угол падения нарушения равен 10° и коэффициент трения 0,3, максимальная ширина надвинутого

слоя равна 42 км; если угол падения равен 10° и коэффициент трения 0,5, максимальная ширина равна 29 км. График (рис. 162) показывает, что ширина надвинутого слоя уменьшается с возрастанием угла падения нарушения и с возрастанием коэффициента трения.

Хотя вышеуказанное положение основано на количественных данных, результаты следует употреблять только для качественной оценки.

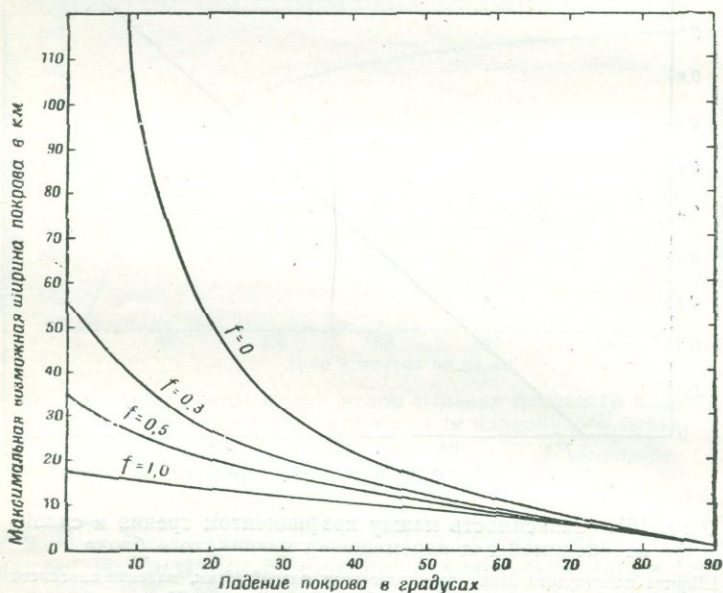


Рис. 162. Зависимость (теоретическая) максимальной ширины надвинутого блока с различными углами падения и с четырьмя различными величинами коэффициента трения.

Приведенные уравнения и графики показывают значение угла падения и коэффициента трения. Однако в этих уравнениях обычно имеется слишком много неизвестных, для того чтобы можно было применить их практически.

Пожалуй, важнейшим возражением против практического применения этого метода является допущение того, что сжимающая сила действует параллельно поверхности земли. В действительности критическое значение имеет не угол падения плоскости надвига, а угол между направлением сжимающей силы и плоскостью надвига. Если сила, обуславливающая смещение, действует параллельно плоскости

надвига, критический угол равен нулю и вполне возможно образование больших надвинутых блоков.

Инерция является фактором, который также следует учитывать [118]. Движение вдоль нарушений не является продолжительным процессом; оно происходит обычно внезапно. Действительное движение имеет место в течение всего лишь нескольких секунд или долей секунды. Действующая сила должна быть большей по величине, чем сила, отмечаемая при землетрясениях. Она должна преодолеть инерцию и заставить блок двигаться.

Второе предположение, введенное в приведенный выше анализ, заключается в том, что действуют невращательные силы. Поршень, давящий на заднюю стенку какого-либо блока, представляет наглядный пример действия силы этого типа. Однако некоторые европейские геологи считают, что многие нижние надвинутые слои в Альпах волочились вдоль верхних надвинутых слоев. Это объяснение может быть правильно по отношению к нижней части надвинутых слоев, но, очевидно, для наиболее верхних слоев должно быть другое объяснение.

Кроме того, многие геологи считают, что в большинстве случаев у надвигов лежащий бок является активным элементом и что он волочится вдоль поверхности конвекционных потоков, находящихся ниже земной коры.

В вышеизложенном обсуждении механизма надвигообразования большое значение придается горизонтально-направленным сжимающим силам. Однако следует иметь в виду, что некоторые надвиги, особенно крутопадающие, по всей вероятности, обусловлены действием вертикально направленных сил, которые толкают вверх большие массы пород.

ГЛАВА II

СБРОСЫ

ВВЕДЕНИЕ

Сбросы — это нарушения, у которых висячий блок движется вниз относительно лежачего бока; они развиваются при растяжении земной коры. Существует много способов замера истинного движения относительно таких констант, как уровень моря или центр земли. Возможны следующие варианты: лежачий блок мог оставаться неподвижным, а висячий блок двигался вниз; висячий блок оставался неподвижным, а лежачий блок двигался вверх; оба блока могли двигаться вниз, но висячий блок переместился на большую величину, чем лежачий блок; оба блока могли двигаться вверх, но лежачий блок переместился на большую величину, чем висячий. На современном уровне наших знаний во многих случаях невозможно определить абсолютное движение, а поэтому и детально разработанная терминология в этой области не нужна и нежелательна. В некоторых случаях, когда есть доказательство того, что лежачий блок двигался вверх вдоль крутопадающего сброса или что блок висячего бока двигался вверх вдоль крутопадающего сброса, употребляют термин *крутой надвиг* (*upthrust*) или сброс.

Многие геологи употребляют термин *нормальный сброс*, разумея при этом обычный гравитационный сброс, но, как отмечалось выше, этот термин имеет иное значение. В данной книге, в большинстве случаев, термин *нормальный сброс* применяется также и к гравитационным сбросам.

ПОЛОЖЕНИЕ, РАЗМЕР И ФОРМА

Угол падения сбросов может варьировать от горизонтального до вертикального, но угол больше 45° встречается гораздо чаще, чем угол менее 45° . Сбросы могут варьировать по величине от микроскопических до таких, что они простираются на многие километры и имеют перемещение, измеряемое тысячами метров. Наиболее крупные сбросы Шотландии простираются в северо-восточном направлении на 240 км [101]. Согласно геологической карте США, составленной в 1933 г., сброс, отделяющий триасовые породы

Пенсильвании, Мариленд и Виргинии на северо-западе, имеет 400 км длины. Гравитационные сбросы на плато Колорадо, Аризона и Юта на некоторых картах показаны имеющими длину от 160 до 480 км. Во многих случаях такие протяженные сбросы на всем своем протяжении состоят не из одной трещины, а представляют зоны сбросов. Сброс, отделяющий западную часть хребта Васатч, Юта, закартирован Джилбертом в виде одного, местами извилистого, сброса длиной в 128 км [50]. Однако более детальное картирование, проведенное Эрдлеем, показало, что на южном конце хребта есть несколько *кулисообразных*, перекрывающихся сбросов [42]. Минимальная высота сброса Грейт Глен, Шотландия, определяется в 1800 м [101]. Минимальное перемещение вдоль гравитационного сброса, отделяющего триасовые породы Коннектикут на восточной стороне, равно 3900 м [83], а возможно даже—10500 м [77]. Возможное перемещение вдоль сброса на западной стороне хребта Васатч, Юта, составляет 5370 м [50].

Гравитационные сбросы в плане имеют различный вид. Отдельные сбросы бывают обычно прямые, но могут быть и извилистые и неправильные, с внезапными изменениями по простиранию. В большинстве случаев гравитационные сбросы параллельны друг другу (см. рис. 133, А). Встречаются и *ступенчатые сбросы*, при этом высота по одну сторону нескольких параллельных сбросов одинакова. В одних местах сбросы обнаруживают кулисообразное расположение (см. рис. 133, В). В других местах они могут быть радиальными (см. рис. 133, D), сферическими (см. рис. 133, С) или неправильными.

Наиболее замечательные структурные формы, образующиеся в результате сбросообразования, представлены поясами кулисообразных сбросов, наклоненными сбросами, горстами и грабенами.

КУЛИСООБРАЗНЫЕ ГРАВИТАЦИОННЫЕ СБРОСЫ

В некоторых районах гравитационные сбросы обнаруживают *кулисообразный* характер (рис. 163, А). При этом отдельные сбросы простираются под углом примерно в 45° к простиранию всего сбросового пояса. Растяжение действовало в направлении TT' (рис. 163, В), но региональное растяжение, действовавшее в этом направлении, не могло обусловить появление кулисообразного рисунка сбросов. Длинная ось эллипсоида деформации ориентирована на северо-восток (aa' , рис. 163, С). В результате действия пары

сил северный блок перемещался на восток относительно южного и образовались разрывы.

Сбросы этого типа встречаются на северо-востоке штата Оклахома [45]. Пояса, состоящие из нескольких сбросов, простираются меридионально, тогда как большинство отдельных сбросов простирается в направлении от ССЗ до СЗ. Наибольший сброс имеет длину 5,2 км и наибольшую стратиграфическую амплитуду 39 м.

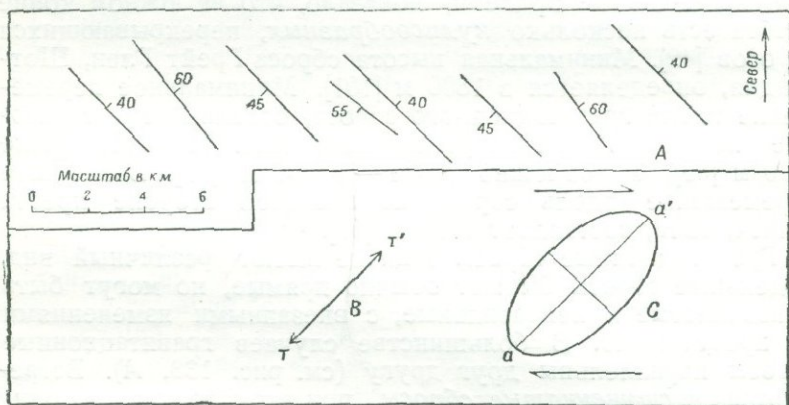


Рис. 163. Кулисообразные сбросы.

А — схематичная карта площади развития кулисообразных сбросов; каждая линия обозначает сброс в несколько километров длиной; угол падения указан в градусах; В — направление действующего растяжения; С — эллипсоид деформации, полученный в результате действия пары сил; трещины растяжения направлены под прямым углом к большой оси эллипсоида aa' .

Подобные кулисообразные сбросы в центральной части штата Монтана простираются в направлении В—ЮВ на протяжении 89,6 км [63]. В районе закартировано более 90 сбросов с северо-западным простираением, и многие из них имеют длину более 8 км, а один сброс — даже более 16 км. Угол падения плоскости сбросов изменяется от 10 до 80°, в среднем он равен 45°; наибольшее значение стратиграфической амплитуды определяется в 150—180 м. Многие сбросы относятся к гравитационным, но некоторые являются взбросами; в последних есть компонент смещения по простираению. Пояса сбросов образуются в результате действия пары сил; как показано на рис. 163, северный блок двигался к востоку относительно южного.

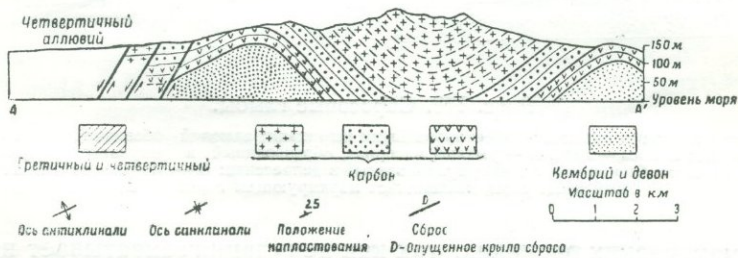
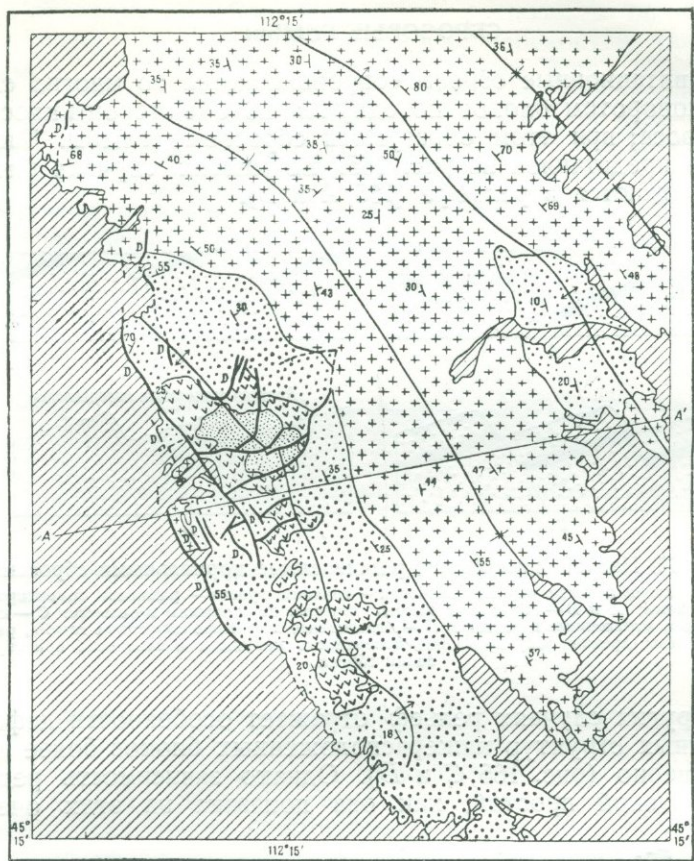


Рис. 164. Сбросовые глыбы (tilted fault block) в горах Оквер, Юга.

СБРОСОВЫЕ ГЛЫБЫ

Гравитационные сбросы сопровождаются во многих случаях поворотом блоков по одну или по обе стороны плоскости сброса; при этом образуются сбросовые глыбы. Такой пример представлен на рис. 165. Во многих случаях блоки не выражаются в рельефе (165, *A* и *B*).

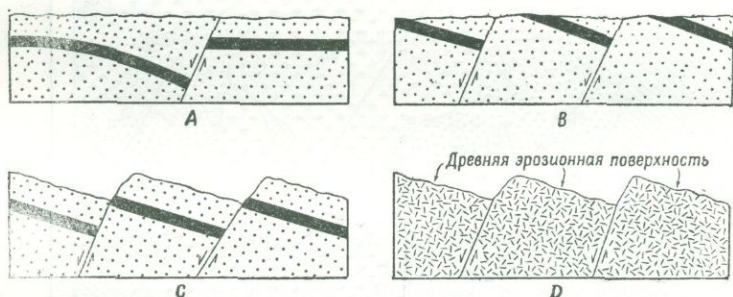


Рис. 165. Наклоненные блоки, расчлененные нормальными сбросами.

Глинистый сланец показан черным, песчаник — точками; гранит — различно ориентированными штрихами; *A* и *B* — сбросовые глыбы, которые не отражены в рельефе; *C* — сбросовые глыбы, отраженные в рельефе; *D* — отраженные в рельефе сбросовые глыбы, развитые в гранитах; древняя денудированная поверхность нарушена и наклонена при образовании сброса.

В других случаях рельеф отражает особенности деформационных структур нижерасположенных блоков более или менее верно (рис. 165, *C* и *D*). Однако зависимость редко бывает такой простой, как она показана на этих очень

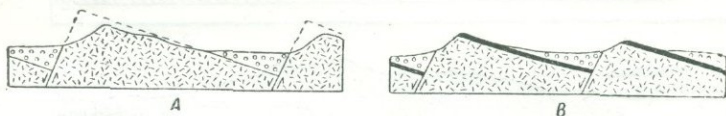


Рис. 166. Сбросовые глыбы.

Граниты показаны различно ориентированными штрихами; аллювий обозначен кружочками; черная полоса — лава. *A* — рыхлый материал, образованный в результате денудации верхней части блоков сброса, аккумулятивный в депрессиях; *B* — нарушенный и наклонный пласт лавы, являющийся маркирующим горизонтом.

схематических рисунках, так как денудация захватывает наиболее высокие площади, а образующиеся обломки пород отлагаются в долинах (рис. 166, *A*). В этих случаях горы, возвышающиеся над долинами, являются одной из разновидностей *глыбовых гор*. Некоторые глыбовые горы являются горстами.

Сбросовые глыбы легче всего распознать по наклону одной или нескольких определенных плоскостей, таких, например, как плоскости напластования (рис. 165, А, В, С). В некоторых случаях древняя денудированная поверхность может быть нарушена сбросами и наклонена (рис. 165, D). Такие денудированные поверхности могут оказать особенно большую услугу в тех районах, где субстратом служат гранитные породы, или там, где пласты сильно деформированы до периода сбросообразования. В некоторых горных местностях тонкий поток лавы может служить маркирующим горизонтом, и по нему устанавливаются разрыв и наклон блоков (рис. 166, В).

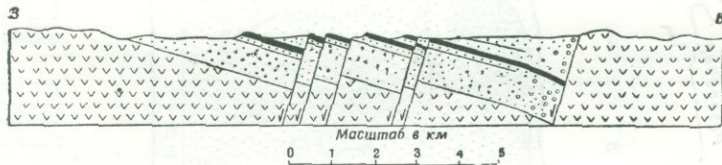
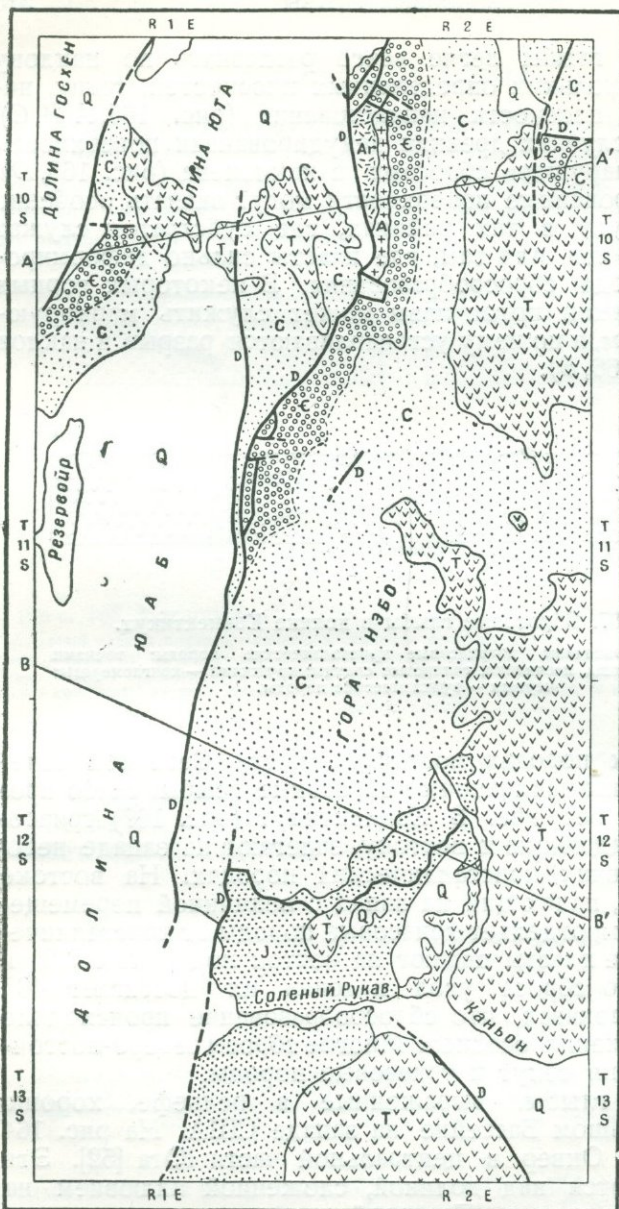


Рис. 167. Сбросовые глыбы в долине Коннектикут.

Галочками обозначены дотриасовые кристаллические породы; точками обозначены аркозы, песчаники, глинистые сланцы; кружками — конгломераты; черным — вулканические породы.

В триасовых породах восточной части Северной Америки обнаружены наклоненные сбросовые глыбы, слабо проявляющиеся в рельефе. В Коннектикут (рис. 167) триасовые породы, падающие к востоку, залегают на западе несогласно на древних кристаллических породах. На востоке большой сброс, падающий на запад с величиной перемещения более 3900 м, отделяет триасовые породы от кристаллических. Триасовые пласты падают на восток под углом 20° , и лишь у самого сброса угол падения их достигает 40° . Лонгвелл [83] показал, что сбросообразование происходило во время отложения осадков. Многие сбросы северо-восточного простирания секут и триасовые породы.

Сбросовые глыбы, выраженные в рельефе, хорошо развиты в Большом Бассейне на западе США. На рис. 164 показан хребет Оквер в центральной части Юга [52]. Эти горы возвышаются над долиной, сложенной аллювием на востоке, юге и западе. Палеозойские породы приподняты и смяты в широкие открытые складки, оси которых простираются на северо-запад. Западный склон хребта нарушен серией сбросов, многие из которых простираются на северо-северо-запад. Там, где сбросы действительно наблюдались,



Условные
обозначения



Четвертичный



Третичный



Юра и триас



Карбон



Кембрий



Альгонкий



Архей

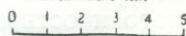


Гравитационный сброс
D - Опущенное крыло



Надвиг
T - Надвинутое крыло

Масштаб в км



Р и с. 168. Геологическая карта района сбросовой глыбы в южной части гор Васатч, Юта.

Поперечные разрезы по линии AA' и BB' даны на рис. 169.

падение склона хребта изменялось от 40 до 64° и в среднем равно 57°. Во всех случаях висячий бок опускался вниз относительно лежащего. Максимальная замеренная стратиграфическая амплитуда вдоль наиболее длинного сброса равна 4500 м. Максимальное смещение могло происходить вдоль самого юго-западного сброса, но опущенный блок погребен под аллювием.

Условия, при которых обнажается внутреннее строение хребта на западной стороне гор, представлены на карте

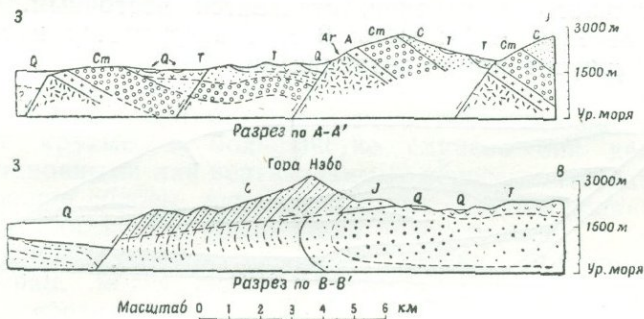


Рис. 169. Поперечные разрезы южной части хребта Васатч, Юта, по линиям AA' и BB' , указанным на рис. 168.

Ar — архей; A — альгонкий; St — кембрий; C — карбон; J — триас и юра; T — третичный, Q — четвертичный.

(см. рис. 164). Уступ подножья высотой в 12 м сечет аллювий и свидетельствует о некотором движении. Однако обычно сбросы плохо выражены в рельефе (см. поперечный разрез на рис. 164) и склоны треугольной формы развиты слабо. Эти факты указывают на то, что интенсивная денудация изменила все существовавшие ранее уступы.

Очевидно, блок был приподнят вверх вдоль сбросов на тысячи метров относительно долин, расположенных западнее. Эрозионная поверхность, которая образовалась на месте хребта до сбросообразования, была наклонена к востоку под углом, равным примерно 4°.

Хребет Васатч в Юта, представленный сбросовыми глыбами [42], ограниченными сбросами, показан на рис. 168—170. Горы Васатч простираются на север от Сальт-Криик в южной части района, представленного на рис. 168. Долина Юаб, лежащая к востоку от горы Нэбо, являющейся наивысшей точкой этой части хребта Васатч, покрыта четвертичным аллювием толщиной в сотни метров.

Юрские и более древние породы в горах были сильно деформированы в ларамийскую фазу складчатости в конце

мела; поэтому третичные и четвертичные породы лежат несогласно на древних породах (см. гл. 3). Гора Нэбо эродирована на восточном крыле опрокинутой антиклинали, как показано на разрезе BB' (рис. 169), где более молодые юрские породы падают под древние каменноугольные породы. Надвиг, имеющий значительную ширину, но с небольшим перемещением, сечет лежащее крыло. По направлению к северу пласты перевернуты менее значительно; падение их постепенно изменяется от перевернутого на западе до вертикального и, наконец, становится восточным. Вдоль линии сечения AA' хребта Васатч вскрывается восточное неперевёрнутое крыло антиклинали.

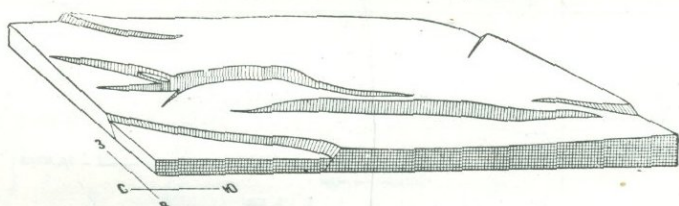


Рис. 170. Схематическая блок-диаграмма сбросов южной части хребта Васатч, зарисованная с запада. Поверхность блока является произвольной и в основном горизонтальной.

Сбросы, характер которых виден на карте, значительно моложе, чем антиклиналь и взброс. Вдоль линии разреза BB' один большой сброс ограничивает хребет на западе. Однако дальше к северу другие сбросы расположены, повидимому, кулисообразно в восточном направлении; в северной части разреза AA' представлен сброс, ограничивающий хребет с запада. Две плоскости сбросов падают под углом 50° на запад. Перемещение по главному сбросу определяется в 1950—2340 м. На рис. 170 представлена блок-диаграмма, на которой показаны сбросы, находящиеся в западной части района. Передняя часть блока соответствует западной части геологической карты (рис. 168). На блок-диаграмме очень схематично показаны кулисообразные сбросы. Поверхность этого блока является произвольной горизонтальной плоскостью, и фактически в районе такой поверхности нет.

Многие признаки указывают на наличие сбросов. Можно наблюдать не только плоскости сбросов, но и хорошо развитые склоны треугольной формы и уступы подножий, секущие аллювиальные конусы, — факты, свидетельствующие о наличии движений.

До сбросообразования район был уже расчленен и имел отметки, превышающие 900 м [41]. Эрдлей вычислил, что блоки, ограниченные сбросами, были наклонены к востоку под углом от 3 до 4°.

ГРАБЕНЫ И ГОРСТЫ

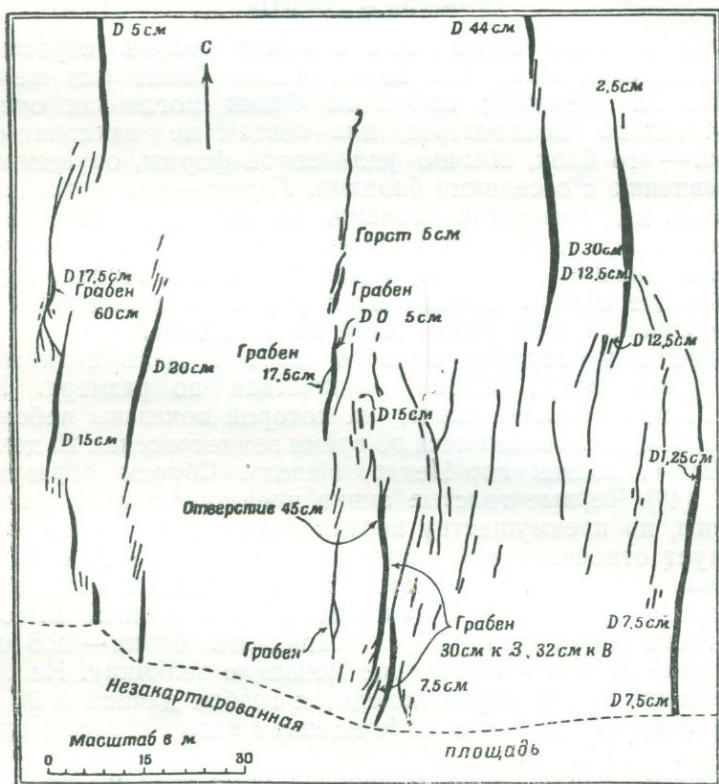
Многие блоки ограничены с обеих сторон сбросами, по которым происходили перемещения более или менее одинаковых размеров; при этом блоки могли или очень незначительно наклоняться, или совсем не наклоняться. *Грабен* — это блок, обычно удлиненной формы, опущенный по сравнению с соседними блоками. *Горст* — это блок, поднятый над соседними блоками. Ограничивающие сбросы обычно крутые, в большинстве случаев они являются гравитационными или вертикальными сбросами. Иногда ограничивающие сбросы описываются как крутые надвиги, но обоснованность этих наблюдений недостаточна.

Грабены и горсты, подобно другим дизъюнктивным структурам, могут сильно различаться по размеру. На рис. 171 представлена карта, на которой показаны небольшие сбросы, образовавшиеся во время землетрясения 20 декабря 1932 г. вблизи гор Цедар, Невада. Сбросы образуют грабен [48]. Черные толстые линии представляют открытые трещины, по преимуществу вертикальные, толщина их соответствует относительной ширине трещин, которая, однако, преувеличена. В северо-восточном углу карты находится небольшой грабен, 10 м ширины и 40 м длины. Высота восточного блока равна 30 см, западного блока — 12,5 см. Некоторые грабены имеют еще меньшую величину. На юге центральной части карты находится грабен длиной в 36 м, шириной от 1,5 до 6 м и со смещением вдоль сбросов, примерно равным 0,3 м.

На плато Васатч, Юта, многочисленные грабены простираются в меридиональном направлении и секут полого падающие мезозойские и кайнозойские пласты. Один из них — грабен долины Иеос — имеет длину более 96 км и ширину от 3,2 до 4 км [115]. Кулисообразные сбросы на северном конце грабена (рис. 172) образовались во время землетрясения в горах Цедар (см. рис. 171). Максимальное смещение по сбросам грабена внутри хребта варьирует от 450 до 900 м, в районе, представленном на рис. 172, оно равно от 420 до 480 м. Сбросы здесь непосредственно не наблюдаются, но некоторые факты свидетельствуют о их крутом падении.

Геологическая карта и структурный разрез участка с аналогичными структурными особенностями другой части плато

Васатч, грабена Музиниа [114], показаны на рис. 173. Здесь сбросы непосредственно не наблюдаются, но углы падения их плоскостей очень круты. Смещение вдоль восточного сброса возрастает с юга на север; на южном конце карты оно равно 150 м, на поперечном разрезе *ABC*—390 м. В север-



Р и с. 171. Трещины, горсты, грабен, образованные в результате землетрясения в горах Цедар, Невада.

Черные линии — открытые трещины; толщина линий (не в масштабе), соответствует относительной ширине трещин; *D* — опущенные крылья трещин; величина дана в сантиметрах.

ном конце карты смещение увеличивается до 750 м. Смещение вдоль западного сброса на структурном разрезе *ABC* равно 600 м. Особенностью грабена является наличие центрального горста, ширина которого увеличивается по направлению к северу и уменьшается на юге.

Размеры некоторых наиболее крупных грабенов Европы и Африки показаны на рис. 177, где сбросы даны в схеме [32].

Грабен Рейна имеет длину 288 км и ширину от 32 до 40 км. Восточный ограничивающий его сброс, вскрытый в тоннеле, падает под углом 55° на запад и зани-

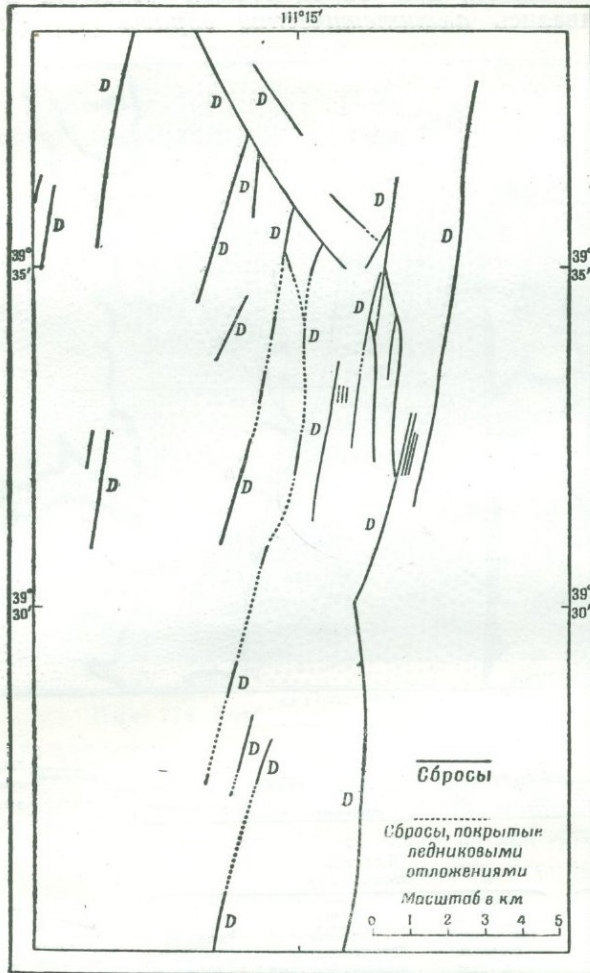


Рис. 172. Пример гравитационных сбросов на северном конце грабена долины Икос, Юта. *D* — опущенное крыло.

мает зону дробления шириной 15 м. Главная часть Большого грабена на востоке от озера Виктория, в Африке, имеет примерно 4800 км длины и более 365 км ширины.

Величина смещения вдоль сбросов, ограничивающих грабен Ньясса, составляет более 2400 м.

В грабене, полученном экспериментальным путем при растяжении глины, при определенных условиях повсеместно развивались *антитетические сбросы* [32] (antithetic

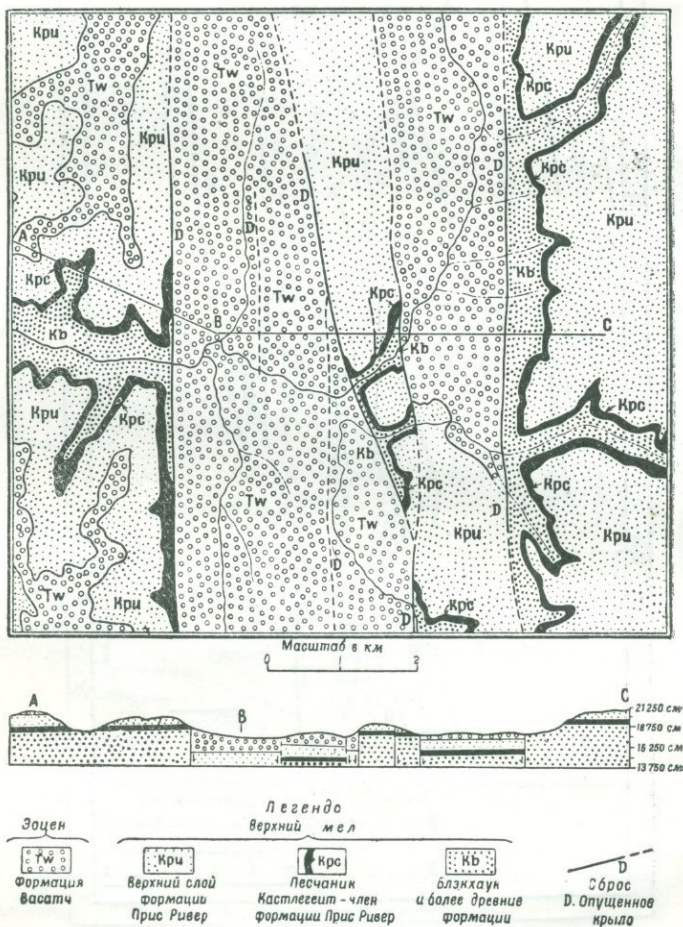


Рис. 173. Грабен Музиния, Юта.

faults). Сбросы падают по направлению к главному сбросу (рис. 174), но перемещение вдоль них имеет преимущественно гравитационный характер. Такие антитетические сбросы видны в стенках тоннеля, пересекающего восточный сброс, ограничивающий Рейнский грабен.

Ширина горста изменяется в размерах от нескольких сантиметров до нескольких километров. Маленький горст показан на севере центральной части на рис. 171. Горст, занимающий центральную часть грабена Музиния (рис. 173), имеет более 12,8 км в длину и максимум 6 км в ширину; смещение вдоль ограничивающего сброса равно от 300 до 450 м.

Горы Руби-Ист Гумбольдт, Невада (рис. 175), представлены серией больших горстов, простирающихся в северо-

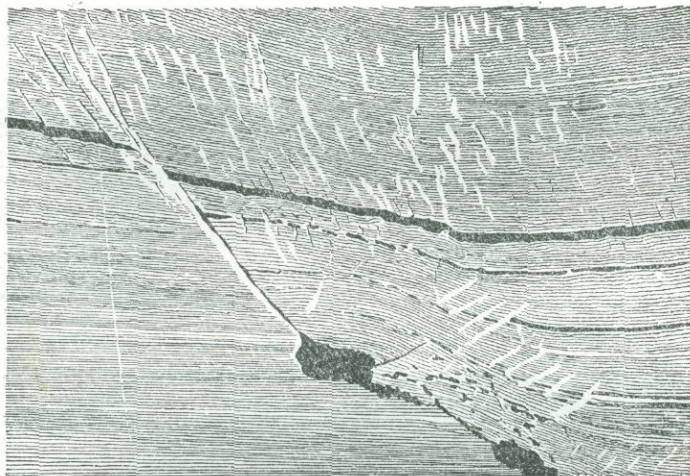


Рис. 174. Край искусственного грабена.

Грабен получен благодаря способности глины сжиматься. Основной сброс и множество вспомогательных сбросов падают направо. Антитетические сбросы падают налево. Все сбросы гравитационного типа.

северо-восточном направлении на протяжении более 848 км и имеющих ширину 11,2 км [112]. Сбросы, ограничивающие хребет, являются гравитационными и падают в сторону от гор под углом от 60 до 70°. Смещение по восточным сбросам равно 1650—1800 м, тогда как по западным сбросам оно равно всего лишь 600 м. Хребет приурочен к горсту, наклоненному на запад. Для доказательства наличия сбросов можно применить критерии, описанные в гл. 9: внутреннее строение хребта вскрыто на переднем крае гор; уступы подножий высотой в 60 м секут коренные породы, аллювий и гляциальные морены; склоны треугольной формы обнажаются на западной стороне хребта, а в двух местах обнажается и плоскость сброса.

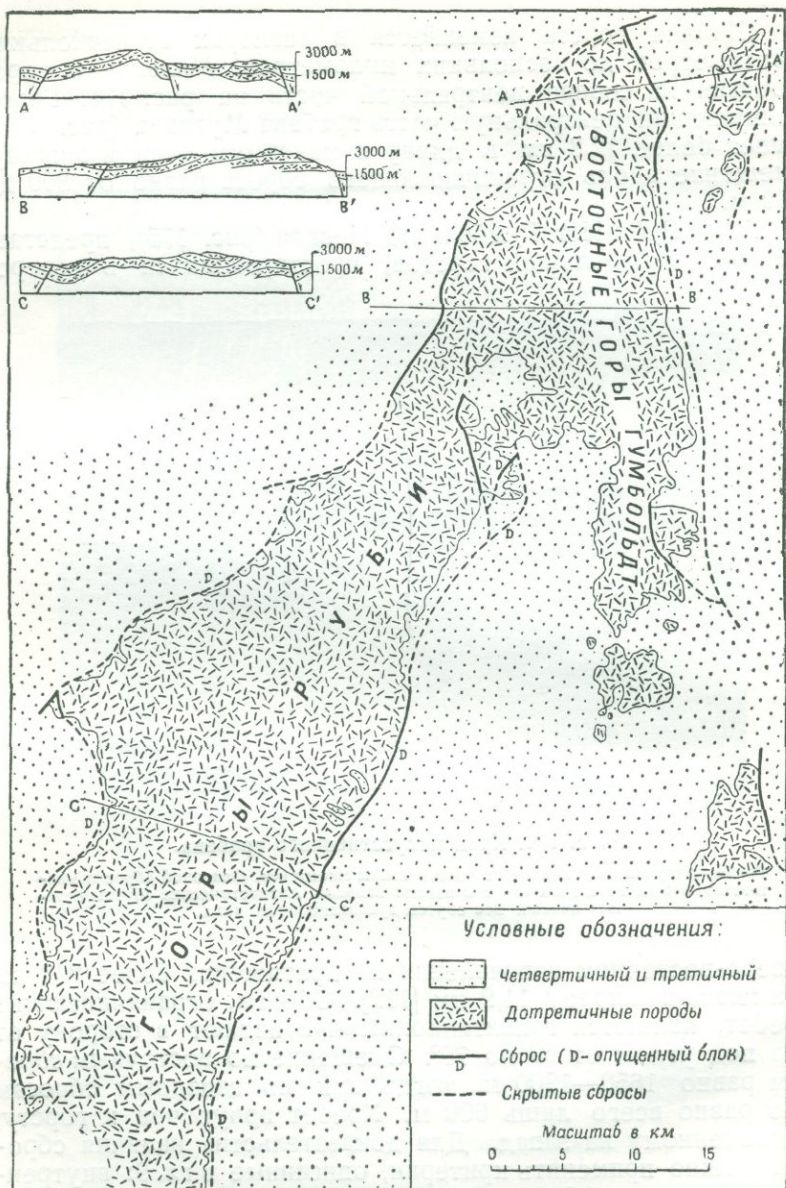


Рис. 175. Горст в хребте Руби-Ист-Гумбольдт.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ СБРОСООБРАЗОВАНИЯ

Движение по сбросу по своему характеру периодически. Период сравнительно быстрых движений сменяется большим интервалом спокойствия, в течение которого денудация частично или полностью уничтожает проявление сброса в рельефе. В возобновляющемся цикле быстрых движений может возникнуть новый уступ.

Рис. 176 иллюстрирует периодический характер движений по сбросу Хьюррикен, Юта и Аризона [46]. Этот сброс

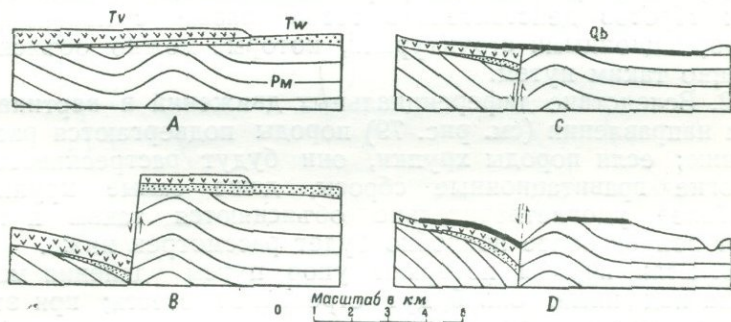


Рис. 176. Развитие сброса Хьюррикен, Юта и Аризона.

Pм — палеозойские и мезозойские породы; *Tw* — формация Васагч (эоцен); *Tв* — миоценовые (?) вулканические породы; *Qб* — базальт (четвертичный), *A, B, C и D* последовательные стадии развития.

простирается на 272 км в северо-восточном направлении, и смещение по нему варьирует от 450 до 3000 м. После вулканических извержений в миоцене (?) (рис. 176, *A*), в конце миоцена или плиоцена образовался сброс Хьюррикен и западный блок опустился на 2400 м относительно восточного блока (рис. 176, *B*). В последующий период относительного покоя проявление сброса в рельефе было уничтожено и поверхность рельефа стала полой. В четвертичное время на эту поверхность изливались базальты (рис. 176, *C*). Во время последних нарушений, которые происходили в четвертичное время, западный блок был опущен на 210—300 м (рис. 176, *D*).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ СБРОСОВ

Природа сил, образующих гравитационные сбросы, является предметом споров. Однако очевидно, что образование гравитационных сбросов связано с растяжением в

породах. При опускании всякого бока вниз относительно лежащего общая площадь блоков увеличилась. Исходя из предположения, что растяжение обуславливает появление трещин, многие геологи делают вывод, что сбросы образуются при растяжении. Это не исключает возможности того, что растяжение косвенным образом является результатом сжимающих, вращательных или скручивающих сил.

Среди различных предположений, объясняющих происхождение растяжения, заслуживают внимания следующие:

1. Если ядро земли увеличивается в объеме, земная кора подвергается растяжению [19]. Большая часть гравитационных сбросов действительно тесно связана с локальными деформационными структурами, которые можно объяснить именно таким путем.

2. Вследствие дифференциальных движений в вертикальном направлении (см. рис. 79) породы подвергаются растяжению; если породы хрупки, они будут растрескиваться. Многие гравитационные сбросы, даже самые крупные, наиболее удовлетворительно объясняются таким путем. Этот вопрос более подробно будет рассмотрен ниже.

3. Если породы потеряют упор путем удаления материала под ними, они будут стремиться осесть; при этом развиваются растягивающие напряжения.

4. Полевые наблюдения показывают, что сбросообразование часто следует за складчатостью, — это наводит на мысль, что растягивающие силы начинают действовать при ослаблении сжимающих сил.

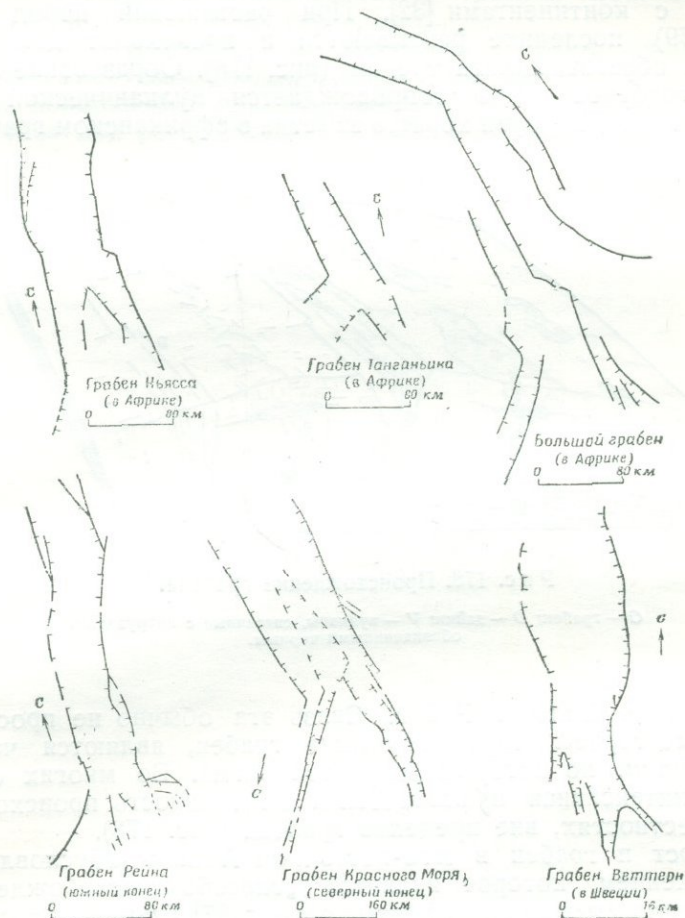
5. Горизонтальное движение масс пород может обуславливать появление пар сил, при действии которых в некоторых направлениях происходит растяжение.

6. При волнообразных колебаниях при землетрясениях породы подвергаются периодическому действию сжатия и растяжения. Этим можно объяснить образование некоторых гравитационных сбросов. Однако очевидно, что сбросы, образованные таким образом, не пользуются широким распространением.

Дискуссии о происхождении грабенов [124] касаются и вопроса о происхождении гравитационных сбросов. Маленький грабен, показанный на рис. 171, образовался в результате растяжения. Зияющие трещины являются неоспоримым доказательством того, что породы подвергались растяжению. Растягивающие силы действовали в северо-западном направлении. Растяжение вызвано парой сил, благодаря которой породы в северо-западной части района двигались на юго-восток относительно пород, находящихся в юго-западной части района.

Происхождение маленьких грабенов в подножье большого сбросового уступа было описано выше.

Некоторые грабены в вулканических районах возникали, повидимому, в результате оттока лавы. На восточном конце



Р и с. 177. Общие примеры некоторых крупных грабенов.

Стрелки показывают направление севера, который находится не вверху страницы.

Гавайского острова маленький грабен был образован в 1924 г. Грабен имеет ширину в 1,6 км; в результате движений, продолжавшихся несколько дней, он достиг длины в 8,0 км. Смещение северо-восточного бока равно 3—3,6 м,

противоположного — 0,3—0,6 м. Подобные структуры — депрессии оседания — будут описаны ниже.

Многие грабены, и большие и маленькие, связаны с плато и куполами, часть которых по своим масштабам соизмеримы с континентами [32]. При растяжении пород (см. рис. 79) последние разрываются и происходит движение вдоль образовавшихся трещин (рис. 178). Образование больших грабенов часто сопровождается вулканической деятельностью, которая хорошо заметна в африканском грабене,

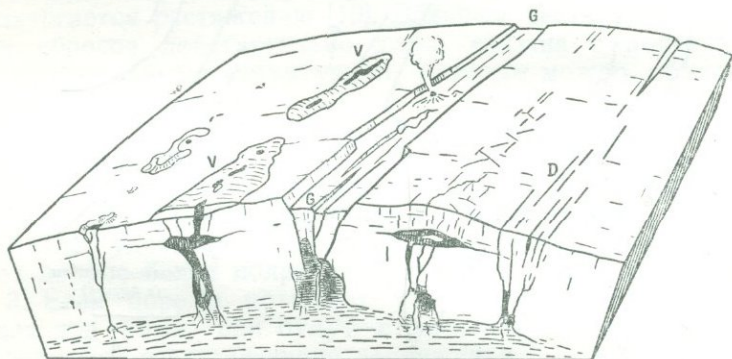


Рис. 178. Происхождение грабена.

G — грабен; *D* — дайки; *V* — вулканы, связанные с интрузиями, обозначенными черным.

в грабенах Осло и Рейна. Связь эта обычно не простая; главные сбросы, ограничивающие грабен, являются часто трещинами, по которым движется магма. Во многих случаях интенсивная вулканическая деятельность происходит в окрестностях, вне пределов грабена (рис. 178).

Горст и грабен в юго-восточном Айдахо обусловлены растяжением, которое является „способом освобождения перерастянутых или пересжатых пород“ [87]. Глыбовые горы — как наклоненные блоки, так и горсты, — имеют происхождение, аналогичное грабенам. Хотя некоторые из них могут быть образованы при растяжении, которое следует за сжатием во время складкообразования, большинство же, повидимому, образуется в результате растяжений при вертикальных движениях. Такие куполообразные площади нарушены трещинами, вдоль которых происходят дифференциальные движения. В некоторых старых гипотезах предполагалось, что вначале происходит куполообразование,

которое затем сменяется разрушением. Однако очевидно, что куполообразование и складчатость могут происходить одновременно. Если образование куполов продолжается после образования многочисленных трещин, одни блоки будут подниматься, а другие оседать.

Причины вертикальных движений — вопрос спорный. Согласно гипотезам Джильберта и Гиллюли, хрупкие слои вблизи поверхности приспособляются к складкам, образующимся при региональном сжатии в глубоко залегающих слоях [52].

ВТОРИЧНАЯ СЛАНЦЕВАТОСТЬ И ЛИНЕЙНАЯ ОРИЕНТИРОВКА

ВВЕДЕНИЕ

Сланцеватостью или *сланцеватой структурой* [88] (foliation or foliation structure)¹ называется способность пород раскалываться вдоль почти параллельных поверхностей. В некоторых породах сланцеватость является первичной особенностью, унаследованной со времени их образования. Многие осадочные породы, особенно мелкозернистые, отличаются параллельной слоистостью, которую часто называют *тонкой слоистостью* (bedding fissility). Тонкая слоистость образуется в результате различия в размере зерен или в составе частиц в разных слоях или благодаря наличию пластинчатых и удлинённых зерен, более или менее параллельных наслоению. Многие изверженные породы как интрузивные, так и эффузивные обладают первичной сланцеватостью (primary foliation); последняя будет рассмотрена в гл. 16.

В настоящей главе будут рассматриваться исключительно те сланцеватые структуры, которые имеют вторичное происхождение и развиваются в течение долгого времени, часто в продолжение миллионов лет после формирования пород. Такие слоистые структуры могут развиваться в осадочных, изверженных и метаморфических породах.

Кливаж [81] пород в отличие от *спайности в минералах* (mineral cleavage) это способность пород раскалываться вдоль параллельных поверхностей вторичного происхождения (фото XV). Часто в породах кливаж наклонен к напластованию, но в некоторых случаях он может быть и параллелен напластованию. *Сланцеватость* (schistosity) — термин, употребляемый для различного типа кливажа в породах, которые в достаточной степени перекристаллизованы, чтобы быть названными *кристаллическими сланцами* или *гнейсами*. Так, вторичная сланцеватость глинистых сланцев называется *кливажем*, а подобная текстура в слюдистом сланце *сланцеватостью*. Очевидно, есть переходные

¹ Под термином foliation автор понимает план — параллельную ориентировку, а в термин schistosity вкладывает генетическое понятие. Так как у автора эти два термина не всегда строго разграничены, мы вынуждены переводить их одним термином *сланцеватость*. (Прим. перев.)

породы, для которых любой из этих терминов может быть применен.

Кливаж и сланцеватость измеряются тем же способом, как и напластование. Простираание — это направление горизон-



Фото XIV. Сброс, секущий пласт формации Санта Фэ,
Рио Пуэрко, Нью Мексико.

тальной линии в плоскости кливажа; угол падения — угол между плоскостью кливажа и горизонтальной плоскостью, измеряемый под прямым углом к простираанию (см. рис. 16). На геологических картах для кливажа и сланцеватости употребляются специальные обозначения. Так как эти

обозначения не стандартны, каждый раз необходимо смотреть на легенду на карте для того, чтобы понять систему обозначения. В одном типе обозначения (*a*, *b* и *c* на рис. 179, *B*) длинная линия указывает простирание, а треугольник пока-

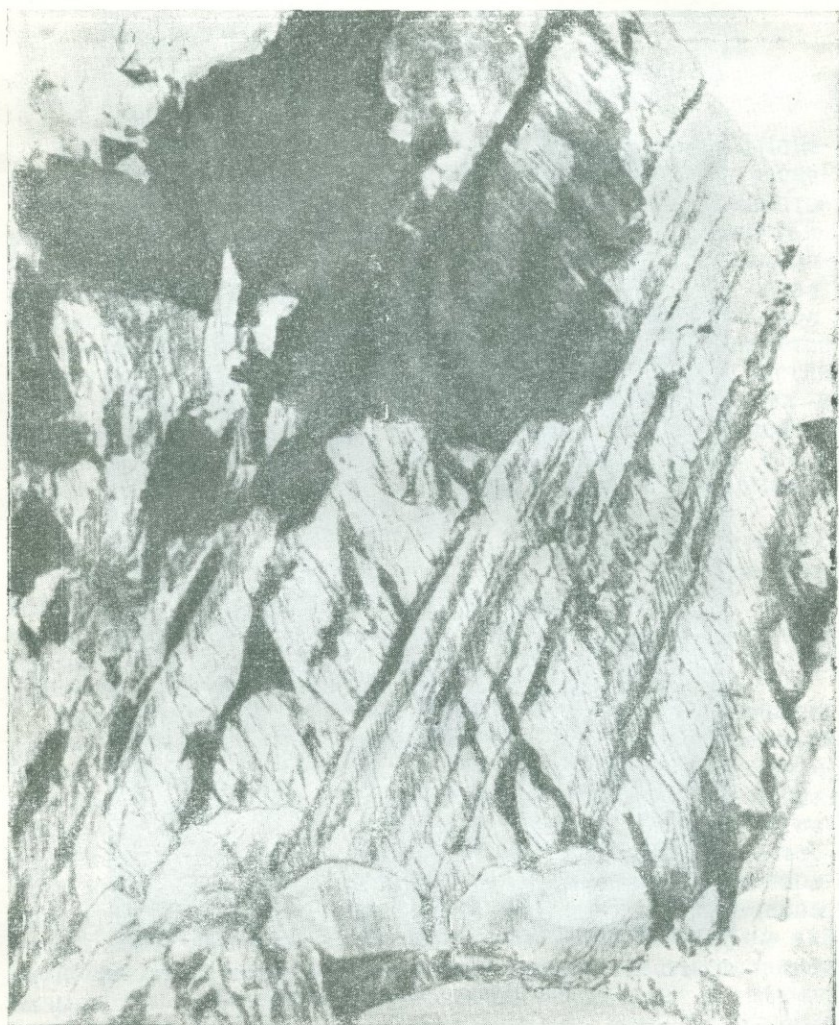


Фото XV. Кливаж напластования падает под углом 60° налево. Кливаж течения в аргиллитовых пластах падает под углом 85° направо. Кливаж разлома в песчаных пластах падает под углом 60° направо. Анализ взаимоотношения кливажа и напластования показывает, что пласты кровли и ось синклинали находятся слева.

зывает направление падения; величина падения указывается цифрой. Знак *a* соответствует простиранию кляважа (или сланцеватости) под азимутом 45° на северо-восток и падению под углом 30° на северо-запад. Знак *b* соответствует вертикальному кляважу с простиранием на северо-восток 45° . Знак *c* соответствует горизонтальному кляважу. На многих старых картах употребляются различные обозначения; знак *d* на рис. 179, В соответствует кляважу с простиранием на северо-восток 45° и падением под углом 40° на северо-запад.

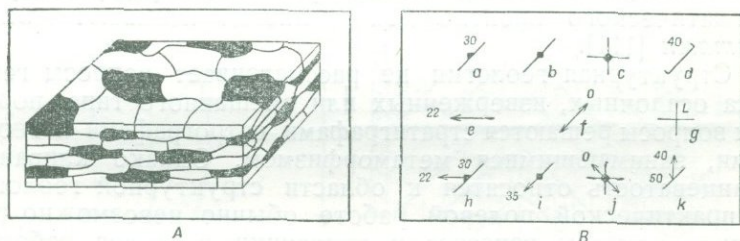


Рис. 179. Кляваж течения и обозначения его на картах.

A — кляваж течения, обусловленный параллельной ориентацией пластинчатых минералов. Черным показан биотит или хлорит; белым — полевой шпат и кварц. *B* — обозначения на картах: *a* — угол падения кляважа, равен 30° СЗ; *b* — вертикально-ориентированный кляваж, простирание в направлении СВ 45° ; *c* — горизонтально-ориентированный кляваж; *d* — другой тип обозначения соответствует кляважу, падающему под углом 40° на СЗ; *e* — погружение линейной ориентировки (lineation plunging) под углом 22° на запад; *f* — горизонтальная проекция линейной ориентировки, простирание в направлении СВ 45° ; *g* — вертикальная проекция; *h* — кляваж, падающий под углом 30° на СЗ; линейная ориентировка, погружающаяся под углом 22° к западу; *i* — вертикально-ориентированный кляваж, линейная ориентировка, погружающаяся под углом 35° на ЮЗ; *j* — горизонтальная слоистость, горизонтальная линейная ориентировка, простирание в направлении СЗ 45° ; *k* — напластование, падающее под углом 50° на СЗ; линейная ориентировка, погружается под углом 40° на север.

Кристаллический сланец (schist) — метаморфическая порода, которая обладает сланцеватостью, но у которой отдельные слои имеют один и тот же минеральный состав. *Гнейс* — метаморфическая порода, которая характеризуется наличием перемежающихся слоев, обычно в несколько миллиметров или сантиметров толщины, имеющих различный минералогический состав. Нередко одни слои обогащены светлоцветными минералами, другие — темноцветными. Прослои могут либо обладать сланцеватостью, либо нет. *Парасланцы* и *парагнейсы* являются соответственно кристаллическими сланцами или гнейсами, образовавшимися из осадочных пород. *Ортосланцы* или *ортогнейсы* — это соответственно кристаллические сланцы и гнейсы, образовавшиеся из изверженных пород. *Метаосадочные, метавулканические и метаизверженные* породы — это метаморфические породы, происшедшие соответственно из осадочных, вулканических, эффузивных

и изверженных пород. Метаморфический сланец, произошедший из глинистого сланца, является метаосадочной породой; иной термин в этом случае применять нельзя. Слюдистый сланец, произошедший из глинистого сланца, называется или метаосадочной породой, или парасланцем. Мрамор, не имеющий сланцеватости, является метаосадочной породой, и его нельзя назвать никаким другим термином. Породы, которые образуются при инъекции тонких слоев магмы в древние метаморфические породы или при частичном замещении древних метаморфических пород растворами магматического происхождения, иногда называют *мигматитами* [111].

Структурная геология не рассматривает вопросы генезиса осадочных, изверженных или смешанного типа пород; эти вопросы решаются стратиграфами, петрографами и геологами, занимающимися метаморфизмом. Однако кливаж и сланцеватость относятся к области структурной геологии. В практической полевой работе обычно невозможно разделить вопросы генезиса и тектоники, и геолог, работающий в кливажированных и сланцеватых породах, должен быть хорошо осведомлен в вопросах тектоники, метаморфизма и петрографии.

Главные вторичные структуры сланцеватости можно классифицировать на кливаж течения (*flow cleavage*), кливаж разлома (*fracture cleavage*), кливаж скалывания (*shear cleavage*) и кливаж напластования (*bedding cleavage*). В некоторых случаях термин *сланцеватость* будет соответствовать термину *кливаж*; отличительные признаки их будут описаны ниже.

ТИПЫ КЛИВАЖА

Кливаж течения

Кливаж течения, который иногда называют *кливажем сланцеватости* и *кливажем осевой плоскости*, обусловлен параллельной ориентацией пластинчатых минералов, таких, как слюды и хлориты (см. рис. 179), или удлиненных минералов, таких, как роговая обманка. Плоскости кливажа секут всю породу и отстоят друг от друга на расстоянии долей миллиметра. Они образуют прямые углы с наименьшей осью эллипсоида деформации; другими словами, они лежат в плоскости, в которой лежат средняя и наибольшая оси деформации. На рис. 180, А кливаж течения параллелен плоскости AA' . При простом сжатии кливаж течения будет перпендикулярен сжимающей силе, а если действует пара сил, кливаж течения будет наклонен к направлению дефор-

мирующих сил. Во всех случаях можно установить зависимость между положением кливажа и эллипсоидом деформации. Поскольку осевые плоскости складок в основном перпендикулярны к наименьшей оси деформации, кливаж течения будет параллелен осевым плоскостям складок, как показано на рис. 180, В. Значение и практическое применение этого положения будет рассмотрено ниже.

Кливаж течения образуется в результате пластической деформации. Масса породы изменяет форму, укорачиваясь

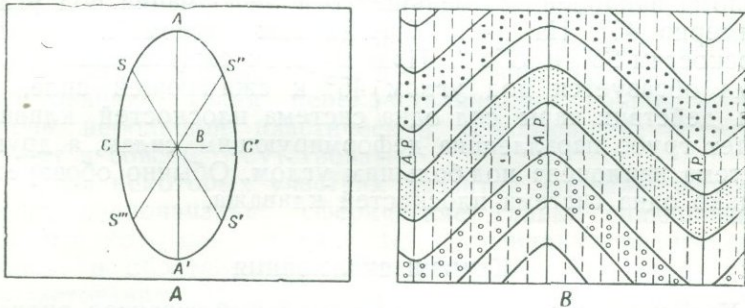


Рис. 180. Кливаж течения.

А — кливаж течения ориентирован под прямым углом к малой оси CC' в эллипсоиде деформации; он проходит через большую AA' и среднюю (B) оси деформации; последняя перпендикулярна к плоскости бумаги; кливаж разлома и кливаж скальвания (shear cleavage) развиваются в основном параллельно плоскости, обозначенной SS' и SS'' ; В — структурный разрез складки. Кливаж течения, обозначенный вертикальными пунктирными линиями параллелен осевым плоскостям (AP) складок.

в направлении, перпендикулярном к кливажу, и удлиняясь в направлении, параллельном последнему. Внутренние изменения в породе аналогичны тем, которые бывают при пластической деформации, когда происходит дробление и вращение зерен, скольжение и перекристаллизация. Пластинчатые и удлиненные минералы вращаются, располагаясь под прямым углом к меньшей оси деформации. Отдельные минералы при скольжении изменяются в форме (см. рис. 13), так что самая короткая ось деформируемого минерала становится параллельной наименьшей оси деформации. Новые пластинчатые минералы, которые образуются при перекристаллизации, будут ориентированы так, что короткая сторона их будет параллельна меньшей оси деформации. Образующаяся в результате порода состоит из пластинчатых и удлиненных минералов; более длинные стороны минералов будут лежать в той же плоскости, в которой лежат средняя и наибольшая оси деформации. Порода, очевидно, будет раскалываться наиболее легко параллельно этому направлению.

Кливаж разлома

Кливаж разлома является в сущности тесно сближенной трещиноватостью. Между отдельными плоскостями кливажа можно измерить расстояние. Оно обычно измеряется миллиметрами или сантиметрами. Минералы в породе своими удлиненными сторонами ориентированы не параллельно кливажу. Кливаж разлома — явление скола, которое подчиняется законам сколовых трещин; следовательно, кливаж разлома наклонен к меньшей оси деформации под углом примерно 45° . На рис. 180, А кливаж разлома параллелен плоскостям SS' и $S''S'''$. При простом сжатии кливаж разлома образуется под углом 45° к сжимающей силе, но при действии пары сил одна система плоскостей кливажа будет грубо параллельна деформирующим силам, а другая система наклонена под большим углом. Обычно образуется только одна система плоскостей кливажа.

Кливаж скалывания

Хотя кливаж разлома и имеет сколовый характер, видимое смещение в плоскостях разлома отсутствует. Однако если происходят дифференциальные движения, вдоль трещин образуются маленькие сбросы. Этот кливаж можно называть *кливажем скалывания* или *кливажем смещения*. Пластинчатые минералы могут ориентироваться параллельно кливажу, а новые — кристаллизоваться в плоскости кливажа. При таких условиях кливаж скалывания можно принять за кливаж течения, но его можно отличить, если возможно проследить различные стадии его развития.

Поскольку кливаж скалывания является в сущности кливажем разлома, вдоль плоскостей которого происходит смещение, между эллипсоидом деформации, деформирующей силой и кливажем скалывания обнаруживается такая же связь, как и в случае кливажа разлома.

Кливаж скалывания часто рассматривается как разновидность кливажа разлома, а не как категория, отличная от кливажа разлома.

Кливаж напластования

В некоторых метаморфических породах кливаж параллелен напластованию, следовательно, он может быть назван *кливажем напластования* или *сланцеватостью напластования*. Кливаж, параллельный напластованию, может образоваться в результате: 1 — изоклинальной складчатости,

2 — приспособляемости перекристаллизации, 3 — течения, параллельного напластованию и 4 — метаморфизма нагрузки.

1. Напластование на крыльях изоклинальной складки параллельно осевой плоскости. Так как кливаж течения параллелен осевой плоскости, он будет также параллелен напластованию на крыльях. Но в перегибе таких складок кливаж течения сечет поперек напластование под значительными углами.

2. Однако на многих участках сланцеватость совпадает с напластованием и огибает перегиб складки. Такая сланцеватость, вероятно, является приспособляющейся; во время перекристаллизации породы новые пластинчатые минералы растут длинной стороной в направлении, параллельном напластованию. Такая перекристаллизация сопровождается очень небольшой пластической деформацией; последняя может и совсем отсутствовать.

3. На некоторых участках развития кливажа напластования первоначально сферические гальки сплющиваются так, что короткая ось их будет перпендикулярна напластованию; и обратно, гальки могут удлиняться параллельно напластованию. Местами этот тип деформации обусловлен давлением магмы, направленным вверх, более или менее перпендикулярно напластованию. Иной механизм образования будет рассмотрен ниже.

4. Кливаж напластования иногда приписывается метаморфизму нагрузки [36]. Согласно этой гипотезе, вес вышележащих мощных пород оказывает вертикально направленное давление на полого залегающие свиты. Однако такая нагрузка вызвала бы всестороннее давление, по существу являющееся гидростатическим, а такими явлениями, повидимому, нельзя объяснить кливаж напластования.

Геологи, работающие в поле, должны с чрезвычайной осторожностью решать вопрос о параллельности напластования и сланцеватости. При некоторых условиях, при метаморфизме, когда переслаиваются глинистые сланцы и песчаники, более пластические глинистые сланцы могут выжиматься по наклонным плоскостям кливажа, которые секут песчаники. В результате образуется *кливаж по полосчатости* (cleavage banding) (рис. 181, А). Отдельные полосы имеют толщину, равную долям сантиметров или первым сантиметрам. В других породах можно констатировать, что они при интенсивном метаморфизме были нацело перекристаллизованы и светлоокрашенные и темноцветные минералы выделялись в чередующиеся полосы параллельно сланцеватости (рис. 181, В); отдельные полосы имеют толщину, равную долям сантиметров или нескольким сантиметрам. Это можно

называть *полосчатостью ориентировки* (segregation banding). Первоначально порода могла быть однородной, но во время перекристаллизации различные элементы двигались в растворах, стремясь аккумуляроваться в отдельных слоях. Полосчатость ориентировки отличается от пластической инъекции, характерной для кливажа по полосчатости.

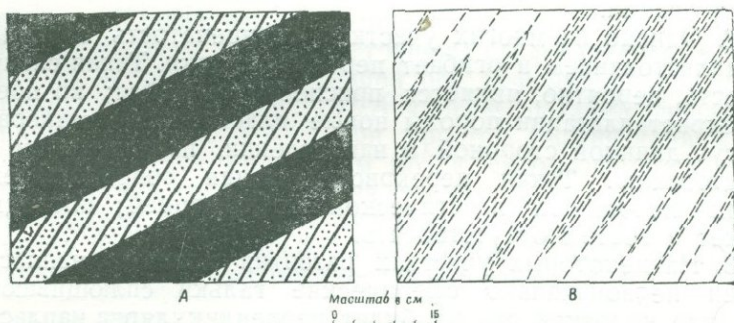


Рис. 181. Кливаж по полосчатости (cleavage banding) и полосчатость ориентировки (segregation banding).

A — полосчатый кливаж. Черным показаны глинистые сланцы, точками — песчаник. Полосчатость падает под углом 25° налево; кливаж падает под углом 60° налево; более пластичный глинистый сланец был вдавнен вдоль кливажа в песчанике, образовав перемежаемость слоев глинистого сланца и песчаника, представляющую как бы ложную слоистость; *B* — кливаж по полосчатости ориентировки. Короткими штрихами показаны слои, богатые темновыми минералами. Белые участки обогащены светлыми минералами. Полосчатость падает под углом 60° налево.

В подобных случаях при распознавании характера полосчатости обычно нельзя применять критерий — различие в составе и текстуре. Если слои, отличающиеся по составу, имеют толщину, равную нескольким сантиметрам или десяткам сантиметров, они, повидимому, представляют полосчатость. В окончательном анализе каждый случай должен решаться отдельно.

Классификация

Приведенное выше рассмотрение сланцеватости удобно свести к нижеприведенной таблице. В целях полноты в нее включены сланцеватые структуры изверженных пород, хотя детальное описание их отнесено к главе 16.

Классификация сланцеватости

А. Первичная.

1. Осадочные породы — тонкая слоистость (bedding fissility).
2. Интрузивные породы — первичная сланцеватость (primary foliation).
3. Эффузивные породы — структура течения (flow structure).

- Б. Вторичная (в породах осадочного и изверженного происхождения).
1. Кливаж течения (flow cleavage); называется также *кливажем сланцеватости* или *кливажем осевой плоскости*.
 2. Кливаж разлома (fracture cleavage).
 3. Кливаж скалывания (кливаж скольжения) (shear cleavage, slip cleavage).
 4. Кливаж напластования (bedding cleavage).

Различная интерпретация кливажа

Многие геологи-тектонисты не признают различия, указанного в предшествующем разделе, между кливажем течения и кливажем разлома. Они полагают, что оба эти типа кливажа являются одним и тем же, образующимся параллельно плоскостям скалывания эллипсоида деформации.

ВТОРИЧНАЯ ЛИНЕЙНАЯ ОРИЕНТИРОВКА

Линейная ориентировка, называемая также *линейным параллелизмом* и *линейной структурой*, именуется так вследствие параллелизма каких-нибудь определенных элементов в породе. Например, порода, в которой длинные оси кристаллов роговой обманки в основном параллельны, будет обладать линейной ориентировкой. Между породами, не обладающими линейной ориентировкой и обладающими очень хорошо выраженной линейной ориентировкой, существуют переходные типы. В одних породах длинные оси у 90% кристаллов роговой обманки могут лежать под углами в несколько градусов друг к другу; такой отчетливый линейный параллелизм обнаружить очень легко. В других породах длинные оси кристаллов роговой обманки могут быть ориентированы в различных направлениях в породе; в таком случае *линейная ориентировка будет отсутствовать*.

Изверженные породы могут обладать *первичной линейной ориентировкой*, т. е. линейной ориентировкой, обусловленной течением магмы. Хотя линейная ориентировка в метаморфических породах может быть унаследована от первоначально существовавших пород, значительно чаще она является вторичной особенностью, развившейся во время последующей деформации. Сейчас мы будем рассматривать только *вторичную линейную ориентировку* и ради краткости повсюду в последующих разделах этой главы будем употреблять выражение просто *линейная ориентировка*.

Линейная ориентировка может встречаться одновременно со слоистостью или без нее; порода, не обладающая кливажем и сланцеватостью, может, тем не менее, обладать

линейной ориентировкой. Однако чаще линейная ориентировка ассоциирует со слоистостью и линейные элементы параллельны плоскости кливажа или сланцеватости.

Линейная ориентировка может выражаться различными путями. Удлиненные или „вытянутые“ гальки или валуны являются одним из наиболее ярких признаков линейной ориентировки (рис. 182, А). Каждая галька представляет собой неправильный эллипсоид, наибольшая часть которого может

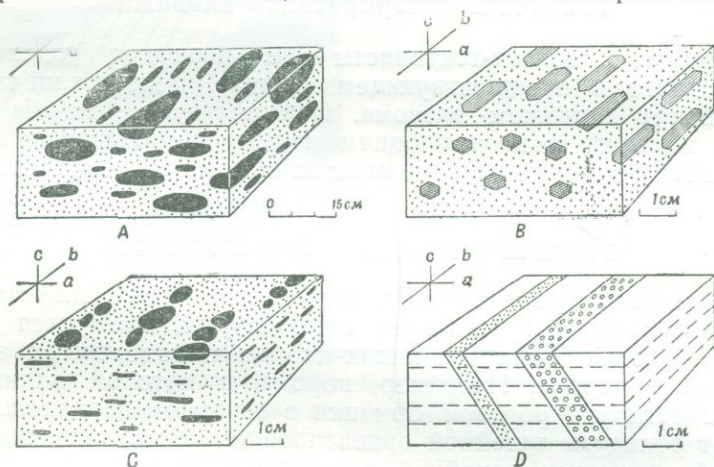


Рис. 182. Линейная ориентировка.

А — удлиненные гальки показаны черным; каждая галька является неправильным эллипсоидом, большая ось которого параллельна оси *b*, короткая ось параллельна оси *c* и средняя ось параллельна оси *a*; В — удлиненные кристаллы роговой обманки; длинная сторона их параллельна оси *b* на диаграмме; С — линейная ориентировка, обусловлена перемещением пластинок слюды, показанных черным, вытянутых подобно тонким слоям; D — кливаж показан пунктирными линиями на верхней поверхности блока и в плане. Слоистость показана точками и кружочками. След слоистости на кливажной плоскости характеризует линейную ориентировку.

быть в несколько раз длиннее самой короткой оси. Длинные оси галек более или менее параллельны друг другу. Короткая и средняя оси различных галек соответственно также примерно параллельны, а короткая ось перпендикулярна к сланцеватости. Величина удлинения позволяет оценивать величину пластической деформации. Если первоначальная форма галек неизвестна, точный количественный замер сделать трудно. Однако иногда конгломерат может не подвергаться интенсивной деформации, так что первоначальная форма галек может сохраняться.

Линейная ориентировка обычно обуславливается ориентацией минералов, слагающих породу. Как указывалось выше, удлиненные кристаллы роговой обманки имеют более

или менее игольчатую форму и могут давать превосходную линейную ориентировку (рис. 182, В). В некоторых случаях биотит встречается в виде эллиптических пластинок, длинные оси которых параллельны. В других случаях, хотя отдельные пластинки и округлы, они могут образовать определенные группы, вытянутые параллельно друг другу (рис. 182, С). В других случаях минерал, первоначально имеющий более или менее сферическую форму, может дробиться на большое количество обломков, которые собираются в группы эллипсоидальной формы.

Сланцеватость или кливаж могут проявляться в маленьких морщинках или складках с длиной волны и амплитудой, измеряемой в миллиметрах (см. рис. 268). В таком случае линейная ориентировка получается благодаря параллельному расположению гребней мелких складок волочения, образующихся при скольжении различных слоев один относительно другого.

Пересечение напластования и кливажа образует линейную ориентировку, так как пересечение двух плоскостей является линией. Если порода скалывается параллельно кливажу, след напластования проявляется в виде параллельных полос на кливаже. На рис. 182, D поверхность блока параллельна кливажу; след напластования на кливаже параллелен *b*. С другой стороны, если порода раскалывается параллельно напластованию, след кливажа проявляется в виде мелких трещинок на напластовании.

Положение линейной ориентировки определяется простиранием горизонтальной проекции и ее погружением. На рис. 29 показан способ замера положения оси складки и замер линейной ориентировки. Линейная ориентировка *FD*, ее горизонтальная проекция *AD*, простирающаяся на северо-запад, простирание *AD*, как было сказано, и является простиранием линейной ориентировки. Угол *P* — погружение линейной ориентировки. На геологических картах положение линейной ориентировки указано стрелкой (обозначение *e* см. рис. 179, В). Направление стрелки параллельно простиранию линейной ориентировки. Стрелка указывает направление погружения. Так, знак *e* на рис. 179, В соответствует линейной ориентировке с погружением 22° в направлении на запад. Специальный знак *f*, у которого стрелки показаны с двух сторон, соответствует горизонтальной линейной ориентировке. Знак *f* означает, что горизонтальная линейная ориентировка простирается в направлении северо-восток 45° . Знак *g* употребляется для вертикальной линейной ориентировки. Для отличия этих знаков, в случае обозначения линейной ориентировки, рядом пишут букву *L*, а в случае складки — букву *F*.

Так как линейная ориентировка обычно лежит в плоскости слоистости, комбинируют два обозначения. Знак *h* на рис. 179; *B* обозначает сланцеватость, простирающуюся в направлении 45° на северо-восток и падающую под углом 30° на северо-запад. В плоскости сланцеватости лежит и линейная ориентировка, горизонтальная проекция которой простирается в широтном направлении с погружением на запад под углом 30° . Знак *i* соответствует вертикальной сланцеватости, простирающейся в направлении северо-восток 45° ; на ней линейная ориентировка, погружающаяся на юго-запад под углом 35° . Знак *j* соответствует горизонтальной слоистости с горизонтальной линейной ориентировкой, которая простирается в направлении северо-запад 45° . Знак *k* соответствует полосчатости, простирающейся в направлении северо-восток 45° и с углом падения 50° на северо-запад. Линейная ориентировка простирается меридионально и погружается на север под углом 40° .

В поле линейная ориентировка должна тщательно отмечаться. Следует иметь в виду, что не все типы линейной ориентировки образуются одним и тем же путем.

Описание особенностей первичной и вторичной ориентировки будет произведено ниже.

СВЯЗЬ МЕЖДУ КЛИВАЖЕМ И ОСНОВНЫМИ ДЕФОРМАЦИОННЫМИ СТРУКТУРАМИ

Введение

Наблюдения в поле показывают, что нередко кливаж и линейная ориентировка обнаруживают определенную связь с основной деформационной структурой. Особенности складок кливажа и линейной ориентировки крайне важны для геолога-тектониста, решающего в поле сложные вопросы. Наличие упомянутой связи не является неожиданным. Поскольку складки, кливаж и линейная ориентировка обычно развиваются одновременно при действии одних и тех же сил, можно предполагать наличие определенной зависимости между ними. Даже в тех районах, где складки, кливаж и линейная ориентировка не одновременны, если они образовались при действии однородных сил, они будут связаны друг с другом. Конечно, в некоторых районах тектоническая история была более сложной; если различные структурные особенности, которые будут рассмотрены ниже, развиваются последовательно одна за другой под влиянием сил, действующих в различных направлениях, родство между ними не будет установлено.

Прежде всего мы рассмотрим простой случай, в котором складки, кливаж и линейная ориентировка образуются под

влиянием одной и той же силы или при последовательном наложении сил, действующих в одном направлении; более сложные случаи будут рассмотрены позже.

Кливаж течения

Кливаж течения может быть приурочен к относительно тонким, податливым пластам, находящимся среди менее податливых пластов (рис. 183). Выше было указано, что более молодые пласты в складчатых формациях скользят относительно более древних пластов. В большинстве случаев, дифференциальные движения имеют место или на контакте податливых и неподатливых пластов, или внутри податливых пластов. В результате действия пар сил длинная ось эллипсоида деформации будет наклонна к слоистости, как

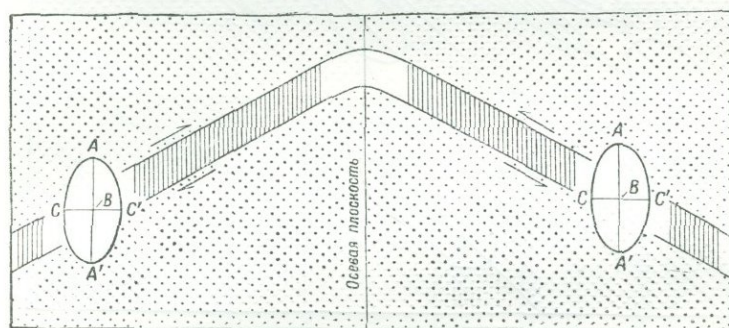


Рис. 183. Кливаж течения в тонком пласте податливых пород в симметричной складке.

Кливаж показан густой штриховкой. Стрелки указывают направление, в котором слои скальваются один относительно другого. Эллипс соответствует ориентации эллипсоида деформации в данных условиях. Кливаж течения образуется перпендикулярно к меньшей оси, cc' , эллипсоида деформации.

показано на рис. 183. Средняя ось перпендикулярна бумаге. Поскольку кливаж течения образуется перпендикулярно к короткой оси эллипсоида, он занимает положение, показанное на рис. 183. Это положение можно установить иначе, считая, что острый угол между слоистостью и плоскостями кливажа течения открыт в направлении векторов пары сил.

Это соотношение существует даже в опрокинутых складках (рис. 184); более молодые пласты скользят вверх относительно более древних, и острый угол между кливажем и слоистостью открыт в направлении указанных векторов.

Процесс, описанный выше, подчеркивает наличие скольжения пластов по отношению друг к другу. Теоретически

вблизи осей складок пласты не скользят один относительно другого, и в этих местах кливаж не развивается, как показано на рис. 183 и 184. Другие случаи, когда кливаж течения приурочен к податливым слоям, будут описаны ниже.

Применение кливажа течения, связанного с податливыми пластами, для решения больших структурных вопросов иллюстрируется рис. 185, на котором представлен ряд вертикальных небольших по площади обнажений. На рис. 185, *A* кливаж и слоистость падают в одном направлении, но кливаж

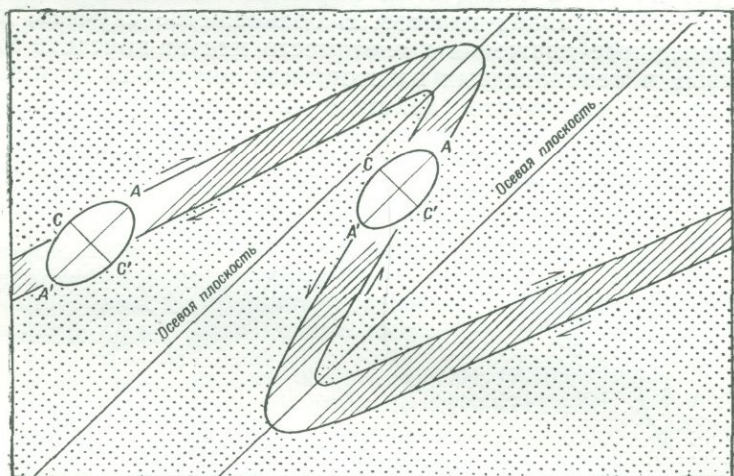


Рис. 184. Кливаж течения в тонком пласте податливой породы в опрокинутой складке.

Кливаж показан густой штриховкой. Кливаж перпендикулярен меньшей оси cc' эллипсоида деформации.

имеет более крутой угол падения. Стрелки пары показывают направление, выведенное из соотношения напластования и кливажа. Ось синклинали будет лежать к западу, ось антиклинали — к востоку, но действительное расстояние до этих осей неизвестно. На рис. 185, *B* пласты вертикальны, и кливаж течения падает на запад. Направления относительного скольжения показаны стрелками. Ось синклинали будет лежать к востоку, а ось антиклинали — к западу, но расстояние между этими осями неизвестно.

На рис. 185, *C* напластование и кливаж падают к западу, но напластование имеет более крутой угол падения, чем кливаж. Направление скольжения указано стрелками. Ось синклинали лежит к востоку, а ось антиклинали — к западу; слои в обнажении находятся в опрокинутом положении.

Предшествовавшее рассмотрение связи кливажа и напластования касается вопросов деформационных структур, представленных в двух измерениях, тогда как они должны

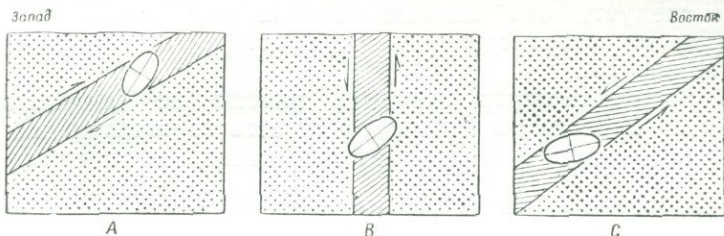


Рис. 185. Двухмерное изображение кливажа течения в тонком податливом пласте.

Эллипсоид деформации ориентирован так, что короткая ось его перпендикулярна кливажу. Направление скола определяется ориентацией эллипсоида и показано стрелками.

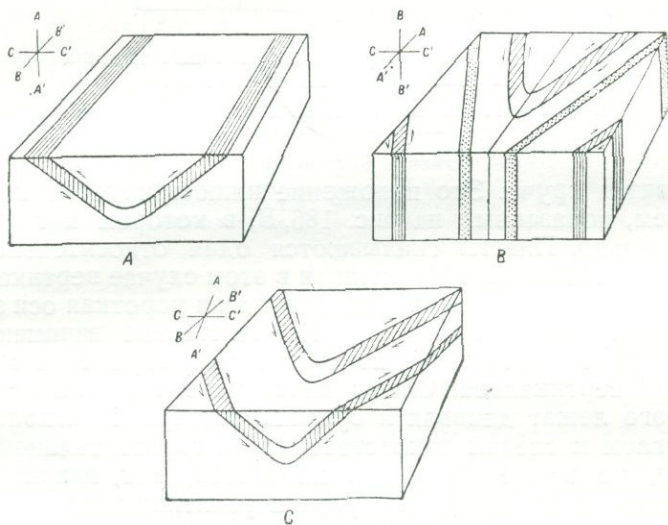


Рис. 186. Кливаж течения в трех измерениях.

Кливаж показан штриховкой, направление скола показано стрелками. Оси эллипсоида деформации показаны в верхнем левом углу каждой диаграммы. *A* — симметричная, не испытывающая погружения складка; *B* — симметричная складка, которая погружается вертикально; *C* — симметричная складка, погружающаяся на север.

рассматриваться в трех измерениях. Соотношение было установлено только в вертикальной плоскости. В непогружающейся складке (рис. 186, *A*) пласты скальваются один

относительно другого в направлении, обратном падению. При этом составляющая движения, параллельная простиранию пластов, отсутствует. Средняя ось эллипсоида деформации (BB') горизонтальна и параллельна простиранию пластов. Из этого следует, что кливаж течения, так как плоскость кливажа включает среднюю ось, простирается параллельно напластованию.

В погружающихся складках пласты не скальваются прямо по падению; в этих случаях есть горизонтальная составляющая, величина которой возрастает, если погружение

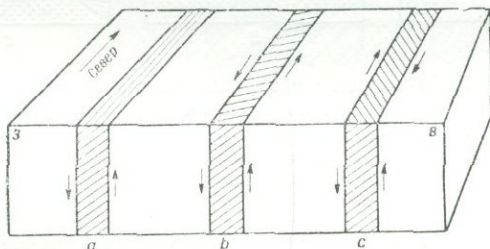


Рис. 187. Трехмерный анализ кливажа течения в тонких податливых пластах.

Кливаж течения показан штриховкой. Стрелки показывают направление скальвания.

становится круче. Это положение иллюстрируется крайним случаем, показанным на рис. 186, *B*, в котором погружение вертикально. Пласты скальваются один относительно другого, как показано стрелками, и в этом случае вертикальной составляющей движения нет. Большая и короткая оси эллипсоида напряжения AA' и CC' соответственно занимают горизонтальное положение, показанное на рисунке, но средняя ось BB' вертикальна. Следы кливажа течения, в плоскостях которого лежат длинная и средняя оси, будут расположены под углом к следам напластования на горизонтальной плоскости, но на вертикальной плоскости, как, например, на передней части блока, они будут параллельны следам напластования. Более обычный случай, когда складка погружается под углом более 0° , но менее 90° , показан на рис. 186, *C*. Кливаж расположен под углом к напластованию на горизонтальных и вертикальных разрезах.

Поэтому очевидно, что при анализе деформационных структур в трех измерениях показывается не только направление, в котором лежит ось складки, но также и направление погружения. Обычно принято рассматривать вначале вертикальный разрез, перпендикулярный к простиранию пла-

стов; из этого разреза определяется направление, в котором лежат оси синклинали и антиклинали. В горизонтальном сечении определяется направление погружения. На рис. 187 показаны три вертикальных пласта. В пласте *a* соотношение кливажа и напластования в вертикальном разрезе в передней части блока указывает на то, что к востоку находится синклиналь. На горизонтальной поверхности след кливажа параллелен следу напластования; это свидетельствует о том, что складка не погружается. Вертикальный разрез пласта *b* свидетельствует о том, что синклиналь лежит на востоке; горизонтальный разрез свидетельствует

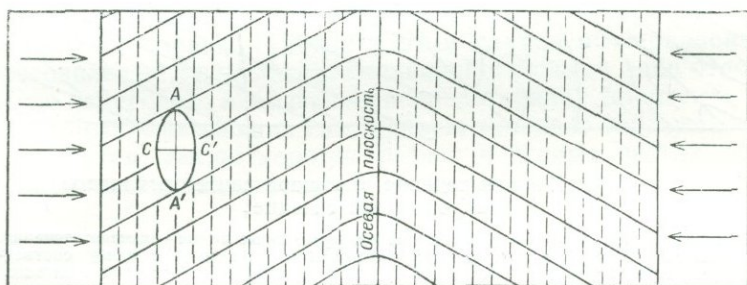


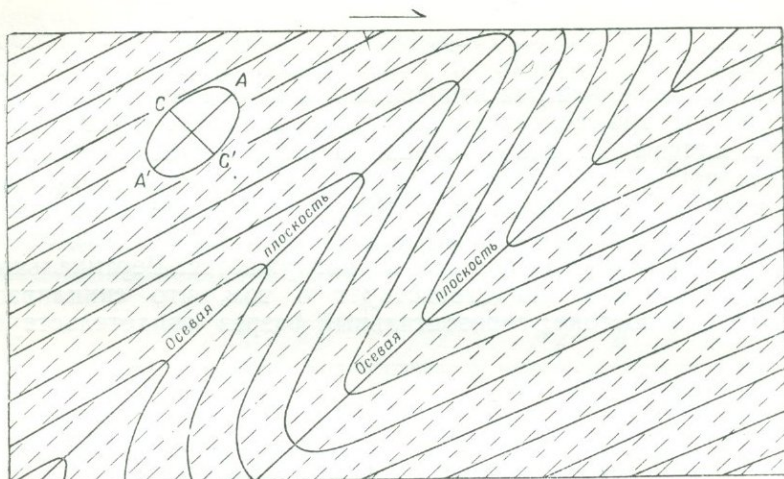
Рис. 188. Кливаж течения в мощной свите аргиллитов в симметричной складке.

Сплошные линии обозначают напластование. Пунктирные линии обозначают кливаж течения. Стрелки с каждой стороны показывают силы, которые обусловили образование складки и кливажа. Эллипс соответствует эллипсоиду деформации.

о том, что складка погружается к северу. Вертикальный разрез пласта *c* свидетельствует о том, что синклиналь лежит на востоке; на горизонтальном разрезе видно, что складка погружается на юг.

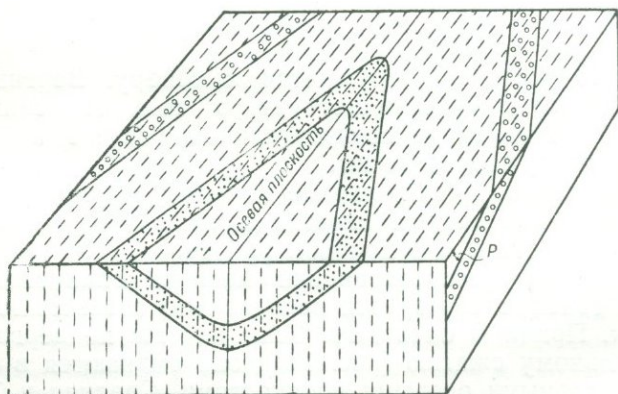
Таким образом соотношение кливажа течения и напластования в податливых пластах крайне важно для структурного геолога в его полевой работе.

В районах распространения мощных глинистых толщ кливаж течения образуется параллельно осевым плоскостям складок. Причины очевидны. Если пласты подверглись горизонтальному сжатию (рис. 188), они сминаются в складки с вертикальными осевыми плоскостями. Средняя и большая оси эллипсоида деформации, параллельно которым образуется кливаж течения, будут перпендикулярны к сжимающей силе. Отсюда следует, что кливаж и осевые плоскости параллельны. Полученные выводы также справедливы и в том случае, если деформация обусловлена действием пары сил (рис. 189).



Р и с. 189. Кливаж течения в мощной свите аргиллитов в опрокинутой складке.

Сплошные линии обозначают напластование, пунктирные линии — кливаж течения. Эллипс соответствует эллипсоиду деформации. Стрелки вверх и вниз соответствуют паре сил, в результате действия которой образовались складки и кливаж.



Р и с. 190. Трехмерное изображение кливажа течения.

Кливаж изображен пунктирными линиями. Угол погружения складки равен P ; он замерен по ориентации кливажа; это угол между линией напластования и горизонтальной линией.

Широко распространенный кливаж течения в мощных глинистых свитах имеет в сущности такое же положение, как и кливаж течения в тонких податливых пластах. В обоих случаях для вывода положения оси складки и направления, в котором она погружается, могут использоваться одни и те же методы. Можно измерить и величину погружения. На рис. 190 осевая плоскость, а следовательно, и кливаж, вертикальны, тогда как ось синклинали погружается на юг. Угол P , который образован между следом напластования на кливаже с горизонталью, равен углу погружения складки.

Даже в тех районах, где свиты состоят из податливых и неподатливых пластов, кливаж течения может развиваться в податливых слоях под действием региональных сил. Следовательно, кливаж течения в этом случае не первичен (он образовался не в результате скольжения пластов один относительно другого), а вызван непосредственно действием региональных сжимающих сил. Кливаж течения, образующийся таким путем, также хорошо развит в осевых частях антиклинали и синклинали, как и на крыльях складки.

Кливаж разлома

Поскольку кливаж разлома — это явление скалывания, связь его с деформирующими силами будет иной по сравнению с кливажем течения. Кливаж разлома характерен для податливых пластов, лежащих между неподатливыми пластами. Экспериментальные наблюдения показывают, что кливаж

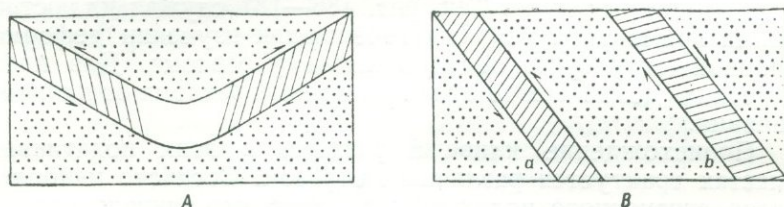


Рис. 191. Кливаж разлома.

A — на крыльях складки; *B* — в зонах нарушений.

разлома в складке обнаруживает связь, показанную на рис. 191, *A*. Кливаж наклонен к напластованию, и острый угол между напластованием и кливажем обращен в направлении дифференциального движения. Это справедливо для кливажа разлома в зонах нарушения (рис. 191, *B*); нарушение *a* является надвигом, а нарушение *b* — нормальным сбросом.

Поэтому очевидно, что кливаж разлома может употребляться таким же образом при изучении больших деформационных структур, как и кливаж течения. По наблюдениям в вертикальном сечении под углом 90° к простираанию напластования можно определить местонахождение осей синклинали и антиклинали. По наблюдениям на горизонтальной поверхности можно определить направление, в котором

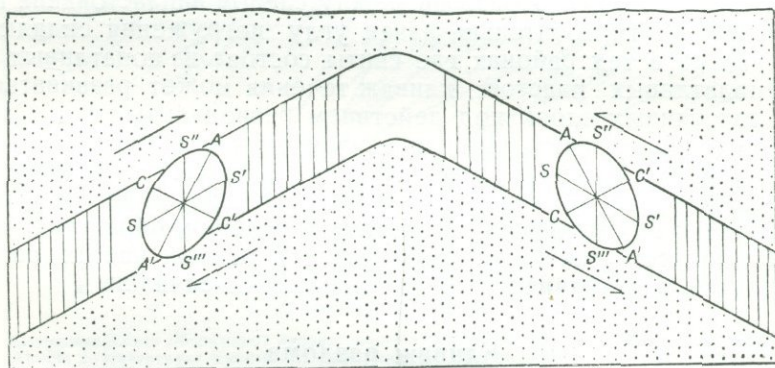


Рис. 192. Происхождение кливажа разлома, который изображен вертикальными линиями.

Кливаж разлома в основном параллелен плоскости скола $S''S'''$ эллипсоида деформации.

погружается складка. Так, рис. 185—187 служат иллюстрациями применения кливажа течения при изучении деформационной структуры, подобно кливажу разлома. Для практических целей важно отличать кливаж разлома от кливажа течения.

Происхождение кливажа разлома в этих податливых пластах трактуется различным образом. Согласно наиболее распространенного положения считают, что кливаж разлома параллелен одной из двух плоскостей скальвания эллипсоида деформации. Большая ось AA' эллипсоида наклонена к напластованию (рис. 192). Одно из направлений скальвания — SS' так близко параллельно к напластованию, что образование новых плоскостей разлома необязательно и дифференциальные движения используют уже существующие плоскости ослабления, параллельные напластованию. Плоскости скальвания другой системы — $S''S'''$, будут наклонены под таким большим углом к напластованию, что новые разрывы будут образовываться в соответствии с условиями деформации.

Кливаж разлома приурочен не обязательно только к тонким податливым пластам. Он может развиваться и в мощных глинистых формациях.

Кливаж скалывания

Кливаж скалывания является кливажем разлома, вдоль плоскостей которого происходит дифференциальное движение. Он может быть использован тем же образом, что и кливаж разлома для определения основных деформационных структур.

Кливаж напластования

В определении основных тектонических структур кливаж напластования имеет такое значение, как и слоистость.

Повторная деформация

В предыдущих рассуждениях мы принимали, что кливаж одновременен со складкообразованием или, если он образуется позже, он вызван подобными же силами. Однако можно себе представить, что силы, вызывающие появление

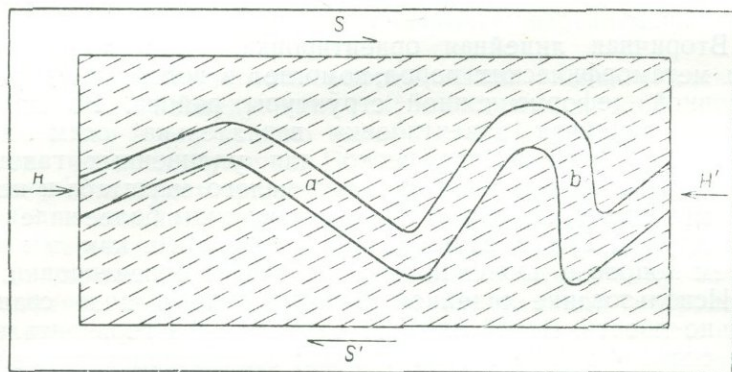


Рис. 193. Кливаж течения не параллелен осевым плоскостям складок.

Складки образуются в результате действия простого сжатия, сил H и H' ; осевые плоскости складок в основном вертикальны. Кливаж течения, изображенный пунктирными линиями, образован действием пары сил, обозначенной S и S' .

кливажа, могут действовать позже и отличаться от сил, вызывающих складкообразование. На рис. 193 складки, образовавшиеся при действии горизонтального сжатия H и H' , в основном симметричны. Кливаж течения, плоскости которого падают на север, образовался при действии пары

сил S и S' в более позднее время; следовательно, кливаж течения не параллелен осевым плоскостям складок. В таком случае применение описанных выше методов при изучении главной деформационной структуры не всегда будет давать верное решение. Для точки b будет справедлив вывод, что ось синклинали лежит справа. Но для точки a можно предположить, что ось синклинали лежит слева; это, конечно, неверно.

Выводы

Поскольку существует несколько типов кливажа и их использование для интерпретации основных деформационных структур различно, при полевых исследованиях безусловно нужна осторожность. В некоторых районах природа кливажа может быть легко определена, в других же необходимо длительное изучение. По словам Мида [88]: „Для установления слоистых структур можно описывать не только строго определенные детали. Вопрос скорее попадает в категорию искусства, чем науки. Очень важны опыт и детальное знакомство с самыми разнообразными примерами“.

ПРИМЕНЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛИНЕЙНОЙ ОРИЕНТИРОВКИ

Вторичная линейная ориентировка, столь характерная для метаморфических пород, помогает в вопросах изучения основной деформационной структуры района. Во многих местах линейная ориентировка параллельна осям складок. Это почти всегда верно для удлиненных галек и удлиненных минералов и складок малого масштаба и полосок минералов. Причины, почему одни типы более надежны, чем другие, будут ясны только после того, как мы разберем вопрос о происхождении линейной ориентировки.

Использование линейной ориентировки в поле сравнительно просто. Если линейная ориентировка горизонтальна, оси складок также горизонтальны; если линейная ориентировка погружается под углом 35° на северо-запад, складки будут также погружаться под углом 35° на северо-запад. Если применять вместе кливаж течения и линейную ориентировку, можно определить полностью положение складки. Если кливаж течения ориентирован вертикально и простирается меридионально, а линейная ориентировка погружается под углом 40° на север, то симметричные складки погружаются на север под углом 40° .

Происхождение вторичной линейной ориентировки является вопросом, в течение нескольких лет приковывающим

внимание геологов-тектонистов и геологов, занимающихся вопросами метаморфизма. Хотя ее существование известно уже давно, систематического исследования до сих пор не проводилось. Очевидно, различные типы линейной ориентировки имеют различное происхождение, и каждый тип поэтому рассматривается отдельно.

Площчатость, как показано на рис. 268, С, получается в результате скольжения слоев породы одного по другому. Оси этих маленьких складок площадности ориентированы под прямым углом к направлению движения, они по существу не отличаются от осей складок волочения. Кливаж, который изгибается, образуется одним из описанных выше способов; он может быть кливажем течения, кливажем разлома, кливажем скалывания или кливажем слоистости. Во всех случаях образование изгибов будет следовать за образованием самого кливажа.

Этот тип линейной ориентировки в простейшем случае будет параллелен осям основных складок. Кливаж слоистости падает в сторону от оси складки (см. рис. 69), это справедливо и для кливажа скалывания. Например, в непогружающейся складке направление скола ориентировано вверх по падению. Оси маленьких складочек ориентированы под углом 90° к направлению скола, т. е. оси будут горизонтальны. Таким образом оси складочек параллельны осям главных складок.

Однако площадность образовалась позже кливажа в результате последующих тектонических явлений, и возможно, что в эту стадию направление скола было ориентировано перпендикулярно. При таких условиях микроплощчатость не будет параллельна осям главных складок.

Типы линейной ориентировки, представленные удлиненными гальками, удлиненными минералами и полосами минералов, помогают в решении несколько другой проблемы. Последние изучаются обычно в структурной петрологии и будут анализироваться в гл. 18. Петротектонисты считают, что удлинение галек [43] и удлинение минералов обусловлено теми же силами, что и появление мелких складочек. Если слои породы скользят один относительно другого, каждое зерно удлиняется под прямым углом к направлению движения. Можно провести грубую аналогию с прокатыванием теста под руками. Первоначальная сферическая масса теста деформируется в сплюснутый сфероид, длинная ось которого расположена под углом 90° к направлению движения рук. Если все бесчисленные зерна в гальке деформированы одинаково, вся галька в целом удлиняется в том же направлении, что и отдельные зерна.

Однако это объяснение не вполне удовлетворительно, так как необходимое количество дифференциальных движений должно было бы поворачиваться множеством раз, но есть доказательства, что это не имеет места.

Наиболее удовлетворительное объяснение удлинения галек заключается в том, что они выдавливаются из своих

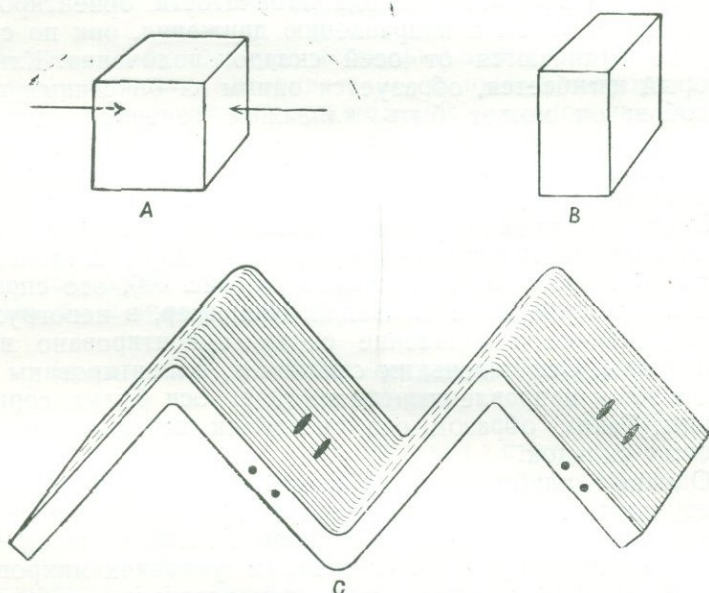


Рис. 194. Происхождение сплюснутых галек.

А — куб подвергается простому сжатию. В — прямоугольная призма; С — симметричные складки; в результате удлинения параллельно оси складки, первоначально сферические по форме гальки сплюснуты в эллипсоиды (показано черным), длинная ось которых параллельна оси складки.

первоначальных форм. Если кубик однородной глины или какого-нибудь пластического материала подвергать горизонтальному сжатию (рис. 194, А) и оставить его свободным в вертикальном и горизонтальном направлениях, перпендикулярных к деформирующей силе, он деформируется в прямоугольную призму (рис. 194, В).

Даже, если породы обладают слоистостью, они будут стремиться принять форму прямоугольной призмы. Удлинение массы, по направлению вверх, сопровождается возникновением складчатости. Но горизонтальное удлинение под прямым углом к сжатию может завершиться только при

условии, если отдельные слои вытянуты в том же направлении. Каждый слой становится более тонким. Как следствие этого типа деформации каждый пласт утоняется, но в то же время удлиняется параллельно осям складок. Каждый воображаемый шар в первоначальных осадках также вытягивается параллельно осям складок. Действительно существующие сферы, как, например, круглые гальки, будут деформироваться подобным же образом (рис. 194, С). Может возникнуть возражение, что в природе существуют блокированные складки, в которых пласти в направлении, параллельном

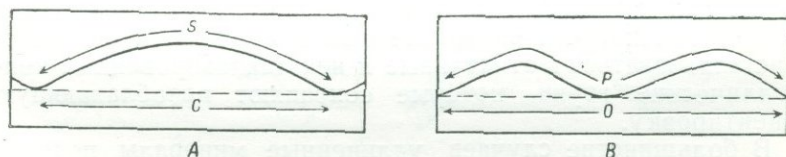


Рис. 195. Механизм удлинения, ориентированного параллельно складчатому поясу.

А — выступ, обращенный к северу, в плане. Пунктирная линия означает положение оси зарождающейся складки перед развитием выступа. Окончательное удлинение равно разнице между S и C . В — вертикальный продольный разрез вдоль складчатого пояса. Пунктирная линия показывает положение оси в зарождающейся складке до погружения; сплошная линия показывает положение оси складки после погружения. Окончательное удлинение равно разнице между P и O .

оси складки, не могут удлиняться. Но в выступах и в погружающихся складках важнейшим фактором является удлинение, параллельное оси складки. Выступы, поскольку они обусловлены дифференциальными движениями в складчатом поясе, обязательно вытянуты параллельно осям складок. Как показано на рис. 195, А разность между длиной складок S , замеренной вокруг выступа, и длиной хорды C , замеренной в поперечном направлении, дает величину удлинения.

Однако гораздо более важным фактором является погружение складок. На рис. 195, В, представляющем вертикальный продольный разрез, P соответствует оси складки, которая следует за направлением погружения в нескольких местах. До складчатости линия имела длину O . В этом случае удлинение равно разности P и O .

Поэтому, если есть данные, величина удлинения галек может быть высчитана количественно по отношению к величине вытягивания изогнутых и погружающихся складок. Действительное растягивающее напряжение может ограничиваться небольшой площадью, на которой гальки значительно удлинены, тогда как на окружающей площади гальки могут быть только деформированы.

Тип линейной ориентировки, обусловленный параллелизмом длинной оси удлинённых минералов, как, например, роговой обманки (см. рис. 182, *B*), может быть объяснен различным образом. Если деформация была позже кристаллизации, минерал будет механически ориентирован при скальвании. Если тонкие пласты в породе скользят один относительно другого, удлинённые частички постепенно поворачиваются до тех пор, пока длинная ось не расположится под прямым углом к направлению движения. Сумма дифференциальных движений вдоль каждой плоскости кливажа значительна, минералы дробятся, крошатся и разрываються. Во многих случаях это, очевидно, не имеет места. Возможно, однако, что раздробленный материал может перекристаллизоваться в отчетливые и некатаклазированные кристаллические зерна, которые сохраняют преобладающую ориентировку.

В большинстве случаев удлинённые минералы, повидимому, кристаллизовались одновременно с растяжением массы породы в целом. В то время как порода была сжата, каждый слой уплотнился параллельно слоям складок и каждый новый неизометрический минерал ориентировался удлинённой стороной параллельно оси складки.

В некоторых случаях линейная ориентировка будет приспособляющейся; удлинённый минерал кристаллизуется после деформации, но его рост контролируется определенным направлением.

Линейная ориентировка, обусловленная полосами, состоящими из изометрических зерен определенных минералов, вытянутых в одну линию, имеет несколько объяснений. В некоторых породах полосчатость образовалась, так же как плейчатость, в результате дифференциальных движений под прямым углом к линейной ориентировке. В других породах, особенно если полосчатость сопровождается бороздками, подобными тем, что наблюдаются на зеркалах скольжения, дифференциальное движение параллельно линейной ориентировке. Автор наблюдал складки, в которых присутствовали оба типа линейной ориентировки (рис. 196, *A*). В одном типе плейчатость параллельна оси складки, в другом — плейчатость ориентирована под прямым углом к оси складки (тип зеркал скольжения).

Обычно линейная ориентировка, обусловленная кливажем разлома и кливажем скальвания, параллельна осям основных складок. На рис. 196, *B* представлена симметричная складка, образовавшаяся при простом сжатии. Пересечение кливажа разлома с напластованием параллельно оси складки, как показано на левом крыле складки. Пересечение кливажа

скалывания с напластованием может обусловить появление крошечных сбросовых уступов. Если происходит волочение, вдоль этих сбросов развиваются маленькие асимметричные складочки. В каждом случае сбросовые уступы или складочки параллельны оси складки, как показано на правом крыле складки.

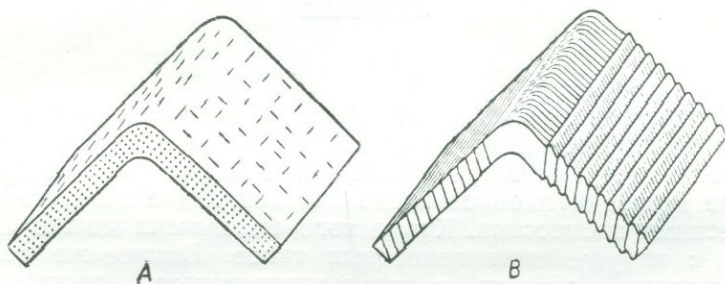


Рис. 196. Различные типы линейной ориентировки в складках.

А — две линейные ориентировки, одна параллельна оси складки, другая расположена под прямым углом к ней; В. На левом крыле видна линейная ориентировка, подчеркнутая пересечением трещинного кливажа и напластования. На правом крыле видна линейная ориентировка, подчеркнутая пересечением сколового кливажа и напластования; смещение кливажа обусловлено или маленькими, крошечными, сбросами или маленькими изгибами.

Если силы, обусловившие кливаж, ориентированы иначе, чем силы, создавшие складки, между следом кливажа разлома или кливажа скалывания и напластования не будет простой зависимости.

Опыт показывает, что различные типы линейной ориентировки, рассмотренные выше, удлиненные гальки и удлиненные минералы, вероятно, параллельны оси складки. Плочатость и пересечения кливажа разлома и кливажа скола с напластованием менее вероятны потому, что они образуются в последнюю стадию деформации, когда условия напряжения или по крайней мере „направление высвобождения“ могло отличаться от тех, что были в начале деформации. Линейная ориентация минералов, особенно если она сопровождается зеркалами скольжения, образуется под прямым углом к оси складки.

НЕСОГЛАСИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Геолог-тектонист имеет дело с несогласиями, образующимися в результате целого ряда причин. Несогласия — это определенные структурные особенности; их происхождение может быть обусловлено как денудацией, так и тектоническими процессами. Кроме того, несогласия можно спутать с нарушениями некоторых типов. Важнее же всего применение несогласий в определении возраста орогенических и эпейрогенических движений. Несогласия важны также при изучении стратиграфии, седиментации и геологической истории.

Несогласие (фото XVI) — поверхность денудации или перерыва — которая обычно отделяет наиболее молодые пласты от более древних. Образование несогласия протекает в несколько стадий. Первая стадия — образование древних осадков. За этим следует поднятие, сопровождающееся субаэральной эрозией. В конце отлагаются молодые слои.

В образовании несогласия могут принимать участие породы различного происхождения (осадочные, вулканические, плутонические и метаморфические).

На рис. 197 несогласие отмечено буквами *ab*. В некоторых случаях, как представлено на рис. 197, *A*, породы, лежащие ниже и выше несогласия, могут быть осадочными. После отложения известняков, залегающих ниже несогласия, район был приподнят и денудирован; затем отлагались песчаники и сланцы. На рис. 197, *B* породы ниже несогласия представлены известняками, а выше — эффузивами. После отложения известняков произошло поднятие, денудация и излияние лав. На рис. 197, *C* после извержений вулканических пород происходила денудация, сопровождавшаяся или не сопровождавшаяся поднятием, — затем излияние новых лав. На рис. 197, *D* и 197, *E* представлены плутонические породы. Плутонические породы интродировали и были затем денудированы с предшествующим поднятием или без поднятия района. На денудированной поверхности отлагались молодые осадки (рис. 197, *D*) или изливались вулканические лавы (рис. 197, *E*).

Рельеф несогласия значительно меняется. В некоторых местах древние породы срезаны до пенеплена. В других же местах ко времени отложения молодых пород достигается только зрелая стадия цикла эрозии. Рельеф несогласия



Фото XVI. Угловое несогласие. Каньон Салина, Юта.
Вертикальные мезозойские пласты перекрыты горизонтальными
третичными пластами.

может иметь амплитуду в сотни или даже тысячи метров. Кембрийские осадочные породы в Большом Каньоне были отложены на поверхности с максимальными известными высотами рельефа, равными 240 м [113]. Альгонские породы в северо-западной части плоскогорья Шотландии были отложены на холмах высотой в 600 м [102]. Каменноугольные осадочные

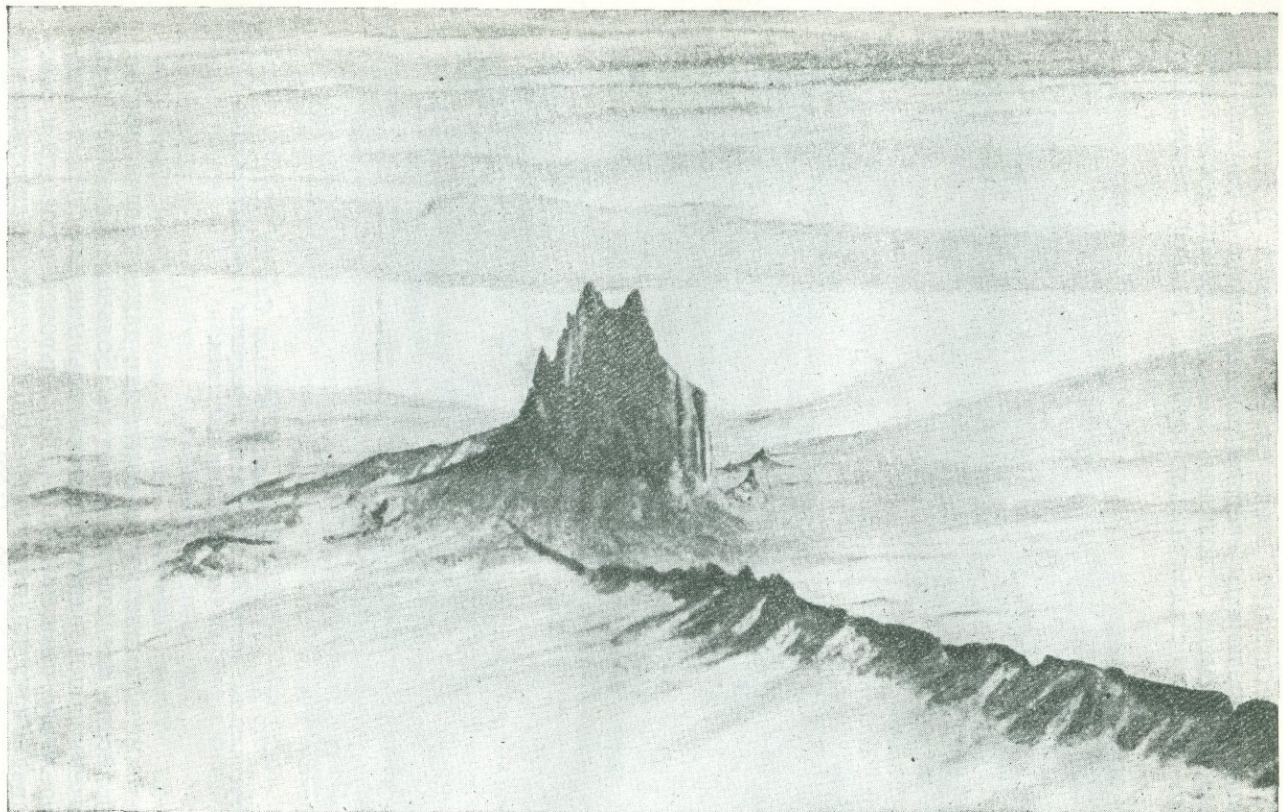
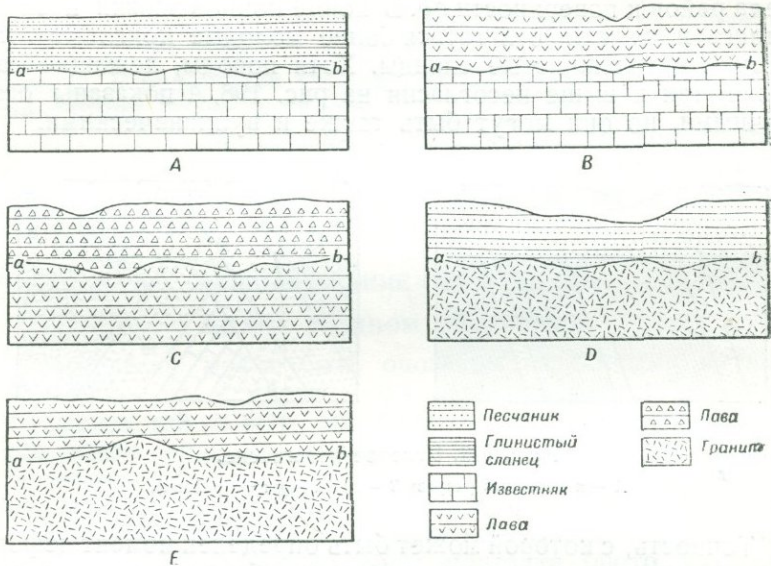


Фото XVII. Вулканическое жерло и дайка.
Аэрофотография Шипрок, Новая Мексика. Шипрок является нэком, который возвышается на 390 м над окружающей местностью. Дайка черного цвета отходит от внешней стороны жерла.

породы в окрестностях Бостона, Массачусетс отлагались несогласно на поверхности рельефа, который имел отметки в 630 м [12].



Р и с. 197. Породы, образующие несогласия.

Несогласие обозначено линией *ab*; *A* — осадочные породы выше и ниже линии несогласного залегания; *B* — вулканические породы сверху, осадочные — внизу; *C* — вулканические породы сверху и внизу; *D* — осадочные породы сверху, изверженные породы внизу; *E* — вулканические породы сверху, изверженные породы внизу.

ТИПЫ НЕСОГЛАСИЙ

Мы знаем множество типов несогласий, которые различаются по породам, в которых они наблюдаются, и по предполагаемой тектонической истории. Наиболее важные разновидности их: угловое несогласие (*angular unconformity*), несоответствие (*disconformity*), местное несогласие (*local unconformity*) и несогласие (*nonconformity*)¹.

Как показано на рис. 198, осадочные пласты, разделенные угловым несогласием, непараллельны. На рис. 198, *A* изображен разрез в том виде, как он выглядит в обнажении. На рис. 198, *B* представлена карта некоторого района. Вначале, согласно рис. 198, *A*, происходило отложение песчаника

¹ Под термином *nonconformity* понимается несогласие между изверженными и осадочными породами. (Прим. ред.)

и сланца. Затем эти породы были деформированы и приобрели падение под углом 70° или под влиянием складчатости, или в результате наклона блоков, ограниченных сбросами. Последующая эрозия, морская или речная, привела район к поверхности *ab*. В конце концов эрозия прекратилась и начали отлагаться более молодые конгломераты, песчаники и глинистые сланцы. Хотя породы, лежащие как ниже, так и выше несогласия на рис. 198, А показаны осадочными, но они могут быть также и вулканическими.

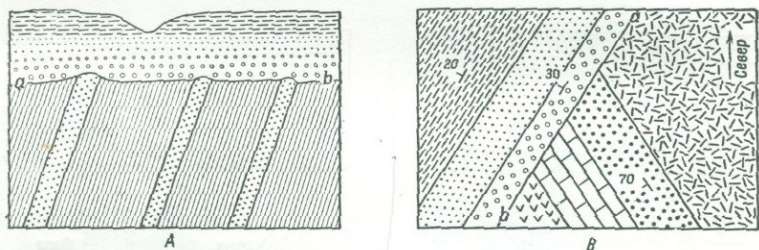


Рис. 198. Угловое несогласие.

А — поперечный разрез; В — карта (другого района).

Точность, с которой может быть определен момент деформации, зависит от возраста пород по обе стороны несогласия. Если породы, залегающие ниже уровня *ab*, верхнепермские, а породы, залегающие выше *ab*, нижне-триасовые, деформация была позже перми, но раньше триаса. Если породы, находящиеся ниже несогласия, — верхне-силурийские, а выше несогласия — юрские, деформация могла происходить в любое время между верхним силуром и нижней юрой (см. фото XVI).

В случае несоответствия формации на противоположных сторонах несогласия параллельны. Этот тип несогласия охватывает большие площади и соответствует значительному интервалу времени. Смысл этого положения будет более ясен после рассмотрения местных несогласий. На рис. 197, А, В и С представлены несоответствия; их происхождение уже описано выше.

Местное несогласие (см. рис. 62) похоже на несоответствие, но, как говорит само название, оно наблюдается на небольших участках и интервал времени, который оно захватывает, невелик. При отложении континентальных осадков, таких, как гравий, песок, глина, потоки могут странствовать по бассейну отложения. Временами при наводнении эти потоки прорывают каналы в несколько метров ширины и

много метров глубины. При спаде наводнения много дней или даже лет спустя канал может быть вновь заполнен. Такое несогласие имеет местный характер, и во многих случаях оно не может быть установлено за пределами обнажения, в котором оно найдено.

Местное несогласие есть несоответствие в пределах маленькой площади, относимое к короткому интервалу времени. В некоторых случаях бывает трудно решить, который термин более подходит.

Хотя термин *несогласие* употребляется в различных смыслах в геологической литературе, он может быть применен с большим успехом для несогласий на контактах древних пород плутонического происхождения.

РАСПОЗНАВАНИЕ НЕСОГЛАСИЙ

Выход в одном обнажении

Несогласия могут быть опознаны различными путями, наилучший из которых — это наблюдения в обнажении. Обнажения могут быть маленькими, имеющими в поперечнике всего лишь несколько метров, могут быть искусственными — например, камезоломни; обнажением может быть и стена каньона (Большой Каньон реки Колорадо).

При *угловом несогласии* легко обнаружить непараллельность пластов по обе стороны контакта (фото XVI). Это можно наблюдать в вертикальном сечении скалы (рис. 198, А) или на поверхности обнажения (рис. 198, В). Слои, залегающие непосредственно выше линии несогласия, представлены конгломератом, содержащим гальки нижележащих формаций. Если конгломерат маломощен, он может отлагаться в небольшой депрессии, промытой в мягких породах свиты, залегающей ниже несогласия. Но базальный конгломерат не обязательно присутствует вдоль углового несогласия. Нарушения и дайки могут быть срезаны контактом. В Большом Каньоне, Колорадо, резко выражены два главных несогласия [113].

При благоприятных условиях несогласия легко заметить в обнажениях, выемках дорог и карьерах. Если породы, залегающие выше и ниже несогласия, значительно отличаются по цвету, если поверхность несогласия несколько волниста и особенно если есть хотя бы тонкий слой конгломерата, залегающего над линией несогласия, — наличие контакта несомненно. Региональные взаимоотношения могут быть определены при установлении различий между несоответствием и местным несогласием. Но несоответствие трудно определять, и во многих случаях палеонтологические данные

показывают значительные пробелы в тех геологических работах, в которых не придается значения физическим данным.

Термин несогласие следует применять для интрузивных контактов. Породы над несогласием могут содержать обломки более древних изверженных пород или в виде крупных галек и валунов, или в виде маленьких кусочков, заметных только под микроскопом. Некоторые несогласия характеризуются аркозами в несколько метров мощности, так что плутоническая порода кажется погребенной под вышележащими пластами. Вдоль интрузивного контакта могут проникать дайки, в некоторых случаях интрузив будет закален на контакте с древними породами.

Однако многие несогласия не обнаруживаются непосредственно вследствие плохой обнаженности и наличия нарушений. В таких случаях следует применять другие методы для установления несогласия.

Площадное картирование

На рис. 199, А представлена геологическая карта с угловым несогласием пластов. Группа древних пород 1, 2, 3 и 4 залегают в основании группы молодых пород 5, 6, 7 и 8. Формация 5 находится в контакте со всеми древними формациями вдоль линии CC' , и соотношение их может быть обусловлено угловым несогласием. Но возможно и наличие тектонического нарушения между слоем 5 и древними формациями. Присутствие галек пород 1, 2, 3 и 4 в формации 5 свидетельствует о наличии несогласия, но даже в этом случае закартированный контакт CC' может являться тектоническим нарушением. При последующем анализе необходимо видеть контакт формации 5 с древними породами. Площадное картирование не дает еще окончательного решения этого вопроса.

Площадное картирование может подобным же путем обнаружить несоответствие пластов (рис. 199, В). Хотя в любом обнажении пласты на противоположных сторонах контакта CC' могут казаться параллельными один другому, картирование обнаруживает, что более молодые пласты срезают старые. Но, как и в случае, описанном выше, это срезание может быть обусловлено нарушением, следовательно, решение может быть получено только в случае, если виден сам контакт.

Несогласие может быть обнаружено при площадном изучении. Если осадочные породы, как, например, формация 2 на рис. 199, С, содержат гальки плутонической породы,

можно предполагать наличие несогласия. Но выход контакта CC' на поверхность может быть линией сброса, а само несогласие не будет обнажаться. Если дайки изверженной породы не секут осадков или если включения осадочных пород не найдены в плутонической породе, имеет место

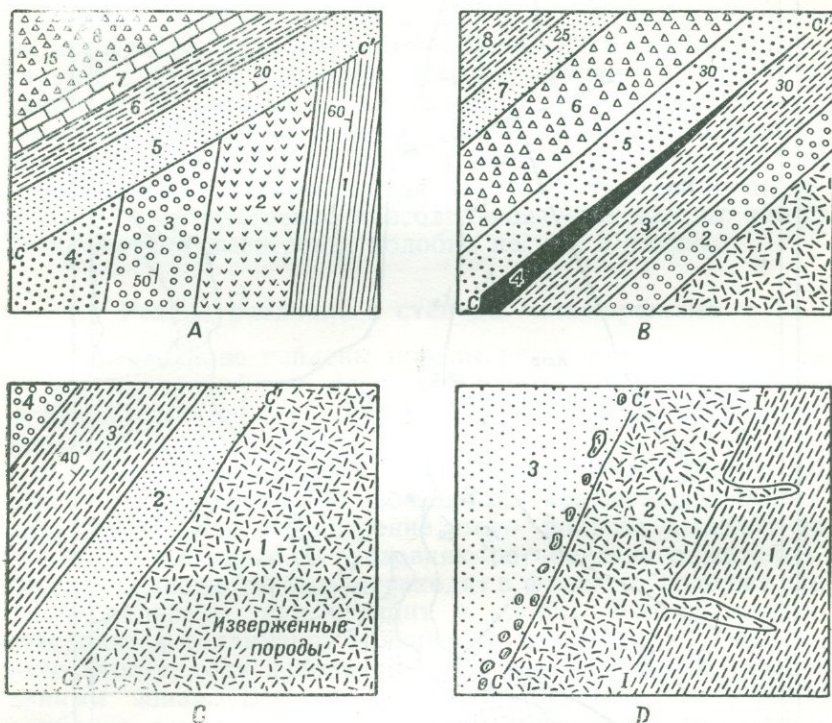


Рис. 199. Несогласия, наблюдаемые на региональных картах.

Формации в порядке уменьшения их возраста обозначены 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 и 8. CC' — несогласие. А — угловое несогласие (Angular unconformity), В — несоответствие (Discorformity); С — несогласие (Nonconformity). Подразумевается несогласие между различными изверженными или метаморфическими породами, с одной стороны, и осадочными — с другой. D — то же, что и в предыдущем случае, и интрузивный контакт (I I').

скорее несогласие, чем интрузивный контакт, но это еще нельзя считать доказанным. Как и в случае с угловым несогласием, при несоответствии для правильного решения вопроса весьма желательно видеть сам контакт.

На рис. 200 [68] показаны три угловых несогласия. Наиболее древнее несогласие находится в основании формации Форт-Юнион (*Tfu*), которая отчетливо срезает древние поро-

ды; формация Форт-Юнион залегает на формации Мититс (*Kme*) в северной части района и на формации Ланс (*Kl*) — в южной части. Второе несогласие находится в основании

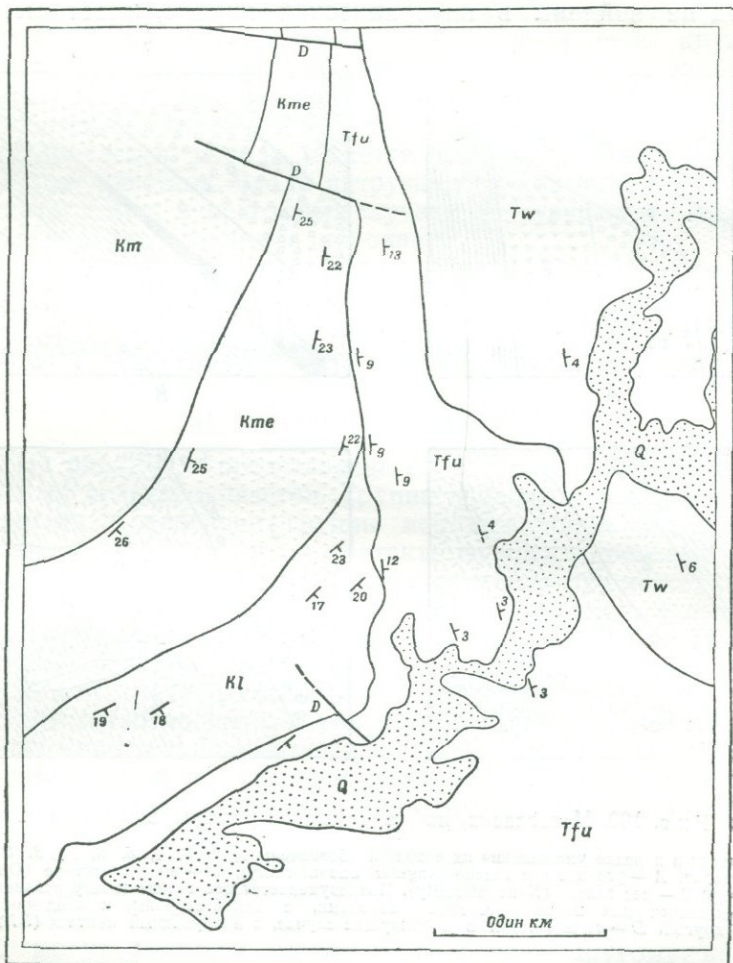


Рис. 200. Угловые несогласия в районе Мититс, Уайоминг.

Km — формация Мезаверд, *Kme* — формация Мититс, *Kl* — формация Ланс; *Tfu* — формация Форт-Юнион, *Tw* — формация Васатч, *Q* — четвертичные отложения, *D* — опущенное крыло сброса.

формации Васатч (*Tw*); сбросы, которые секут формации Мезаверд (*Km*), Мититс (*Kme*) и Форт-Юнион (*Tfu*) в северной части карты, срезаются основанием формации Васатч (*Tw*).

Третье и наиболее молодое несогласие находится в основании четвертичного гравия (Q), который контактирует с формациями Форт-Юнион и Васатч.

Резкие различия в степени плотности

Резкие различия в степени плотности пород указывают на несогласие. Если неуплотненные пески и глины контактируют с хорошо уплотненными песчаниками и плотными глинистыми сланцами, можно предполагать, что неконсолидированный материал несогласно залегает на консолидированных породах. Однако следует поступать осторожно, так как неконсолидированная порода может быть местами отвердевшей. Соответственно консолидированные породы могут быть местами выветрены, подобно пескам и глинам.

Резкие различия в степени метаморфизма

Если в районе найдены породы, резко отличающиеся по степени метаморфизма, то, как можно предположить, менее метаморфизованные породы отлагались несогласно на более метаморфизованных.

Степень метаморфизма [64] обычно определяется по характеру минералов, образовавшихся при перекристаллизации; специальное рассмотрение этого вопроса выходит за пределы этой книги. В условиях регионального метаморфизма глинистые сланцы переходят в филлиты, содержащие такие минералы, как серицит и хлорит. Биотит, гранат, ставролит и силлиманит появляются в указанной последовательности, если приближаться к наиболее метаморфизованным зонам. Все эти минералы проникают и в более глубокие зоны: например, силлиманитовые сланцы могут содержать биотит, гранат и ставролит. Таким образом, если изучать большой район, одна формация глинистого сланца может проходить через следующие метаморфические стадии: метаморфические сланцы, биотитовые сланцы, биотито-гранатовые сланцы, биотито-гранатово-ставролитовые сланцы и биотито-гранато-ставролито-силлиманитовые сланцы. Обычно геологическая карта показывает постепенный переход от одной разности сланцев к другой.

Если метаморфические и силлиманитовые сланцы найдены в соседних обнажениях, то, по всей вероятности, существует несогласие, и более метаморфизованная порода является более древней. Однако эти критерии следует употреблять с осторожностью. Большие надвиги могут приводить в контакт породы формаций с различной степенью метаморфизма.

Резкие различия в интенсивности складчатости

Если одни формации в районе сильно смяты в складки, тогда как другие залегают полого или горизонтально, менее дислоцированные породы, вероятно, залегают несогласно на более интенсивно дислоцированных породах. Принимая это во внимание, можно говорить и об относительной податливости формаций. В то время как мощный массивный песчаник образует широкие открытые складки, тонкослойный сланец, который деформируется в то же время, сминается в многочисленные мелкие складки. Кроме того, даже одна и та же формация может быть в одном месте тектонической зоны более интенсивно смята, чем в другом. Очевидно, изменения степени складчатости не являются слишком надежными критериями для установления несогласия.

Соотношение с интрузивами

Две формации, такие как 1 и 3 рис. 199, *D*, могут быть отделены одна от другой гранитом 2 и могут находиться в контакте друг с другом. Формация 1 интродуцирована гранитом, но формация 3 залегают несогласно на граните и содержит гальки гранита. Очевидно формация 3 залегают выше, а формация 1 — ниже линии несогласия.

КРИТЕРИИ ОТЛИЧИЯ СБРОСОВ ОТ НЕСОГЛАСИЙ

Как уже отмечалось в различных местах, можно спутать сбросы с несогласиями. Нетрудно предположить наличие поперечных, диагональных и секущих сбросов. Но если напластование с одной или обеих сторон контакта имеет такое же простирание, как контакт, как показано на рис. 201, *A*, то может иметь место и несогласие и сброс. Формация 5 может лежать несогласно на формациях 1, 2, 3 и 4 или же контакт с более древними формациями может оказаться сбросом, независимо от того, которая из групп формаций древнее. Даже, если известно, что формации 1, 2, 3 и 4 — более древние, контакт может быть либо несогласием, либо тектоническим нарушением. На рис. 201, *B* представлен поперечный разрез по линии *XU* на рис. 201, *A*; контакт интерпретируется как несогласие, а на рис. 201, *C* — как сброс.

Если контакт наблюдать нельзя, можно применить несколько методов. Контакт является нарушением, если формации 5, 6 и 7 древнее, чем 1, 2, 3 и 4 (рис. 201, *C*). Кроме того, в районе с расчлененным рельефом можно, вероятно,

установить положение контакта CC' , проследив его в рельефе. В простом случае падение несогласия будет параллельно падению слоев в формации 5. Большое отличие в углах падения контакта и формации 5 свидетельствует скорее о наличии нарушения.

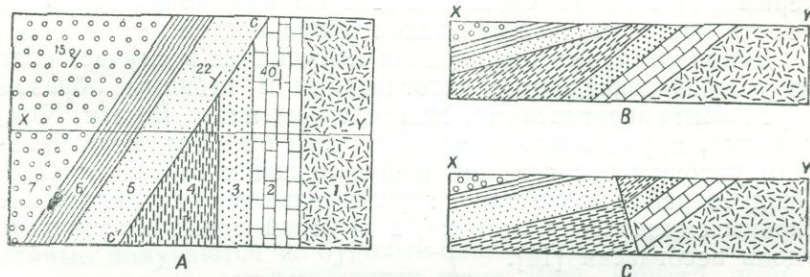


Рис. 201. Сбросы и несогласия.

Формации в порядке уменьшения возраста обозначены 1, 2, 3, 4, 5, 6 и 7. А — карта; контакт CC' может быть обусловлен несогласием или сбросом; В — поперечный разрез по линии XY; CC' на рис. 201, А интерпретируется как несогласие; С — поперечный разрез по линии XY; CC' на рис. 201, А интерпретируется как сброс.

Присутствие галек формации 1, 2, 3 или 4 в формации 5 свидетельствует о наличии несогласия между двумя формациями, но даже и при таких обстоятельствах контакт CC' может быть нарушением.

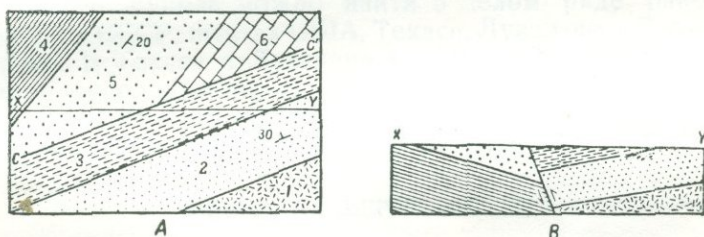


Рис. 202. Контакт, который, по всей вероятности, является плоскостью сброса.

Формации в порядке уменьшения возраста обозначены 1, 2, 3, 4, 5 и 6. А — геологическая карта; В — поперечный разрез по линии XY на рис. 202, А.

Более молодые пласты в случае наличия сброса простираются или падают к контакту. Эта точка зрения иллюстрируется рис. 202, А, где более молодые формации 5 и 6 простираются в направлении древней формации 3.

При окончательном анализе нужно приложить все старания, чтобы обнаружить действительный контакт в поле.

Если это несогласие, в более молодые породы могут проникать маленькие гребни древних пород, над контактом будет залегать конгломерат или песчаник с обломками древних пород. Зеркала скольжения, глинки и брекчии при наличии несогласия будут отсутствовать, но последние характерны для сбросов. Однако некоторые нарушения образуют резкие контакты, не имея таких особенностей.

Дополнительные осложнения получаются в случае, если нарушения совпадают с несогласиями и главным образом с угловыми несогласиями. Например, на плато Васатч, Юта, твердый, хрупкий эоценовый известняк был отложен с большим угловым несогласием на нижележащих слабых сланцах. Позднее район подвергнулся горизонтальному сжатию; мягкие сланцы сминались в складки, а хрупкий известняк скользил вдоль несогласия [14].

СОЛЯНЫЕ КУПОЛА

ВВЕДЕНИЕ

Соляные купола представляют особенный интерес для геолога-тектониста. Они являются прекрасным примером пластического движения крупных тел горных пород, и их структурная эволюция исключительно интересна. Поверхностные обнажения дают очень мало сведений. Основные данные получаются по буровым скважинам, геофизическими методами и по данным многих шахт. Рост нашего познания соляных куполов является беспримерным образцом содружества таких предприятий, в которых принимают участие тысячи геологов и главным образом геологов-нефтяников [53,8]. Соляные купола имеют большое экономическое значение, главным образом как источник нефти, серы и соли.

Соляной купол состоит из центрального ядра каменной соли и окружающих его осадочных слоев. Ядро многих соляных куполов протыкает вмещающие осадочные породы, но это не во всех случаях может быть доказано.

Соляные купола можно найти в целом ряде районов, особенно в СССР, штатах США, Техасе, Луизиане, в Германии и Иране. В Техасе и Луизиане в 1936 г. был известен 141 соляной купол. Примерно 100 соляных куполов было известно в 1938 г. в Эмбенском районе СССР, на северо-восточном берегу Каспийского моря [110].

ФОРМА, РАЗМЕР И СОСТАВ

При рассмотрении формы, размера и состава соляных куполов следует отчетливо различать антиклинальный осадочный купол и ядро, состоящее из каменной соли, перекрытые относительно тонким слоем пород соляной шляпы (сар гок). Полагают, что ядро является некоторым подобием столба очень больших размеров по вертикали в сравнении с горизонтальным протяжением; однако наше непосредственное знание ядра ограничивается его самой верхней частью.

Некоторые соляные купола выражаются в рельефе, другие нет. Холмы, которые возвышаются от 2—3 до 12 м

над окружающими низменностями и в исключительных случаях до 25 м, занимают площадь, диаметр которой равен километру и более. Над некоторыми из этих куполов депрессии занимают озера. Нефтяные и соляные источники послужили признаками для открытия некоторых соляных куполов.

Ядра американских соляных куполов округлы в плане и обычно колеблются в диаметре от 0,8 до 3,2 км; некоторые ядра имеют до 8 км в диаметре. Немецкие соляные купола примерно такие же по величине [119]. Некоторые



Рис. 203. Форма ядра соляного купола.

Галочками обозначена соль, черным — шляпа соляных пород; А — Палангана, Техас; В — Хоскин Моунд, Техас; С — Хай Айленд, Техас; D — Бренхам, Техас.

из наибольших куполов СССР, на северо-восточном берегу Каспийского моря, имеют ядра от 5 до 12 км в диаметре. Ядра румынских соляных куполов эллипсоидны в плане, и наиболее длинная ось их параллельна общему направлению прилежащих складок [128].

Во многих соляных куполах стенки наклонены круто наружу, а вершина может быть плоской (рис. 203, А) или куполообразной (рис. 203, В и 203, D). Некоторые ядра симметричны, причем стенки наклонены под одинаковыми углами во все стороны; другие ядра асимметричны, т. е. стенки наклонены круче с одной стороны, чем с другой. По крайней мере, в дюжине соляных куполов США ядро *нависает* (overhangs) или оно „грибообразно“ (mush-rooms), если на более высоких уровнях земли диаметр ядра увеличивается книзу, а на большей глубине он вновь сужается (рис. 203, С).

Ядро состоит главным образом из каменной соли, покрываемой породами шляпы. Каменная соль — это обычное наименование минерала галита (см. рис. 1), который является хлоридом натрия. В США соль более или менее однородна и не содержит следов глинистого или какого-либо другого материала. В немецких соляных куполах глинистые слои и слои, богатые калием, переслаиваются с нормальной солью. Соль в ядре соляного купола имеет тысячи метров мощности. В США скважины бурились 900 м по соли,

а в Германии прошли по соли около 1200 м; о расстоянии же до дна можно лишь делать предположения. При поисках на нефть обычно нет оснований для разбуривания соли на большую глубину. Возможная форма соляных куполов иллюстрируется на рис. 204. Рис. 204, А представляет куполообразное тело, поднимающееся из соляного пласта, рис. 204, В—куполообразное тело с вертикальными стенками, рис. 204, С—обтекаемое тело, суживающееся книзу.

Вследствие массивности и однородности соли о внутренней структуре американских соляных куполов сказать

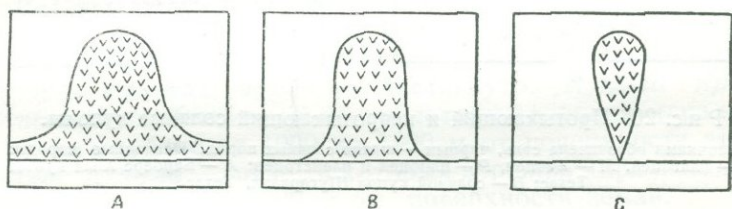


Рис. 204. Гипотетичная форма соляных куполов.

можно немного. Породы, составляющие ядро немецких соляных куполов, сильно смяты в складки.

Породы шляпы (см. рис. 203), покрывающие соль, могут иметь мощность более чем 30 м, но в некоторых куполах они отсутствуют совсем. Породы шляпы обычно состоят из известняка, гипса и ангидрита; известняк находится в кровле, ангидрит—в почве. В нескольких куполах в породах шляпы встречаются промышленные скопления серы.

Осадки, окружающие ядро, поднимаются в виде антиклинального купола (рис. 205). Эти осадки во многих случаях резко срезаются каменной солью ядра (рис. 205, А); заимствуя термин из геологии изверженных пород, мы могли бы описать эту структуру как несогласную. В других местах слоистость осадков параллельна контакту с ядром (рис. 205, В); в геологии изверженных пород мы описали бы такие соотношения как согласные. На этом основании соляные купола классифицируются некоторыми геологами на купола *протыкающие* и *непротыкающие*, причем первые являются несогласными, вторые—согласными. Некоторые купола, однако, могут давать оба типа взаимоотношений; ядро может срезать более древние формации у стен, но не срезать более молодые слои близ кровли.

Осадочные породы, прилегающие к ядру, были проташены вверх на тысячи метров. Точное расстояние может

быть подсчитано довольно легко путем сравнения глубины залегания слоя около ядра с его глубиной в ненарушенных частях, находящихся за пределами соли (рис. 205, А).

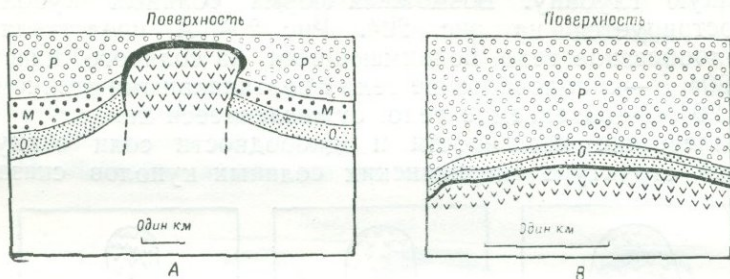


Рис. 205 Протыкающий и непротыкающий соляные куполы.

Галочками обозначена соль, черным — шапка соляных пород. Осадочные породы: О — олигоцен, М — миоцен, Р — плиоцен и плейстоцен; А — Барберс Хилл купол, Техас; В — соляной купол Шугарланд, Техас.

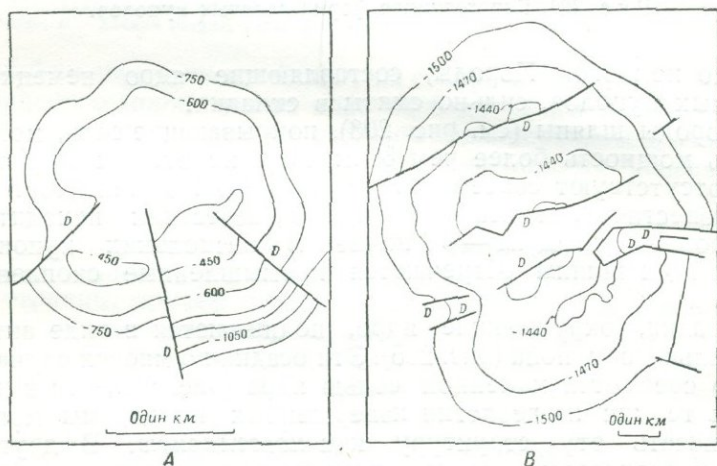


Рис. 206. Сбросообразование в соляных куполах.

Черными толстыми линиями показаны сбросы; D — опущенное крыло; А — соляной купол залива Клей, Техас; на поверхности пород кровли купола показаны структурные изолинии; сечения изолиниями через 150 м.; В — нефтяное поле Конро, Техас; на поверхности главного горизонта песков показаны структурные изолинии; сечения изолиний через 30 м.

Зона тектонической глины была отмечена в некоторых американских куполах в контакте ядра и окружающих осадков. Местами мощные брекчии окружают соляное ядро некоторых румынских соляных куполов. Обломки,

происходящие из окружающих осадков, впаиваются в массу соли, или, менее обычно, гипса.

Осадки, покрывающие ядра некоторых соляных куполов, разбиваются сбросами. Эти сбросы могут быть радиальными (рис. 206, А), но чаще они относятся к более или менее параллельной системе, образуя один или несколько грабенных (рис. 206, В). Эти нормальные сбросы ясно показывают, что осадки в куполе испытывали растяжение.

Глубина залегания кровли ядра под поверхностью земли сильно различается и иногда на этом основании классифицируются и соляные купола [110]. *Глубокие купола* — это такие, в которых вершина ядра находится на глубине 1500 м от поверхности земли; во многих так называемых глубоких куполах ядро не достигнуто. *Купола промежуточной глубины* — такие, в которых вершина ядра находится на глубине от 1000 до 1500 м от поверхности земли. *Мелкие купола* — такие, в которых вершина ядра находится на глубине меньше 1000 м от поверхности земли.

В некоторых румынских куполах каменная соль обнажается на поверхности земли, а в некоторых иранских куполах соль буквально вытекает на поверхность, образуя эффектные „глетчеры“, состоящие из каменной соли.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ

Соляные купола образуются в результате внедрения пластической каменной соли в окружающие осадки. Соль поступает из подстилающего материнского слоя, хотя в Техасе и Луизиане этот материнский слой не был достигнут скважинами, пройденными в осадках вне пределов куполов. В Германии, однако, пермские слои соли представляют часть нормальной стратиграфической колонки в ненарушенных осадках. Известны все структурные переходы в полого наклоненных слоях от простых антиклинальных до подлинных соляных куполов.

Американские соляные купола поднимались независимо от тектонических сил. Движущей силой служило различие в плотности между солью и окружающими осадками. Соль, имеющая более низкий удельный вес, чем осадки, двигалась вверх, до некоторой степени подобно тому, как легкая жидкость поднимается через покрывающую ее более тяжелую жидкость. Нетлтон [94] исследовал этот вопрос экспериментально и получил деформационные структуры, удивительно напоминающие соляные купола (рис. 207). Согласно его исследованиям, если в кровле первичного соляного слоя сущест-

вует небольшой антиклинальный изгиб, то происходит движение вверх и соль „отсасывается“ из окружающего района. В конце концов соляной слой в прилегающей площади может стать настолько тонким и суженным, что дальнейшее поступление соли невозможно. Действительно, много соляных куполов могли быть выжатыми из материнских слоев, и они могут иметь обтекаемую форму с округлой вершиной и острым нижним окончанием (см. рис. 204, С).

Бартон подчеркивает, что хотя каменная соль движется вверх по отношению к окружающим осадкам, она может сохранять одно и то же положение относительно уровня моря [7]. Другими словами, окружающие осадки двигались вниз, в то время как соль оставалась неподвижной; соляные купола образуются скорее при движении вниз, чем при движении вверх. Хотя это может быть в основном и правильно, такое различие с механической точки зрения не имеет значения.



Рис. 207. Схема течения соляных куполов.

Первоначальное положение слоя парафина, находящегося ниже точечной линии, и положение ртути, находящейся выше ее.

В Румынии горизонтальное сжатие было важным фактором в развитии соляных куполов. Соль, выдавливаемая вверх орогеническим давлением, проходила через осадки в сводах антиклиналей, образуя диапировые складки. Зандерс полагал, что американские и румынские соля-

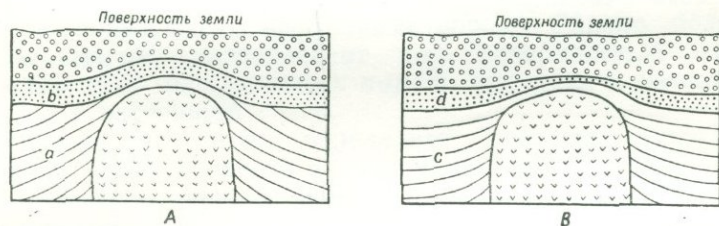
ные купола являются двумя крайними типами переходной серии [110]. Орогенические силы, которые играли важную роль в образовании румынских соляных куполов, воздействовали также и на германские соляные купола. Купола в СССР вокруг Каспийского моря и иранские купола подвергались лишь слабому действию сжимающих сил.

Происхождение шляпы является вопросом, по которому нет единодушного мнения. Согласно одной теории, породы шляпы являются остаточным материалом после растворения соли в кровле поднимающегося купола. Другая теория предполагает, что породы шляпы — это осадочный материал, отложенный на кровле первичного соляного слоя; этот материал был вытолкнут впереди поднимающегося соляного тела.

РАЗВИТИЕ СТРУКТУР СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ

По вопросу о развитии структур соляных куполов имеется огромное количество сведений как в Америке, так и в других странах. Некоторые, а может быть, многие из американских соляных куполов поднимались в продолжение третичного времени. Доказательства этому получены по данным стратиграфии.

Угловое несогласие, как это показано на рис. 208, А, свидетельствует о том, что значительное поднятие произошло после отложения формации *a*, но до отложения формации *b*. Соль поднималась через формацию *a*, срезая



Р и с. 208. Критерий для определения возраста движений соляных куполов.

Галочками обозначены ядро соли и шляпа соляных пород, остальные породы осадочные. А — несогласие между формациями *a* и *b*; В — формация *d* угнетшена над ядром соли.

напластование и куполовидно приподнимая осадки. Последующая денудация сносила многие из более молодых слоев формации *a*. Формация *b* была отложена позже и в результате обновленного восходящего движения была слабо куполовидно изогнута. В других случаях формация может становиться тоньше над вершиной купола. Это свидетельствует о том (рис. 208, А), что купол активно поднимался во время отложения формации *a*, но установить несогласие внутри формации *a* затруднительно. Необходимо помнить, что все данные получают из скважин.

Соляные купола, выраженные в рельефе, были, видимо, активными в относительно недавние времена. Кроме того, если плейстоценовые или современные гальки на куполе приподняты над окружающим районом, очевидно, что соль была активна в течение четвертичного времени.

ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Подробное рассмотрение богатств соляных куполов не входит в задачу этой книги, но соляные купола имеют столь большое экономическое значение, что краткое

описание является весьма желательным. Нефть скопляется в осадках, которые окружают ядро каменной соли; в некоторых случаях ее находят в породах шляпы. Большие количества серы были получены из пород шляпы некоторых соляных куполов. Возможно, эта сера получилась из ангидрита и гипса, которые обычно присутствуют в шляпе, но относительно деталей этого процесса нет единого мнения. Каменная соль ядра также используется экономически. Калийные соли широко разрабатывались в германских соляных куполах, где они залегают в слоях, которые были отложены при накоплении осадков.

ПЛУТОНЫ

ВВЕДЕНИЕ

Часть магмы изливается на земную поверхность в виде лавы или выбрасывается в воздух; в результате этих процессов образуются эффузивные породы. Однако большая часть магмы затвердевает под поверхностью земли, образуя тела *интрузивных пород*; эти тела и рассматриваются в настоящей главе.

Отнюдь не легко определить границы петрологии и структурной геологии в данном частном вопросе. Петролог в первую очередь интересуется минералогией, химией и происхождением данных интрузивных пород. Геолог-тектонист интересуется формой этих тел, так как она играет важную роль в архитектуре земли. Он занимается механизмом интрузии, включающим движение крупных масс пород под влиянием гравитационных или тектонических сил.

Элементы внутренней структуры интрузивных пород, такие, например, как полосчатость и слоистость, весьма важны, поскольку они обуславливаются процессом интрузии или влиянием позднейших сил, действовавших на затвердевшую породу.

В идеальном случае изучающий интрузивные породы должен быть и петрологом и геологом-тектонистом; хороший полевой геолог, будучи хорошим петрографом, получит совершенные познания о физико-химии пород. Однако в этой книге мы будем касаться только структурной части проблемы.

Плутон — это тело интрузивных изверженных пород определенной формы и величины. Прежде этому общему термину не придавали большого значения, однако, особенно когда имеется недостаточно данных, гораздо лучше называть тело *плутоном*, чем употреблять термин с определенным значением. Раньше, если полевые данные были недостаточны, тело интрузивной изверженной породы слишком часто называлось *лакколитом* или *батолитом*. Геолог должен называть тело *плутоном*, а затем дать о нем более точные сведения.

Структурное изучение плутонов заключается в описании их внутренней структуры, формы, размера, а также структурных и хронологических взаимоотношений со вмещающими породами.

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА

Многие изверженные породы являются *массивными*, и не обнаруживают преимущественной ориентировки составляющих минералов (рис. 209, А). Другие же характеризуются

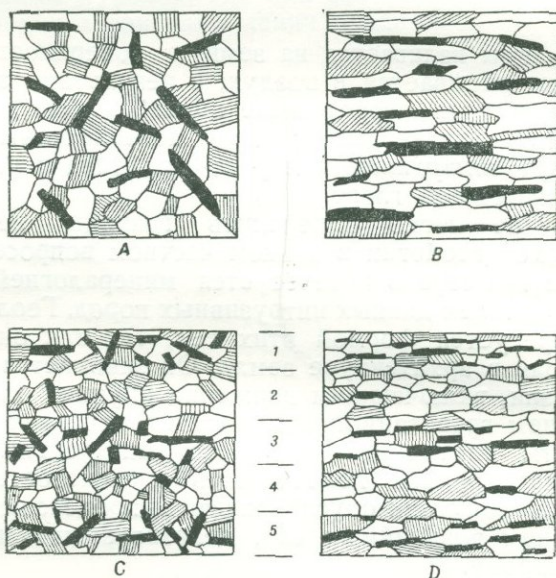


Рис. 209. Внутренняя структура (internal structure) изверженных вулканических пород.

Натуральная величина. Черным изображены пластинчатые темноцветные минералы, такие, как биотит; штриховкой отмечен полевой шпат; белым изображен кварц. А — массивная порода; В — сланцеватая (foliated) порода; С — полосчатая или псевдослоистая (banded or layered) порода; D — полосчатая и сланцеватая (banded and foliated) порода. В С и D прослой 1, 3 и 5 богаче темноцветными минералами, чем слои 2 и 4.

сланцеватостью вследствие параллельного расположения пластинчатых минералов (рис. 209, В). Совершенство сланцеватости сильно варьирует — она может быть хорошо заметной в одних случаях и едва ощутимой в других. *Первичная* сланцеватость образуется во время кристаллизации магмы, тогда как *вторичная* сланцеватость развивается после того, как порода затвердела. Вторичная сланцеватость

сходна в этом отношении со сланцеватостью метаморфических пород. Способы различия первичной и вторичной сланцеватости рассматриваются ниже. *Полосчатые* или *псевдослоистые* интрузивные породы состоят из чередующихся слоев различного минерального состава. На рис. 209, С темные минералы, показанные черным, обильны в слоях 1, 3, 5, но редки в слоях 2 и 4. Слои колеблются по мощности обычно от 1 до 10 см, в исключительных случаях мощность может быть больше или меньше указанной. Если минералы в такой слоистой породе пластинчатые и лежат параллельно один другому, порода будет и сланцеватой и полосчатой (рис. 209, D).

Первичная линейная ориентировка будет рассматриваться ниже.

Включения — это обломки более древней породы, окруженные изверженной породой. Они могут быть угловатыми, полуугловатыми или округлыми. *Ксенолит* — это включение, которое, без сомнения, образовалось из более древних формаций, генетически не связанных с самой изверженной породой, как, например, обломок песчаника в граните. *Автолит* иногда называют *родственным ксенолитом*, понимая под этим термином включение более древней изверженной породы, генетически связанной с породой, в которой она заключена. Таким образом, включение диорита в гранодиорите называется *автолитом*, если можно доказать, что оба произошли из одной и той же материнской магмы. Решение вопроса, имеют ли две породы общее происхождение, является главной задачей петрологии.

Сегрегация — это округлое или неправильное по форме тело диаметром от нескольких сантиметров до многих метров и в некоторых случаях сотен метров в поперечнике, которое было обогащено одним или более минералами, составляющими изверженную породу. Таким образом, роговообманковый гранит может содержать участки, которые имеют значительно больше роговой обманки, чем окружающий гранит.

Эти участки являются сегрегациями, если они образовались в то же время, как гранит затвердевал и если их образование произошло вследствие концентрации атомов, из которых состоит роговая обманка. Петрографические методы могут оказаться необходимыми для отличия сегрегации от включения, особенно если включения были изменены действием магмы.

Шлиры — это слегка волнистые, полосчатые, неправильной формы блоки, не имеющие резкого контакта

с окружающими изверженными породами. Шлиры могут быть либо темнее, либо светлее породы, в которой они встречаются. Одни шлиры являются разрушенными, измененными включениями¹, другие могут быть сегрегациями, третьи могут представлять концентрации остаточного расплава в породе, которая раскристаллизовалась иным образом.

ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ СО СМЕЖНЫМИ ПОРОДАМИ

Интрузивная изверженная порода может быть либо древнее, либо моложе окружающих образований. Если интрузивная порода древнее, окружающие породы должны залегать на ней несогласно (рис. 210, А). Слоистость в осадочных породах, в горизонтах, залегающих выше несогласия, в основном параллельна контакту. Обломки из изверженной породы, в виде галек или минеральных обломков, могут находиться в перекрывающих образованиях.

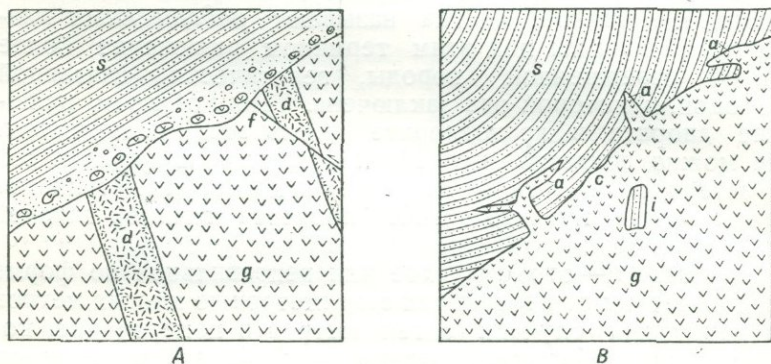


Рис. 210. Относительный возраст плутона и вмещающих пород.

А — несогласие; В — интрузивный контакт.

s — песчаник и глинистый сланец; g — гранит; d — дайка диорита; f — взброс; i — включение; a — апофизы; c — охлажденный контакт гранита.

Изверженные породы крупнозернисты на контакте, а сбросы и дайки в изверженной породе могут срезаться у контакта.

Если изверженная порода моложе, чем окружающие образования, должен существовать *интрузивный контакт* (рис. 210, В). Молодые дайки или интрузивные залежи

¹ Автор дает широкое толкование термина *шлиры*, понимая под ним и разрушенные включения, являющиеся фактически уже ксенолитами. (Прим. перев.)

изверженной породы могут прорезать окружающие образования, а включения последних могут находиться в интрузиве. Изверженная порода становится более тонкозернистой по соседству с более древними породами, образуя *горячий контакт*. Слоистость в окружающих образованиях может как срезаться, так и не срезаться контактом. Для многих контактов трудно получить окончательные данные, но тщательные поиски обычно все же дают ценные сведения.

СТРУКТУРНЫЕ ВЗАИМОТНОШЕНИЯ С ВМЕЩАЮЩИМИ ПОРОДАМИ

Во многих случаях более древние породы, в которые интродуцирует плутон, характеризуются слоистостью или сланцеватостью. Тело является *согласным*, если контакты его параллельны слоистости или сланцеватости более древних пород (рис. 211, А). Тело является *несогласным*, если контакты его секут слоистость или сланцеватость более

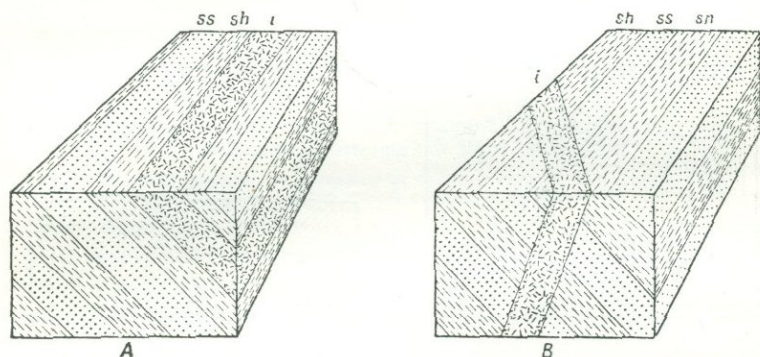


Рис. 211. Сogласная и несогласная интрузия:

А — согласный плутон; В — несогласный плутон.
ss — песчаник; sh — глинистый сланец; i — изверженная порода плутона.

древних пород (рис. 211, В). Во многих случаях, конечно, контакт может быть согласным в одних местах и несогласным в других. Термины *согласный* и *несогласный*, относимые к более крупным плутонам, могут употребляться в относительном смысле. Например, интрузив, согласный в региональном плане, может местами нарушать складчатую структуру более древних пород.

Наиболее удовлетворительной является классификация плутонов, основанная на том, имеют ли они согласные или

несогласные контакты, но, кроме того, надо принимать во внимание форму и размер их. К согласным телам относятся интрузивные залежи, лакколиты, лополиты и факолиты. К несогласным телам относятся дайки, батолиты и штоки.

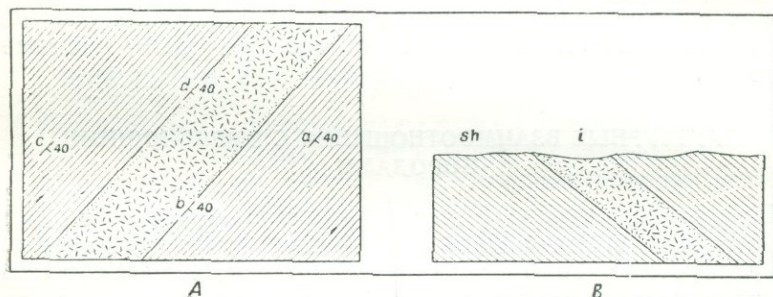


Рис. 212. Согласный плутон, контакты которого обнажены.

sh — глинистый сланец, *i* — изверженная порода плутона. А — геологическая карта; В — построенный поперечный разрез.

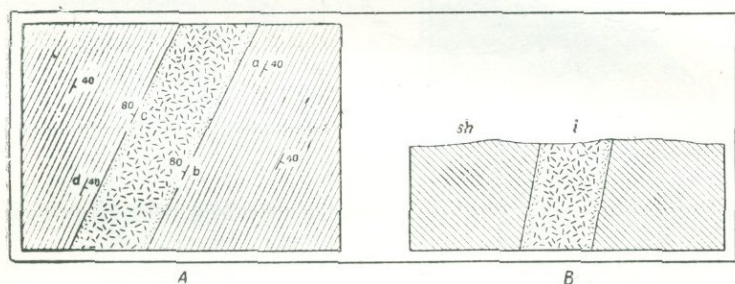


Рис. 213. Несогласный плутон, контакты которого обнажены.

sh — глинистый сланец, *i* — изверженная порода плутона. А — геологическая карта; значение букв дано в тексте; В — построенный поперечный разрез.

Структурные взаимоотношения с вмещающими породами можно определить различными путями. Более мелкие тела, имеющие в поперечнике несколько метров или десятки метров, можно наблюдать непосредственно в одном обнажении; являются ли они согласными или несогласными телами, можно установить непосредственно (рис. 211). Для больших плутонов необходимы косвенные методы. Рис. 212, А, например, представляет карту плутона шириной в 30 м, вытянутого в северо-восточном направлении. В точках

a и *c* слоистость имеет угол падения 40° на юго-восток. В точке *b* обнажен юго-восточный контакт плутона, он наклонен под углом 40° к юго-востоку. В точке *d* северо-западный контакт плутона наклонен под углом 40° на юго-восток. Очевидно, тело является согласным, как это показано на рис. 212, *B*, по крайней мере в зоне наблюдения.

Рис. 213, *A* представляет карту другого района. Как и в предыдущем случае, слоистость падает под углом 40° к юго-востоку. Но юго-восточный контакт в точке *b* и северо-западный контакт в точке *d* наклонены под углом 80° к северо-западу; плутон должен быть несогласным (рис. 213, *B*).

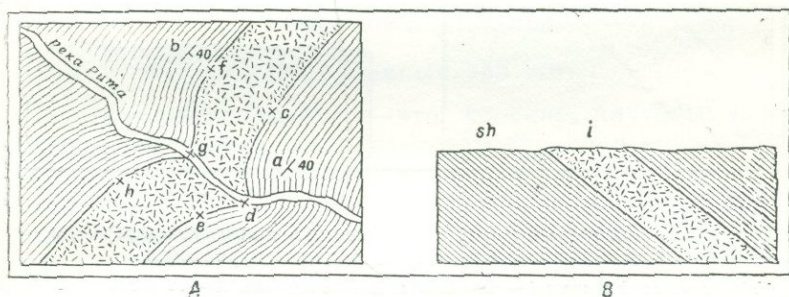


Рис. 214. Согласный плутон; положение контактов получено на основании соотношения их с рельефом;

sh — глинистый сланец; *i* — изверженная порода плутона. *A* — геологическая карта; *B* — построенный поперечный разрез.

Для установления положения необнаженных контактов имеется несколько косвенных методов. Один из этих методов основывается на изучении рельефа. На рис. 214, *A* слои падают под углом 40° на юго-восток. Контакты плутона не обнажены, но обнаженность вполне достаточна для того, чтобы установить положение контакта в пределах нескольких метров. Контакт изгибается по течению реки, где он пересекается долиной. Если высотные отметки юго-восточного контакта в точках *c*, *d* и *e* известны, угол падения контакта можно подсчитать методом трех точек. Подобным же образом положение северо-западного контакта может быть определено, если известны высотные отметки точек *f*, *g* и *h*. Если оба контакта наклонены под углом 40° к юго-востоку, плутон является согласным.

Если в изверженной породе присутствует первичная сланцеватость, применяется другой метод. На рис. 215, *A* слоистость падает под углом 40° на юго-восток, но

действительный контакт плутона нигде не обнажен. Первичная сланцеватость близ обоих контактов также наклонена под углом 40° к юго-востоку. Наблюдения во многих странах мира показывают, что первичная сланцеватость обычно параллельна прилежащим контактам. Этот вопрос рассматривается ниже более подробно. Отсюда можно заключить, что контакт в данном примере наклонен под углом 40° к юго-востоку и что плутон является согласным.

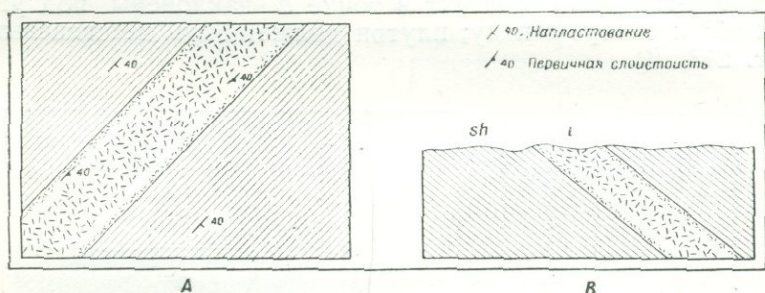


Рис. 215. Согласный плутон. Положение контактов получено при анализе соотношения выходов и рельефа:

sh — глинистый сланец; *i* — изверженная порода плутона. А — геологическая карта; В — построенный поперечный разрез.

Положение контакта может быть определено в искусственных выработках, таких, как тоннели, шахты или буровые скважины. Можно также использовать и геофизические методы.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРМЫ И РАЗМЕРА ПЛУТОНОВ

Форма и размер плутонов почти всегда являются предметами догадок. Это справедливо даже и для более мелких тел. Интрузив, подобный представленному на рис. 212, является, повидимому, плоским, но мощность его точно неизвестна.

Если имеются обнажения, можно установить северо-восточную-юго-западную протяженность его. Но протяженность вниз по падению обычно бывает неизвестной, если не считать некоторых искусственных выработок, например, буровых или горных, а часть же интрузива, находившаяся ранее вверх по падению, навсегда уничтожена денудацией.

Для больших плутонов горизонтальная проекция определяется площадным картированием, которое позволяет решить, является ли тело линейным, округлым, аркообразным или

неправильным. Положение контакта определяется методами, рассмотренными выше, непосредственным наблюдением, по отношению к рельефу или по положению первичной сланцеватости. Применение этих принципов рассматривается более полно в тех разделах, которые касаются различных видов плутонов. Протяженность тела вниз находится вне сферы наблюдения и является по необходимости предметом экстраполяции. В районах с резко расчлененным рельефом контакты могут обнажиться в вертикальных срезях хребтов на тысячу и более метров. Данные же со значительных глубин могут быть получены там, где есть горные выработки или скважины.

СОГЛАСНЫЕ ПЛУТОНЫ

Интрузивные залежи

Интрузивные залежи — это плоские плутоны, параллельные слонстости или сланцеватости вмещающих пород (рис. 216). Породы интрузивной залежи моложе, чем породы, находящиеся по обе стороны от него. Интрузивные залежи могут быть горизонтальные, вертикальные и наклонные; представление о том, что интрузивная залежь должна быть обязательно горизонтальна, совершенно ошибочно.

Интрузивные залежи тонки по мощности по сравнению с их размерами в направлениях, параллельных структурам

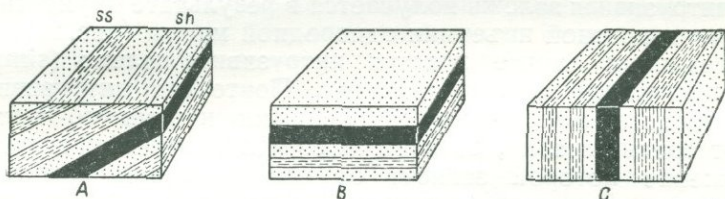


Рис. 216. Интрузивная залежь:

ss — песчаник; *sh* — глинистый сланец; *i* — изверженная порода интрузивной залежи. *A* — наклонная интрузивная залежь. *B* — горизонтальная интрузивная залежь. *C* — вертикальная интрузивная залежь.

вмещающих пород. Интрузивные залежи и лавовые потоки имеют некоторые общие черты. Те и другие представляют собой пластообразные тела, параллельные деформационной структуре вмещающих пород. Однако они отличны по своему происхождению. Поток изливается на поверхность земли и является по возрасту более древним, чем перекрывающие породы. Интрузивные залежи моложе, чем слои, залегающие выше и ниже их; кроме того, они затвердевают

ниже поверхности земли. Критерии для отличия интрузивных залежей от лавовых потоков даются ниже.

Интрузивные залежи колеблются в размере от крошечных прослоев мощностью менее сантиметра до крупных тел в несколько сот метров мощностью. Интрузивные залежи малых размеров протягиваются на несколько метров или десятков метров, тогда как большие интрузивные залежи покрывают тысячи квадратных километров.

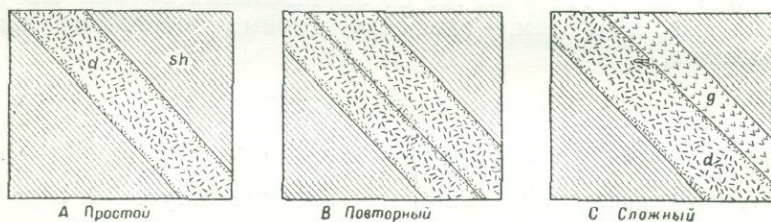


Рис. 217. Поперечные разрезы интрузивных залежей:

sh — глинистый сланец; *d* — диорит; *g* — гранит. А — простая интрузивная залежь; В — повторная (Multiple) интрузивная залежь; С — сложная (Composite) интрузивная залежь.

Простая (simple sill) интрузивная залежь получается в результате однократной инъекции магмы (рис. 217, А). *Повторная* интрузивная залежь получается в результате двукратной или многократной инъекции однородной магмы (рис. 217, В). В идеальном случае простая интрузивная залежь (simple sill) закаляется только в краях. Повторная интрузивная залежь, хотя и обладает закаленными краями, но также имеет среднюю зону, состоящую из мелкозернистой породы, положение которой зависит от относительной мощности отдельных интрузивных залежей. Чем больше количество отдельных инъекций при образовании многократной интрузивной залежи, тем больше будет количество закаленных зон. Если инъекции следуют одна за другой в сравнительно быстрой последовательности, закаленные зоны могут быть неясными. *Сложная* интрузивная залежь получается из двух или более инъекций магмы различного состава. Рис. 217, С показывает интрузивные залежи, образованные отдельными инъекциями диорита и гранита. Небольшие апофизы гранита прорезают диорит; последнее говорит о том, что гранит моложе диорита.

Дифференцированные интрузивные залежи (рис. 218) представляют особый интерес для петрологов при решении вопросов магматической дифференциации [35]. Такие интруз-

живные залежи имеют обычно мощность в сотни метров и образуются при инъекции горизонтального магматического пласта. Магма остывает медленно и под влиянием силы тяжести разделяется на слои различного состава. При продолжении кристаллизации минералы более тяжелые, чем магма, стремятся опуститься, тогда как кристаллы более легкие стремятся всплыть. Роль поднимающихся газов еще не выяснена. В идеальном случае, как это показано на

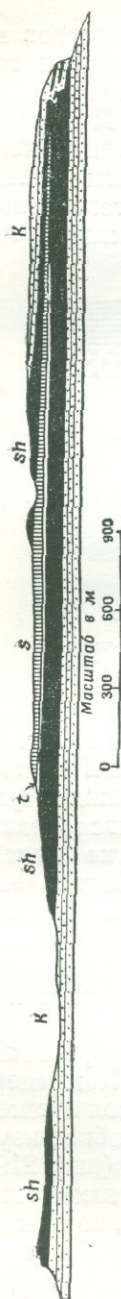


Рис. 218. Дифференцированная интрузивная залежь:

a и *d* — породы с химическим составом первичной магмы; *b* — часть пород, более богатая темновыми минералами, чем *a* и *d*; *c* — порода, более богатая светлыми минералами, чем *a* и *d*.

рис. 218, дифференцированная интрузивная залежь будет иметь в кровле и подошве сравнительно тонкие слои *a* и *d* тонкозернистой породы, представляющей быстро охлажденную первичную магму. Выше „донного“ слоя находятся более тяжелые породы *b*, которые содержат минералы более высокого удельного веса. Еще выше идет слой более легких пород *c*, содержащий минералы сравнительно низкого удельного веса. Объединенный химический состав *b* и *c* соответствует смешанному составу *a* и *d*. В простейшем случае контакты между этими четырьмя слоями будут постепенными.

При изучении деталей дифференцированных интрузивных залежей может возникнуть много осложнений. Например, можно полагать, что плотность породы внутри слоя *b* изменяется так, что слои будут тяжелее книзу. Подробное изучение подобного тела в Шонкин-Сэг, Монтана (рис. 219) [73], показывает, что наиболее тяжелые породы находятся на много метров выше донного слоя *b*. Более того, контакты слоя *c* скорее достаточно резки, чем постепенны; это произошло вследствие движения частично жидкой магмы после дифференциации.



Р и с. 219. Интрузив Шонкин Сэг, Монтана.

Пример дифференциации на месте. К — осадки казб. на; sh — шенкит (сегнит, богатый темновесными минералами); t — переходная порода; s — сегнит.

Отличить дифференцированные интрузивные залежи от сложных может быть затруднительно. Во-первых, очевидно, интрузивные залежи, в которых более светлые породы находятся у дна, не могут образоваться благодаря дифференциации на месте под влиянием силы тяжести. Во-вторых, дифференциация на месте подразумевается в том случае, когда различные слои постепенно переходят один в другой. Но это никоим образом не является надежным критерием, так как при некоторых условиях между двумя интрузивами различного возраста контакты бывают скорее постепенными, чем резкими. Более молодой интрузив может реагировать с более древней породой, образуя переходную зону, шириной во много метров. В-третьих, хотя резкие контакты, повидимому, выражают последовательные инъекции, расплав, получающийся при дифференциации на месте, может перемещаться на несколько десятков метров и создавать резкие контакты.

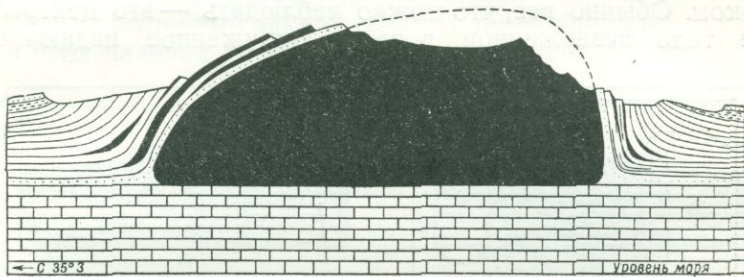
Вполне возможно, конечно, что дифференцированные интрузивные залежи деформируются в более поздние орогенические фазы и даже приобретают вертикальное или перевернутое залегание.

Лакколиты

Лакколит [49] — это интрузивное тело, куполообразно приподнимающее слои, между которыми оно было внедрено (рис. 220). Если основание его сравнительно горизонтально (рис. 220, 221, А), лакколит может быть описан как плоско-выпуклый, но если основание выгнуто книзу (самый верхний лакколит на рис. 221, В), лакколит может быть описан как двояковыпуклый. Такое различие, однако, устанавливать трудно потому, что, как будет показано ниже, достоверные данные, касающиеся при-

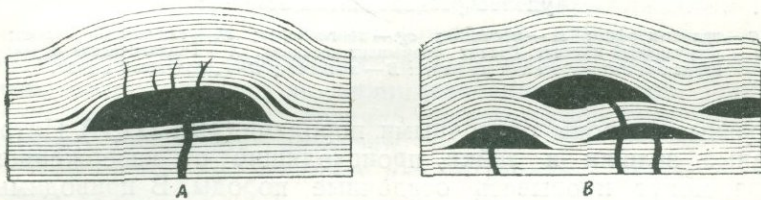
роды основания, обычно получить невозможно. Лакколиты часто имеют от 3 до 6 км в диаметре, мощность же их доходит до тысяч метров.

Очевидно могут существовать все переходы между лакколитами и интрузивными залежами. В типичном лакколите диаметр лишь в несколько раз больше, чем мощность.



Р и с. 220. Асимметричный лакколит Маунт Хиллерс, Генри Маунтин, Юта.

Черным обозначены изверженные породы (трахиты); вмещающие породы — мезозойские осадочные породы.



Р и с. 221. Лакколиты.

Черным показаны изверженные породы, штриховкой — осадочные породы. А — идеальный поперечный разрез лакколита, который сопровождается дайками и интрузивными залежами; В — идеальный поперечный разрез группы лакколитов.

В типичной интрузивной залежи диаметр во много раз превосходит мощность. Тело может быть названо *лакколитом*, если отношение диаметра и мощности меньше десяти; если же это отношение больше десяти, тело следует называть *интрузивной залежью*. Это не строго обязательно, но во всех геологических классификациях выделяют такие типы.

Типичный лакколит имеет подошву; на большинстве чертежей показывается маленькая центральная трубка, через которую интродировала магма (рис. 221). Ввиду того, что основание и питающий канал наблюдаются редко (если

наблюдаются вообще), то следует иметь в виду, что такие чертежи основываются главным образом на умозаключениях.

Если долина прорезала бы лакколит, могло бы обнажиться основание его и, даже, может быть, центральный канал. Но большинство лакколитов, особенно на западе США, являются телами, состоящими из устойчивых пород с радиальным стоком. Обычно все, что можно наблюдать, — это центральное тело изверженной породы, окруженное падающими

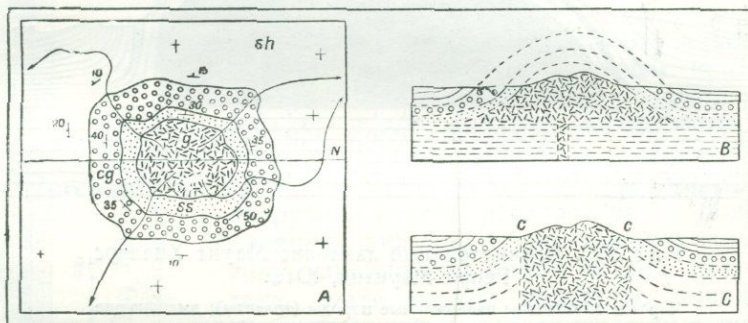


Рис. 222. Интрузивная порода в центре куполообразноподнятых осадков:

g — гранит-порфир; *ss* — песчаник; *cg* — конгломерат; *sh* — глинистый сланец; *c* — интрузивный контакт. Гранит прорывает песчаник. А — Геологическая карта; варианты интерпретации по карте: В — лакколит; С — «бездонный шток».

в разные стороны осадочными породами (рис. 222, А). Интрузивные залежи и дайки, происходящие от изверженного ядра, могут прорывать осадочные породы. В приводимых поперечных разрезах (рис. 222, В) данные, нанесенные по наблюдениям, показаны сплошными густыми линиями. Предполагаемое же строение плутона дано пунктирными линиями; очевидно, что подошва лакколита и питающий канал могут быть нанесены как гипотетические.

Согласно иной интерпретации на рис. 222, С представлен «бездонный» интрузив (bottomless). В этом случае контакты его являются секущими. Очевидно, контакты в местах *c* являются теми пунктами, на которых собраны данные. Если интрузив является лакколитом, контакты должны быть согласными с вмещающими породами. Даже такие данные не являются решающими, ибо, как показано на рис. 223, А, тело может быть на поверхности согласным, а на глубине секущим и «бездонным». Точная форма интрузива могла бы быть определена только бурением или горными выработками.

Из предыдущего очевидно, что положение и природа питающего канала также являются нерешенными вопросами; само существование питающего канала некоторые геологи считают сомнительным. Возможно, что некоторые лакколиты имели питание сбоку (рис. 223, В); некоторые же лакколиты могут быть утолщениями на интрузивных залежах.

Асимметричный лакколит — это такой лакколит, в котором угол падения пород кровли значительно отличается на

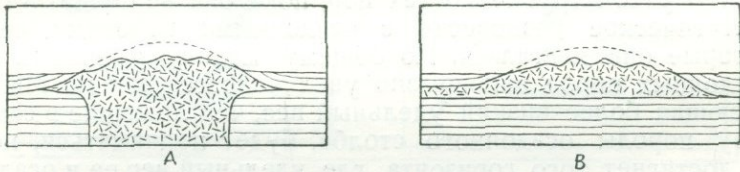


Рис. 223. Куполовидная согласная интрузия.

Различно ориентированными штрихами изображена интрузивная порода; горизонтальной штриховкой обозначены осадочные породы. А — интерпретируется как согласная кровля тела, которое в основном несогласно и „бездонно“; В — интерпретируется как большое вздутие на конце интрузивной залежи.

различных участках (см. рис. 220). *Межформационный* лакколит — это лакколит, инъецированный вдоль несогласия. *Бисмалит* — это разновидность лакколита, кровля которого была приподнята вдоль цилиндрических сбросов. Однако ясно, что в поле, как правило, невозможно отличить такое тело от „бездонной“ интрузии.

Развивается ли лакколит или интрузивная залежь, когда магма проникает вдоль горизонтально слоистых плоскостей, зависит от нескольких факторов, из которых наиболее важным является вязкость магмы. Небольшая вязкость обуславливает появление тонких, широко простирающихся интрузий типа интрузивных залежей. Большая вязкость, поскольку она препятствует боковому распространению магмы, обуславливает появление лакколитов [98].

Кровля лакколита поднимается под действием гидростатического давления магмы. Покрывающие осадочные породы, сжатые давлением магмы, растягиваются параллельно слоистости. Размер растяжения зависит, конечно, от формы лакколита, но в некоторых случаях он достигает 10% и даже более. Соответственно мощность покрывающих осадочных пород уменьшается. Трещины растяжения могут образоваться вследствие этого „растяжения“ кровли. Кровля некоторых экспериментально полученных лакколитов [71] разламывалась радиальными и концентрическими трещинами.

Над трещинами этого типа производится мало полевых наблюдений, частично по той причине, что породы кровли обычно снесены денудацией. Но даже там, где кровля сохраняется, такие трещины встречаются редко, повидимому, вследствие того, что породы были вполне пластичны, и способны деформироваться без разрывов.

Условия, определяющие горизонт, в который интродуцирует магма, не вполне ясны. Когда лакколиты были описаны впервые, предполагалось, что магма поднимается по сравнительно узкой трубке до тех пор, пока она не придет в гидростатическое равновесие с осадочными породами, через которые она двигалась. По общему мнению удельный вес осадочных пород непрерывно увеличивается книзу. Магма, имеющая более низкий удельный вес, чем лежащие в самом низу породы осадочного столба, будет подниматься, пока не достигнет того горизонта, где удельный вес ее и осадочных пород приблизительно равен. Не имея возможности подниматься выше, магма будет распространяться в боковом направлении. Большое значение при этом имеют и физические свойства интродуцируемых осадочных пород. Магма может подниматься, пока не достигнет серии слоев, через которые она не в состоянии проникнуть, вследствие их крепости или пластичности; в этом горизонте магма распространяется в боковом направлении.

Лополиты

Лополит [61] — это согласная интрузия, связанная со впадиной (рис. 224). В простейшем и идеальном случае осадки выше и ниже лополита падают внутрь по направлению к общему центру. Диаметр лополита обычно измеряется десятками или даже сотнями километров, а мощность — тысячами метров. Прекрасные примеры дает Бушвельдский изверженный комплекс Южной Африки, где имеются два лополита (рис. 225), причем верхний состоит из гранита, а нижний — из норита и родственных ему пород [62]. Если лополит инъецировал вдоль углового несогласия, породы выше интрузии будут обладать падением, направленным внутрь, а подстилающие породы будут смяты. Лополит Дулют, Мицнезота, является таким телом, но он несовершенен, так как затрагивает главным образом северо-западную часть впадины. В Содбери, Онтарио, большая интрузия, с которой связаны никелевые руды, многими считается лополитом.

Природа питающего канала лополита проблематична. Канал может быть сравнительно узким и расположенным

в центре, как показано на рис. 224, В, или может быть значительно бóльшим. Никаких данных по этому вопросу нет. Образование прогиба и сама интрузия могли быть

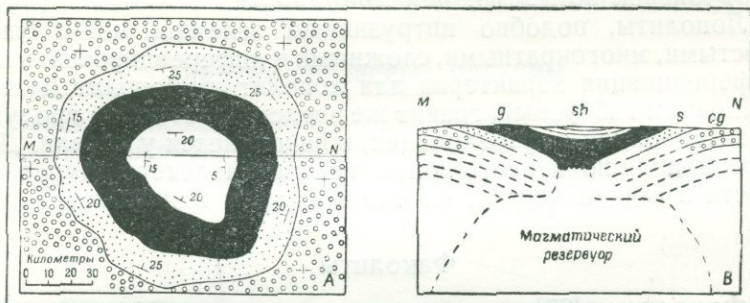


Рис. 224. Лополит.

cg — конгломерат; s — песок; sh — глинистый сланец; g — габбро лополита. На карте проставлены знаки падения-простираия; + — горизонтально-залегающие слои. А — геологическая карта; В — структурный разрез.



Рис. 225. Лополиты Бушвельдского комплекса изверженных пород Южной Америки:

OG — древние граниты; T — трагсвальская система; K — система Карру; N — норит нижнего лополита; g — более молодой гранит в верхней части лополита; S — молодые сиениты, не связанные с лополитом.

одновременными. Вышележащие породы прогибаются вниз в то время как большие магматические массы поднимаются из нижерасположенного магматического резервуара (см. рис. 224, В). В действительности некоторые геологи считают акт одновременного образования прогиба существенным

признаком определения лополита. Если бы большой согласный слой, инъецированный в спокойно залегающие осадочные породы, был изогнут в течение более позднего орогенического периода, эти геологи скорее назвали бы его *интрузивной залежью*, чем *лополитом*.

Лополиты, подобно интрузивным залежам, могут быть простыми, многократными, сложными и дифференцированными. Дифференциация характерна для лополитов. Лополит Дулют в основном габбровый, гранит же представляет собой продукт гравитационной дифференциации, и накапливается у кровли. Дифференциация норитового лополита Бушвельдского комплекса проста в общих чертах, но очень сложна в деталях.

Факолиты

Факолиты [65] — это согласные интрузии, локализованные в сводах антиклиналей (рис. 226, В) или в мульдах синклиналей. Факолиты серповидны не только в поперечном разрезе, но также и в плане вследствие того, что они обычно

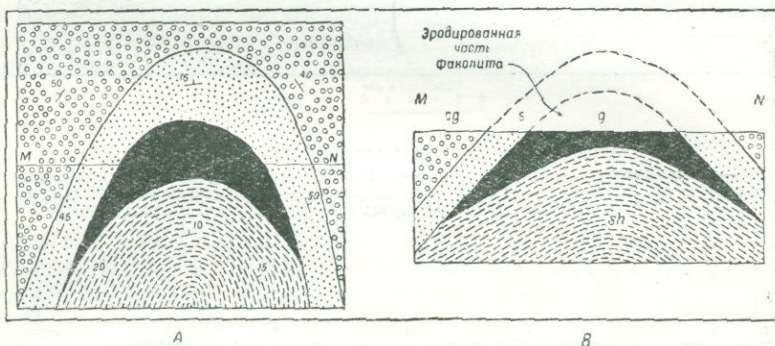


Рис. 226. Факолит.

А — карта гранитового факолита в антиклинали, погружающейся к северу;

В — поперечный разрез того же факолита.

sh — глинистый сланец; s — песчаник; sg — конгломерат; g — гранит.

связаны с погружающимися складками. Рис. 226, А представляет геологическую карту погружающейся к северу антиклинали с интродуцированным в нее факолитом, показанным черным. Мощность факолитов измеряется сотнями или, самое большее, тысячей метров. В плане факолиты имеют длину, редко превышающую тысячу метров, замеренную вокруг гребня. Если интрузивные залежи, лакколиты и лополиты прокладывают дорогу к месту залегания, преодолевая силы сопротивления, то факолиты внедряются пас-

сивно, причем магма заполняет полости, которые образуются при складчатости. Так, например, в антиклиналях верхние слои могут оттесняться нижними. Однако представляется вероятным, что магма все же должна находиться под некоторым давлением и что она фактически отвоевывает для себя пространство.

Другие согласные плутоны

Наблюдения показывают, что крупные более или менее согласные интрузии являются неотъемлемой частью орогенических зон. Хотя для этих тел можно было бы дать специальные названия в зависимости от их формы и размеров,

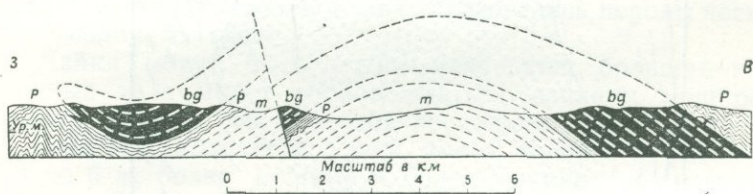


Рис. 227. Большой согласный плутон. Планшет Масома, Нью Хэмпшир.

Р — палеозойские сланцы; *т* — гранитные породы Масома; *bg* — гнейсы Бетлхема, которые образуют большой согласный плутон.

повидимому, лучше все же использовать общий термин *плутон*, чем придумывать новые.

В западном Нью-Хэмпшире большое пластообразное тело ортогнейсов, плутон горы Кло, имеет 160 км в длину. В поперечном разрезе — это слой, имеющий мощность свыше тысячи метров (*bg*, рис. 227) [26]. Возможно, что этот плутон внедрился как горизонтальный слой и был впоследствии смят. С другой стороны, он мог внедряться и с его настоящей изогнутой формой. Внедряющаяся магма двигалась с востока на запад.

Другие плутоны представляют крупные линзы, заключенные в более древних осадочных породах. Болк [5] утверждает, что подобное тело представляет анортозитовый комплекс горы Адейрондак, причем магма двигалась по направлению на юго-запад.

Подобные описанному тела, как, например, плутон кварцевого монзонита Кинсман в окрестностях горы Кардиган [11], обычны в западном Нью-Хэмпшире.

Некоторые согласные тела являются почти округлыми в плане и имеют крутые вертикальные контакты. Слоистость и сланцеватость окружающих осадков обтекают интрузивы:

(рис. 228). Глубина „дна“ такого интрузива является предметом догадок; верхняя часть его, повидимому, имеет цилиндрическую форму.

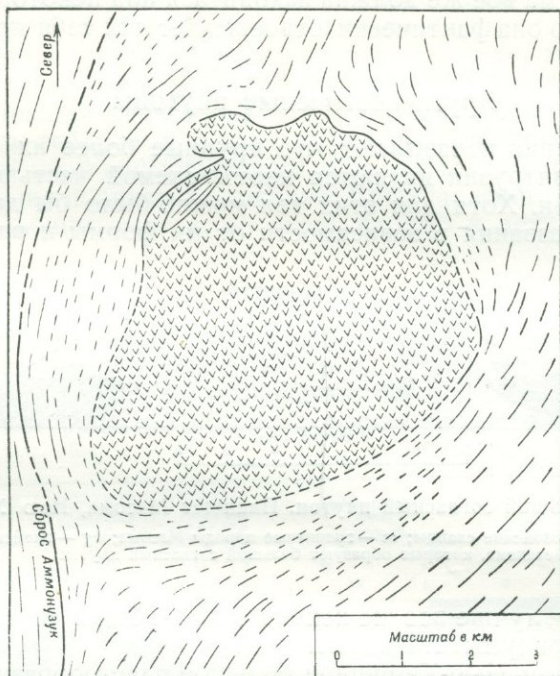


Рис. 228. Цилиндрический согласный плутон. Плутон Френч Понд, вблизи северного Хаверхилла, Нью-Хэмпшир.

Галочками изображен гранитный плутон; длинными линиями показано простирание крутопадающих метаморфических сланцев; короткими — примерное простирание метаморфических сланцев, перекрытых ледниковыми отложениями.

НЕСОГЛАСНЫЕ ПЛУТОНЫ

Дайки

Дайки — это тела изверженных пород, имеющие пластинчатую форму и секущие интрузируемые формации (см. рис. 211, В). Пластинообразные интрузивные тела, секущие массивные бесструктурные породы, также называли *дайками*. Большинство даек образовалось при инъекции магмы в трещины. При этом стенки трещины могли раздвигаться в результате давления интрузирующей магмы или же магма могла спокойно подниматься по трещинам, открытым растягивающими силами. В некоторых случаях тела,

кажущиеся дайками, образовались на месте; в этом случае растворы, двигавшиеся по трещинам, изменили вмещающие породы, превратив их в материал, напоминающий изверженные породы [54].

Эпитеты *простые, многократные, сложные и дифференцированные*, применительно к дайкам, могут использоваться в том же смысле, что и для интрузивных залежей. *Простая дайка* образуется в результате однократной интрузии магмы. *Многократная дайка* образуется в результате двукратной или многократной интрузии магмы одного и того же типа. *Сложная дайка* образуется в результате интрузии магмы двух или более типов. *Дифференцированная дайка*—это дайка, которая была интродуцирована из однородной магмы, но в результате дифференциации в ней образовались породы нескольких различных типов.

Дайки могут быть очень маленькие; большие изверженные тела могут сопровождаться дайками мощностью в доли сантиметров и длиной несколько сантиметров.

Большое количество даек имеет мощность, равную от 0,3 до 6 м; более мощные и более тонкие дайки не столь обычны. Расстояние, на котором дайка может быть прослежена, частично зависит от характера обнажения (фото XVII). В Гренландии встречаются дайки длиной 1,5 км, а некоторые из них достигают длины 5 км; среди них есть дайка, длина которой равна 10 км. В Англии дайка Клевеланд имеет длину, равную 175 км, а возможно и 310 км.

Дайка Медфорд, вблизи Бостона, Массачусетс, местами имеет мощность 150 м. Дифференцированная дайка в Брефвен, Швеция, имеет длину 32 км и ширину 1,6 км. Большая дайка в Родезии имеет 480 км длины и ширину—от 3 до 11 км, но она не является настоящей дайкой пластинчатой формы.

Система даек состоит из группы параллельных даек. Если же количество даек очень велико, то применительно к ним употребляют термин *групповые* дайки. В некоторых районах можно обнаружить несколько систем даек, и каждой системе могут быть свойственны отличные петрографические особенности; последнее служит признаком того, что различные системы даек появлялись в различное время. Трещины, заполненные отдельными дайками, системами даек и групповыми дайками, обычно обусловлены растяжением. Во многих случаях действующие силы имеют региональный характер; они даже могут быть косвенным результатом сжатия или действия пары сил. Заполнять разрывы может всякая магма. В другом месте давление, оказываемое большими телами магмы, может вызывать появление трещин

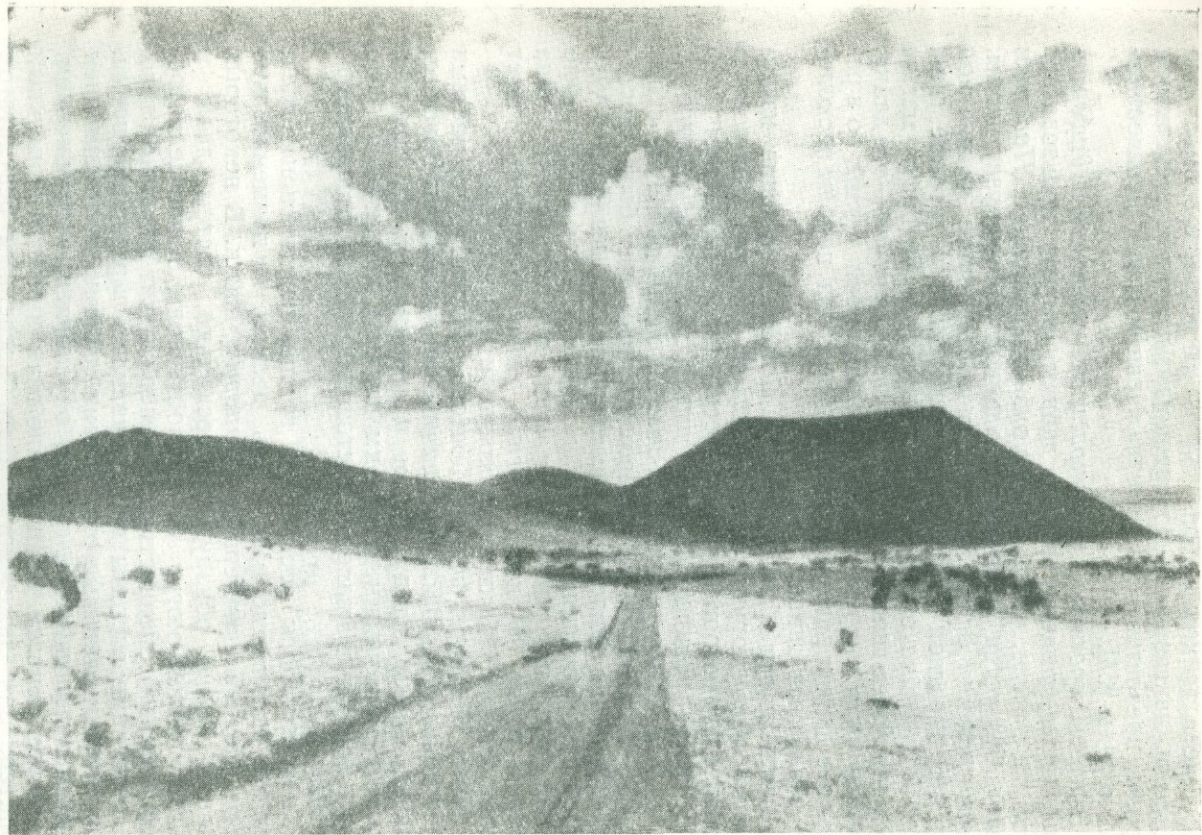
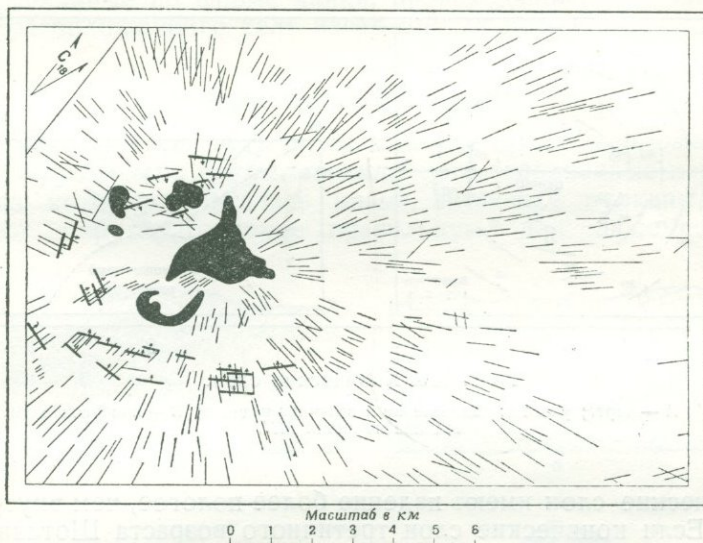


Фото XVIII. Пепловый конус, сложенный пеплами базальта, вблизи Флагштаффа, Аризона.

растяжения более или менее перпендикулярных к стенкам резервуара. Давление, оказываемое магмой, может играть важную роль в раздвижении стенок трещин и их дальнейшем расширении.

Вокруг вулканических центров встречаются *радиальные дайки*. Многие из даек, часть из которых прослеживается по длине на километры, радиальны по отношению к центру



Р и с. 229. Радиальные дайки и конические слои в районе Санлайт, Уайоминг.

Прямые линии — дайки; толстые линии, со значками падения, — конические слои.

вулканического района. В районе Санлайт, Уайоминг, радиальные дайки простираются на расстоянии от 8 до 11 км от центра площади [100]. Существуют тысячи даек, имеющие в среднем мощность 1,2 м; некоторые дайки из них достигают мощности 6 м.

Трещины, заполненные позже дайками, возникли при растяжении. В некоторых случаях магма в канале, находящемся внутри вулканического конуса, обуславливает появление горизонтально направленных сжимающих сил в окружающих породах. Появляющиеся в результате трещины растяжения образуют вертикальную радиальную систему. В других случаях трещины могут быть связаны с силами, обусловленными магматическим резервуаром, находящимся ниже основания вулкана. Давление магмы, направленное

вверх, вызовет появление вертикальных радиальных трещин растяжения.

Конические слои — это система концентрических тел, падающих внутрь конуса. Все конические слои простираются вокруг центра площади; фактически такой слой может быть прослежен на расстоянии в несколько километров и больше. Среднее значение угла падения 45° , но некоторые наружные

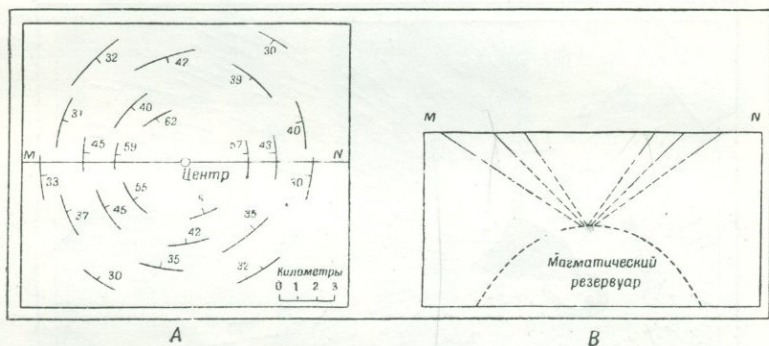


Рис. 230. Конические слои.

А — карта; указаны направление и величина падения; В — поперечное сечение по линии MN.

конические слои имеют падение более пологое, чем внутренне. Если конические слои третичного возраста Шотландии [106] продолжить вниз, они сойдутся в фокусе примерно на глубине 5 км от поверхности земли (рис. 230, В). Конические слои обычно имеют мощность, не превышающую нескольких метров, но могут достигать по мощности до 12 м. На острове Мулл, у западного побережья Шотландии, такие пласты расположены концентрически вокруг двух определенных центров. Вокруг более древнего центра они секутся слоями, связанными с более молодым центром. Конические слои в Северной Америке не широко распространены. Однако некоторые геологи картируют их, на площади Санлайт в Уайоминг (см. рис. 229).

На рис. 230, В показано образование конических слоев. Надо думать, что точка фокуса лежит примерно на поверхности первоначального магматического резервуара. Вследствие направленного вверх давления магмы породы в кровле будут нарушены коническими, направленными вниз, трещинами скалывания, подобно тем, которые образуются в результате сжатия при лабораторных испытаниях. Магма, инъецирующая в эти трещины, образовывала конические слои.

В нашем распоряжении имеется мало непосредственных данных относительно направления движения магмы в дайках. Обычно предполагают, что магма двигалась вверх, и для многих даек, несомненно, это верно. Однако есть основание считать, что магма в радиальных дайках района Санлайт двигалась в горизонтальном направлении.

Апофизы и языки — это в некоторых случаях довольно неправильные по форме дайки, происходящие, очевидно, из близрасположенного тела изверженных пород.

Вулканические жерла

Вулканические жерла, называемые также жерловинами и экструзивными бисмалитами, — это заполненные каналы, через которые двигалась магма, питающая вулканы. Они имеют округлую, менее правильную, или даже совсем

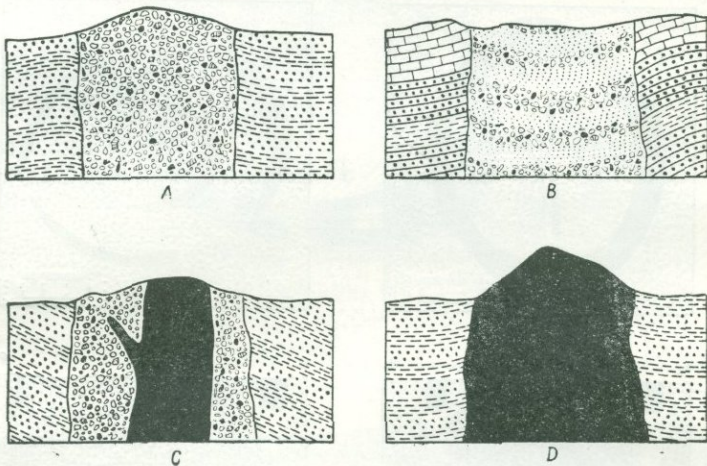


Рис. 231. Вулканические жерла.

А — жерло заполнено аггломератом; В — жерло заполнено грубо-стратифицированным туфом и брекчией; С — жерло заполнено аггломератом и интрузивной породой; D — жерло нацело заполнено интрузивной породой.

неправильную форму в плане; диаметр их измеряется от нескольких метров до километра [47]. В немногих случаях они бывают даже и больше, но такие жерловины сложны и образуются при неоднократных, следующих одно за другим извержениях. Контакты вулканических жерл и окружающей породы обычно круты или вертикальны, и падают внутрь и редко наружу.

Материал, выполняющий вулканическое жерло, изменчив и неоднороден. В некоторых случаях он представлен грубым несортированным пирокластическим материалом, известным под названием *аггломерата*, как показано на рис. 231,А. Некоторые жерла выполнены грубо стратифицированным туфом и брекчией (рис. 231,В). Некоторые жерла выполнены и аггломератом и мелкозернистыми интрузивными породами (рис. 231,С). Другие же жерла заполнены исключительно мелкозернистыми изверженными породами (рис. 231,Д) (см. также фото XVII).

Кольцевые дайки

Кольцевые дайки в плане овалы (рис. 232,А) или аркообразны (рис. 232,В); контакты даек круты; они или вертикальны или же круто падают внутрь или наружу (рис. 234,С и 232,Д). Диаметр колец (рис. 232,А) в различных примерах

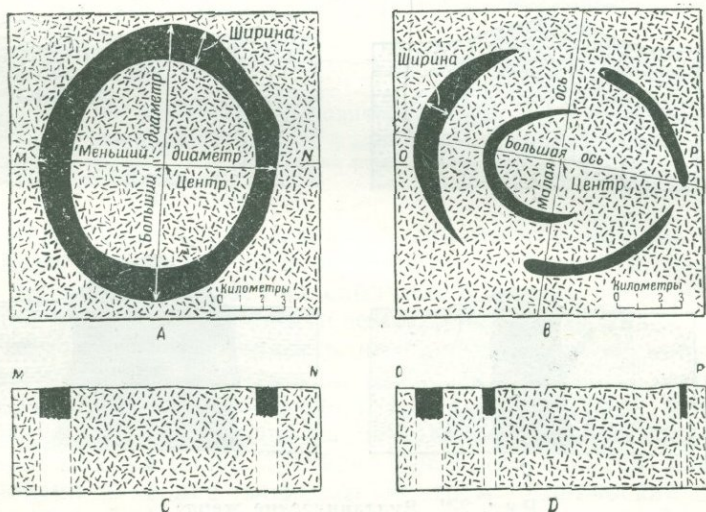


Рис. 232. Кольцевые дайки.

Черным показана изверженная порода кольцевых даек. А — круговая полная кольцевая дайка; В — аркообразная неполная кольцевая дайка; С — структурный разрез по линии MN на диаграмме А; D — структурный разрез по линии OP диаграммы В.

меняется от одного до 25 км, толщина может достигать 1,5 км и, вероятно, даже больше. Аркообразные кольцевые дайки сужаются с обоих концов.

На рис. 233 представлена геологическая карта района гор Белкнап, Нью-Хэмпшир [92]; для этого района типично распро-

странение кольцевых даек. Более древние породы, главным образом сланцы и кварцевые диориты, показаны индексом *or*. Наружная кольцевая дайка, состоящая из пород,

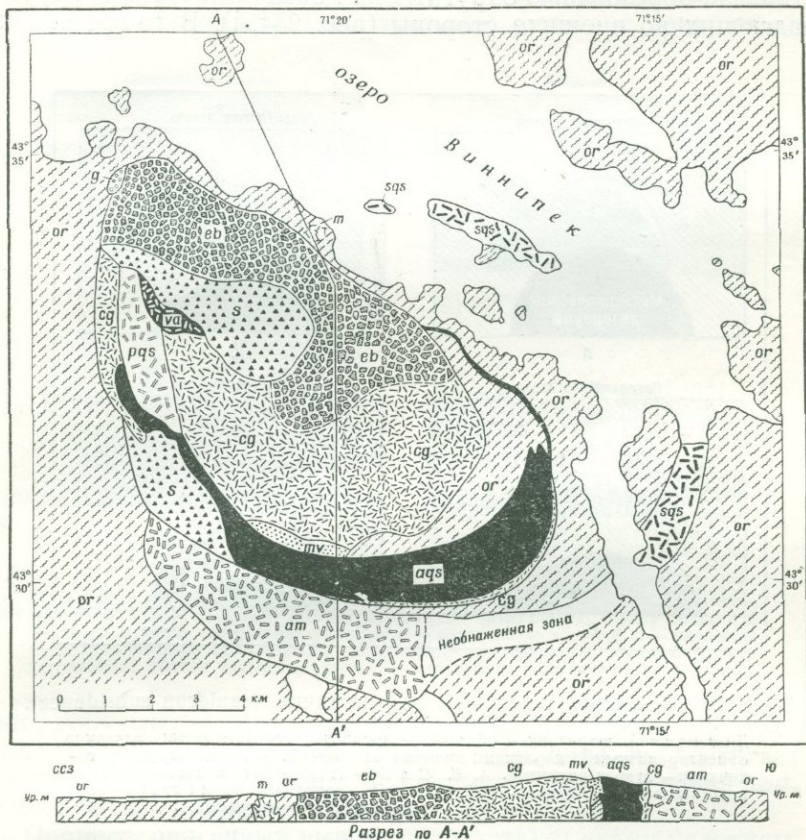


Рис. 233. Кольцевые дайки в горах Белкнап, Нью-Хэмпшир.

or — древние породы, главным образом кристаллические сланцы и кварцевые диориты; *mv* — вулканы Моат; *g* — габбро; *m* — мондонит-диорит; *am* — автитовый мондонит-диорит; *s* — сиенит; *pqs* — розовые кварцевые сиениты; *sqs* — порфиroidный кварцевый сиенит; *aqs* — кварцевый сиенит Албани; *cg* — гранит Конвей; *eb* — гранит Конвей с большим количеством включений диорита; *va* — вулканическое жерло, выполненное аггломератами.

обозначенных *m*, *sqs* и *am*, имеет наибольший диаметр, равный 11 км, и наибольшую ширину около 1,5 км. Внутренняя кольцевая дайка, состоящая из пород, отмеченных *aqs*, *pqs*, дайкоподобного тела, отмеченного *cg* и более южных двух тел, обозначенных *s*, также имеет наибольший диаметр, равный

11 км и наибольшую ширину около 1,5 км. Центральный шток состоит главным образом из пород, отмеченных буквами *cg, eb* и северного тела, обозначенного *s*.

Во многих случаях интрузии кольцевых даек предшествовали образованию округлых или овальных трещин, крутопадающих во внешние стороны (рис. 234,А). В то время как

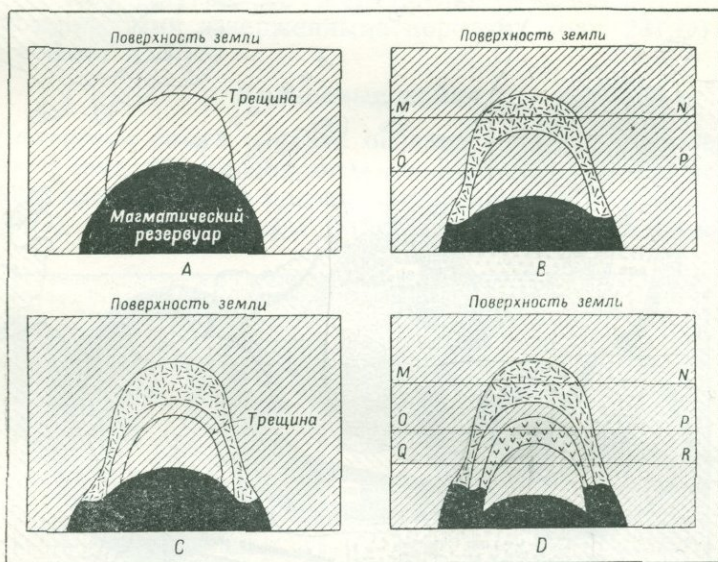


Рис. 234. Подземное котлообразное оседание (cauldron subsidence).

Диагональной штриховкой обозначена древняя коренная порода; различно ориентированными короткими линиями изображена одна из интрузий; галочками — вторая интрузия. А, В, С и D — изображают последовательные стадии развития интрузии. MN, OP и QR — некоторые из многочисленных уровней, которые могут быть вскрыты денудацией.

центральный блок опускается, магма поднимается из резервуара и заполняет возможные пустоты между неподвижными стенками и погружающимся блоком. Если денудация проникает до глубоко расположенного уровня *OP* (рис. 234,В) обнажаются округлые и овальные интрузии с крутопадающими контактами. Если центральный блок погружается в течение некоторого времени (рис. 234,С и 234,Д), может образоваться большое количество концентрических кольцевых даек. Останцы древних вмещающих пород, заключенные между двумя кольцевыми дайками, называют *барьерами* (screen) (рис. 234,Д).

Многие кольцевые трещины достигают поверхности земли (рис. 235, В): вулканы, действующие в течение того же самого магматического цикла, могут сохраняться внутри кольцевой дайки (рис. 235, D).

Процесс образования кольцевых даек называется *котлообразным оседанием*. Если трещина достигает поверхности

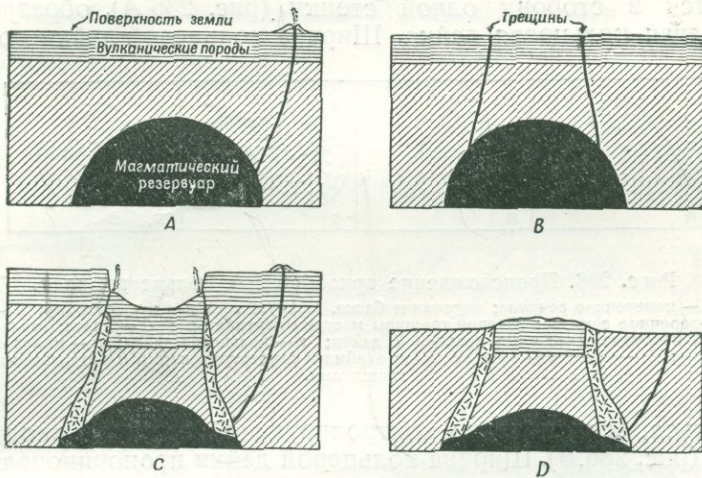


Рис. 235. Поверхность котлообразного оседания.

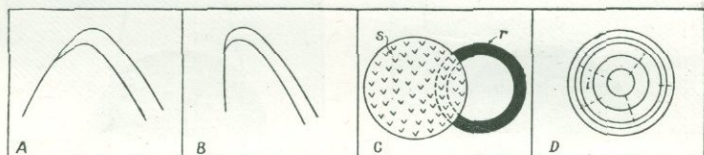
Диагональными линиями изображена древняя коренная порода. Различно ориентированные короткие штрихи изображают интрузивную породу кольцевой дайки: А — после извержения вулкана; В — образование трещин; С — оседание, сопровождающееся вулканизмом; растащенные при опускании обломки, обычно встречаются вблизи кольцевых даек, D — денудация современной поверхности.

(рис. 235), мы можем употреблять термин — *поверхностное котлообразное оседание*. Если же трещина не достигает поверхности (рис. 234), мы можем употреблять термин *подземное котлообразное оседание*.

Процесс, описанный выше, соответствует таким условиям, при которых трещины падают наружу. В некоторых районах, где контакты кольцевых даек вертикальны, следует учитывать еще один дополнительный процесс. Магма, поступающая в такие вертикальные трещины, может раздвигать в стороны стенки трещин, что будет контролироваться упругостью и пластичностью вмещающих пород. Однако полевые наблюдения заставляют полагать, что таким путем могут образоваться только кольцевые дайки, занимающие очень маленькое пространство. В некоторых случаях оседающий блок бывает окружен не только одной трещиной, но и зоной брекчирования шириной в сотни метров. Интродуцирующая магма в состоянии

поглотить эту брекчию при частичном обрушении, отчасти же путем выноса обломков вверх на поверхность, где она разливается при извержении.

В простейшем случае котлообразного оседания ширина кольцевой дайки будет в основном одинаковой. Однако многие кольцевые дайки являются аркообразными и некоторые имеют тупое окончание. Если оседающий блок отгесняется в сторону одной стенки (рис. 236, *A*), образуется неполная кольцевая дайка. Ширина кольцевой дайки может



Р и с. 236. Происхождение аркообразных кольцевых даек.

A — поперечное сечение; опускание блока, движущегося в одну сторону; *B* — поперечное сечение; падение трещины местами вертикально; *C* — карта; молодая интрузия шест часть кольцевой дайки; *r* — кольцевая дайка; *s* — молодой шток; *D* — карта; *i* — блок оседания окаймлен концентрическими и радиальными трещинами.

меняться, если падение контролирующей трещины неодинаково (рис. 236, *B*). Ширина кольцевой дайки пропорциональна, помимо других факторов, углу падения трещины; если падение вертикально, кольцевая дайка не может образоваться. Более молодые интрузии могут поглощать части первоначально сложной кольцевой дайки. На рис. 236, *C* молодая интрузия, обозначенная галочками, шест западную часть более древней кольцевой дайки, которая закрашена черным; пунктирные линии обозначают положение западной части кольцевой дайки перед более молодой интрузией. В некоторых случаях аркообразный блок может быть ограничен двумя круглыми и двумя радиальными трещинами (блок *i* на рис. 236, *D*). Оседание такого блока сопровождается интрузией магмы; при этом образуется аркообразная кольцевая дайка с тупым окончанием.

Кольцевые трещины сами по себе, несомненно, образовались в результате растяжения. Согласно одним гипотезам, магматическое давление в резервуаре может временами становиться меньше, чем давление кровли. При таких условиях растяжение вызовет появление трещин, падающих во внешние стороны [1]. Какой-нибудь блок, полностью ограниченный трещинами, будет погружаться в более легкую магму. Согласно тем же гипотезам, конические пласты образуются в случае, если магматическое давление возрастает

до такого значения, когда оно превышает прочность кровли и обуславливает появление трещин скалывания. В третичных изверженных комплексах западной Шотландии кольцевые дайки и конические пласты находятся в характерной ассоциации.

Согласно другим гипотезам, кольцевые трещины являются цилиндрическими трещинами растяжения, образующимися в результате направленного вверх давления магмы.

Батолиты и штоки

Вследствие того, что термин *батолит* первоначально имел довольно неопределенное значение, в последующие годы он употреблялся различными геологами с различным

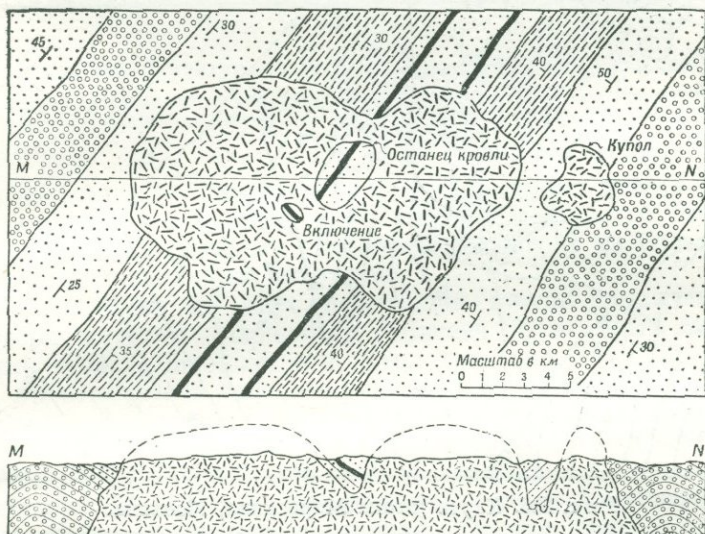


Рис. 237. Батолит.

Кружками, точками, параллельными штрихами и черным показаны осадочные породы. Различно ориентированными штрихами обозначены граниты. Карта сверху, структурный разрез внизу.

смыслом. В 1885 г. Зюсс описал батолиты как большие изверженные тела, которые интродировали в окружающие породы и форма которых напоминает большой, неправильный каравай хлеба [120]. Почти всякий большой интрузив подходит под такое определение, и в течение многих лет геологи употребляли его в широком смысле. В 1895 г. Зюсс

писал: „Мы должны ясно отличать выражение *батолит*, употребляемое для штокообразных или щитообразных масс, образовавшихся из сложных по составу расплавов, которые при денудации сохраняют свое поперечное сечение или становятся шире на большой глубине; выражение *лакколлит* употреблялось для боковой лепешкообразной интрузии,

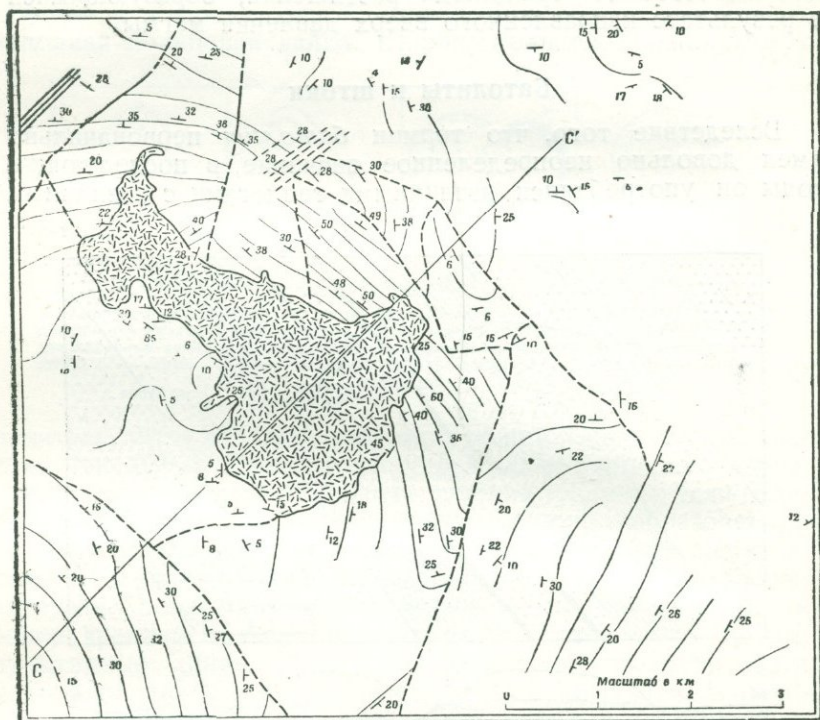


Рис. 238. Карта штока Марисвилл, Монтана.

Различно ориентированные штрихи изображают кварцевый диорит. Остальная часть площади состоит из осадочных пород. Знаки падения и простирания относятся к напластованию. Тонкие линии — структурные изолинии, сечение изолиний через 150 м. Толстыми пунктирными линиями изображены предполагаемые сбросы. Толстыми сплошными линиями изображены установленные сбросы. Поперечный разрез по линии *СС'* см. на рис. 239.

которая при вскрытии денудацией вначале кажется шире, а затем исчезает совсем“ [122]. Позднее, в 1909 г., после появления работ Дэли [37], посвященных изучению горы Аскутней, Вермонт, Зюсс писал: „Только возобновление изучения Рудных Гор в 1893 г. убедило меня в том, что контуры этих интрузивных масс пересекают складки, подобно тому, как нагретое добела железо проходит через доску [121].

Согласно Дэли [34], батолиты отличаются следующими характерными особенностями: 1) они приурочены к орогеническим поясам, 2) они велики по площади, превышая 100 км²; тела, занимающие площадь меньше 100 км², но в других отношениях имеющие особенности батолита, называются *штоками*; 3) они являются несогласными телами, секущими деформационную структуру вмещающих пород; это справедливо и в плане и в разрезе (рис. 237); 4) они имеют неправильную, куполообразную кровлю, от которой по направлению вниз отходят выступы; *купола* являются выступами батолита; 5) стенки круты, гладки и падают в стороны

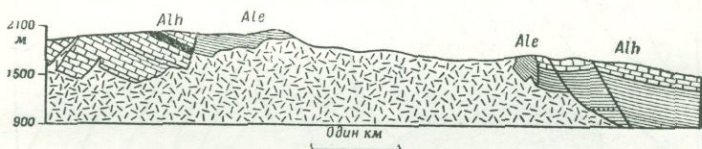


Рис. 239. Структурный разрез штока Марисвилл, Монтана.

Разрез по линии *СС'* на рис. 238. Кварцевые диориты изображены различно ориентированными штрихами. *Ale* — глинистые сланцы Эмпайер. *Alh* — известняк Хелена.

так, что тело расширяется вниз; они не имеют действительной или предполагаемой подошвы; 6) большинство батолитов отличается сложным строением и состоит из большого количества отдельных интрузий.

Большинство из этих положений можно проверить на примере плутона Марисвилл, Монтана [6], который скорее можно назвать штоком, чем батолитом (рис. 233 и 239), так как он отличается сравнительно малыми размерами.

На рис. 240 представлена карта плутона Каствл Пик в окрестностях международной границы между Британской Колумбией и Вашингтоном и срез штока [34].

На рис. 241 ясно виден срез штока горы Аскутней, Вермонт, который состоит из габбро, диорита, сиенита и гранита [27]. Интрузив сечет не только слоистость но также и ось складки. Кроме того, линейная ориентировка, которая в основном простирается на север и падает полого на север, не нарушена интрузией.

В течение многих лет было стремление считать, что каждое большое интрузивное тело является батолитом, если не очевидно, что это лакколит или тело какой-либо подобной формы. Однако в последние годы стало очевидным, что многие тела, называемые батолитами, в действительности являются большими пластами или линзами и имеют почву. Для таких масс наиболее удобно употреблять термин *плутоны*.

Как образуются батолиты и штоки? Очевидно, магма прокладывает себе путь, не раздвигая в стороны древние вмещающие породы, а поглощая их магмой (см. рис. 237, 238 и 239). Структура кровли свидетельствует о том, что древние породы на пути магмы не раздвигаются вверх и вниз (см. рис. 239). Это положение более удовлетворительно объясняется процессом *магматического обрушения*, посредством

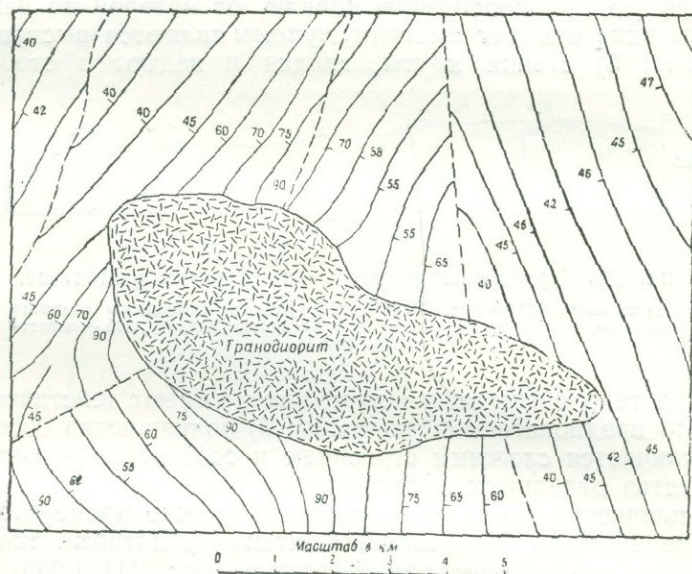
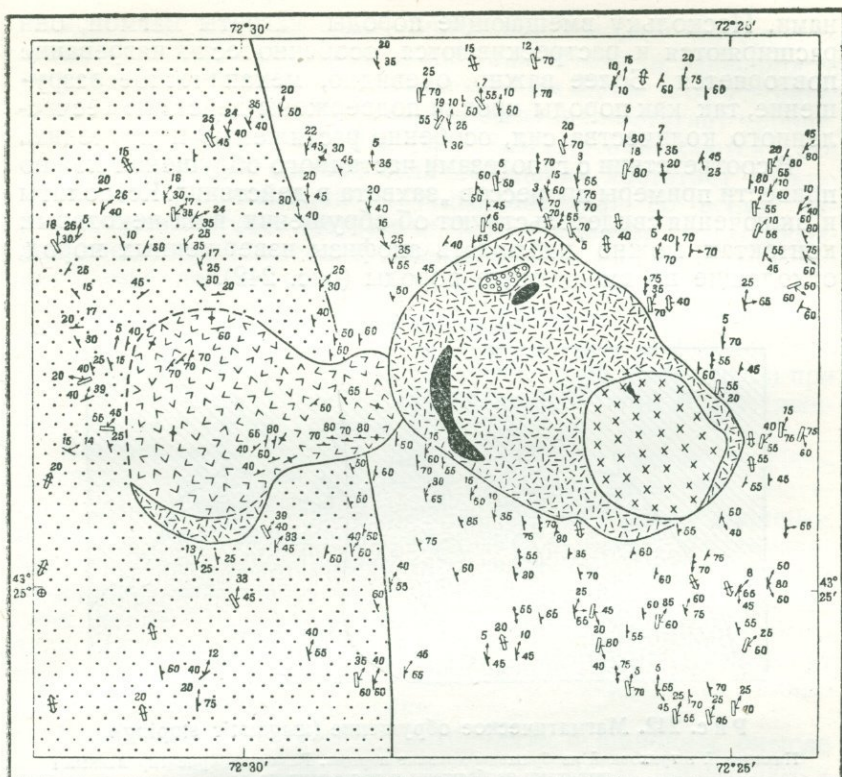


Рис. 240. Шток Кастил Пик, Британская Колумбия.

Сплошными линиями обозначено положение формации Назантен; пунктирными линиями обозначены сбросы.

которого куски древних пород срываются магмой и перемещаются. *Частичное обрушение* — одно из разновидностей процесса — представлено на рис. 242. Кровля камеры магмы разбивается, блоки окружены апофизами. Каждый блок, отделенный магмой, будет погружаться. Это доказывает то, что удельный вес блока больше, чем удельный вес магмы. Блоки могут погружаться на большую глубину, где они могут реагировать с магмой и ассимилироваться. Благодаря этим процессам обрушения, магма может постепенно разъедать вмещающие породы на пути ее движения вверх. Размер отдельных блоков определяется метрами, десятками или даже сотнями метров. Разрушение вмещающих пород обусловлено термальными или механическими причи-



Типы пород

- биотитовый гранит Конгзи
- Розовобманковый гранит
- Розовобманково-биотитовый ситинт
- Габбро-диорит
- Эффузивы Моат
- Гнейсы
- Сланцы

Склады

- Простираение и падение осевой плоскости складки с направлением и углом поворота складки
- Направление и угол поворота складки с вертикальной осевой плоскостью
- Складка с горизонтальной осью и вертикальной осевой плоскостью
- Складки с горизонтальной осью и наклонной осевой плоскостью

Слоистость, сланцеватость и линейная ориентировка

- Простираение и падение слоистости или сланцеватости
- Простираение вертикальной слоистости или сланцеватости
- Горизонтальная слоистость
- Слоистость с линейной ориентировкой
- Вертикальная слоистость или сланцеватость с линейной ориентировкой
- Горизонтальная слоистость или сланцеватость с горизонт. линейной ориентировкой
- Слоистость или сланцеватость с горизонтальной линейной ориентировкой
- Слоистость или сланцеватость с двойной линейной ориентировкой
- Слоистость или сланцеватость с двойной линейной ориентировкой: одна из них горизонтальна
- Только линейная ориентировка

Масштаб в км

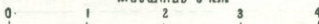


Рис. 241. Сложный шток, г. Аскупней, Вермонт.

нами. Поскольку вмещающие породы нагреты магмой, они расширяются и растрескиваются, особенно если нагревание повторяется. Более важно, очевидно, механическое разрушение, так как породы кровли подвержены действию бесчисленного количества сил, особенно растяжению и кручению.

В соответствии с гипотезами частичного обрушения можно привести примеры процессов „захвата в действии“. Ксенолиты и включения свидетельствуют об обрушении, и на некоторых контактах можно наблюдать апофизы изверженных пород, отходящие во вмещающие породы (рис. 242).

Поверхность земли

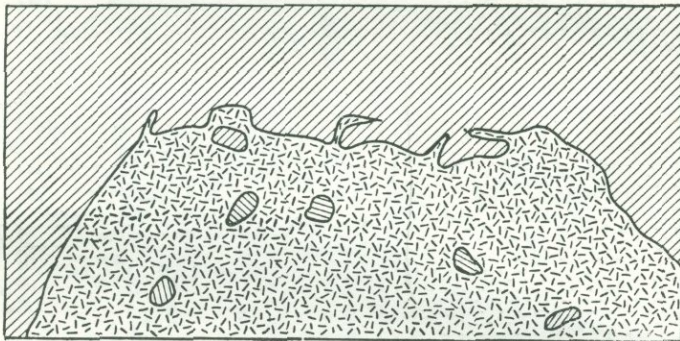


Рис. 242. Магматическое обрушение (magmatic stoping).

Наклонной штриховкой изображены древние породы. Различно ориентированными штрихами изображены породы плутона.

С другой стороны, ксенолиты весьма редки во многих батолитах и штоках. Кроме того, удельный вес пород в обломках, включенных в батолит, должен быть соответствующим. Обычно удельный вес магмы на 7—10% меньше, чем удельный вес соответствующих твердых пород. Таким образом магма может быть остановлена на своем пути породами того же химического состава. Но удельный вес магмы габбро или диорита таков же как и удельный вес кристаллического гранита; в таком случае частичное обрушение не будет слишком эффективным. Наконец, многие осадочные породы имеют удельный вес более низкий, чем удельный вес магмы.

Котлообразное оседание отличается от частичного обрушения только размером отделяемых блоков. Если при частичном обрушении погружающиеся блоки измеряются метрами, то при котлообразном оседании — километрами. Термин *обрушение по кольцевым разрывам* (ring-fracture stoping) может употребляться как синоним котлообразного обрушения.

Подземное котлообразное обрушение может обусловить появление или кольцевой дайки или штока, в зависимости от размера центрального опускающегося блока и от глубины денудации. Так, например, если денудация достигает уровня, соответствующего QR (на рис. 234, D), обнажаются две кольцевые дайки. Однако если денудация достигает только уровня MN , обнажается округлый интрузив со всеми характерными особенностями штока. Механизм котлообразного оседания объясняет сравнительную редкость маленьких включений во многих батолитах и штоках. Кроме того, гладкие стенки типичны для батолитов и штоков. Частичное обрушение характеризуется зазубренностью и неровностью стенок. Удельные веса будут играть ту же роль, что и при частичном обрушении, и погружающийся блок будет тяжелее магмы в резервуаре.

Щелочные батолиты и штоки сложного состава в Нью-Хэмпшир состоят из кольцевых даек и штоков; они достигают своего положения в земной коре во время обрушения при кольцевых разрывах. Имеющиеся в нашем распоряжении данные свидетельствуют о том, что такие сложные кольцевые дайки весьма возможно встретить в орогенических зонах. Подземное котлообразное оседание может быть значительно в одних батолитах, но отдельные оседания могут иметь такие размеры, что скорее всего образуются только штоки, а не кольцевые дайки.

Если термин *батолит* употреблять в широком смысле для всех больших изверженных тел, которые расширяются вниз, следует рассматривать иной механизм интрузии.

Такие тела образуются при активных интрузиях. Большая масса магмы освобождает себе путь в более древних породах, оттесняя их в стороны или вперед, подобно тому как образуются соляные купола (гл. 14). Интрузив может образоваться исключительно благодаря силе тяжести, более легкая по весу магма проникает через древние более тяжелые породы. В других случаях магма может распространяться под действием орогенических сил.

Еще недавно предполагали, что некоторые большие интрузивные тела, как, например, плутон Сиерра-Невада, Калифорния, не обязаны своим образованием ни обрушению, ни активному внедрению. Скорее всего этот интрузив был „втянут“ (*permissive*). Надо полагать, что потенциальные полости, образующиеся в результате горизонтально направленных тектонических сил, заполнялись магмой так же быстро, как и образовывались. Однако вызывает сомнение, могло ли такое большое тело, как плутон Сиерра-Невада, образоваться подобным путем.

Некоторые тела крупнозернистых изверженных пород могли образоваться путем *замещения*. Горячие растворы, поднимающиеся с глубины, присоединяют одни элементы за счет ранее существовавших пород и теряют другие; таким путем древние осадочные породы могут „переходить“ в гранитные породы.

Напомним, что в 1895 г. Зюсс предполагал, что батолиты „образуются в результате полного переплавления“. В последние годы эта идея отстаивалась для некоторых изверженных тел; процесс образования плутонической породы при расплавлении на месте называли *палингенезис*. Повышение температуры в земной коре вызывает расплавление. Кроме того, большие тела твердых пород при орогенических процессах могли опускаться на такие глубины, что происходило плавление их; вследствие весьма большой глубины образования эти породы не обнажаются денудацией. Продукты такого расплава могут подниматься выше; они ведут себя, подобно магме. Палингенезис близ поверхности земли мог быть усилен действием горячих растворов. Гранитизация не сопровождается расплавлением, так как древние породы замещаются атом за атом; при этом изменение химического состава пород значительно. Палингенные же граниты действительно расплавлены; в простейшем случае они имеют такой же химический состав, как породы, из которых они произошли.

На современном уровне наших знаний нельзя дать оценку описанных выше процессов. Хотя многие геологи имеют по этому вопросу совершенно определенные мнения, они часто не в состоянии отчетливо представить себе, что их исследования ограничены территорией, и если их проводить в других условиях, они могут привести к иным выводам. Кроме того, во многих случаях мнения основываются на недостаточно полной полевой работе. Вопросы размещения больших плутонов являются спорными в геологии, и только правильное и неутомимое полевое изучение может дать правильное разрешение их.

ВРЕМЯ ВНЕДРЕНИЯ ИНТРУЗИИ

В продолжение многих лет геологи считали, что интрузии больших плутонов связаны с орогеническими движениями. *Атектонические плутоны*—это такие плутоны, которые не связаны с орогеническими движениями и встречаются в горизонтально залегающих свитах. *Протектонические плутоны*—это такие плутоны, которые образовались до складчатости; они могут быть генетически связаны с орогенезом или быть древнее его и не обнаружить гене-

тической связи с ним. *Субтектонические* или *синхронные* плутоны образуются во время орогенеза. *Посттектонические* образовались позднее орогенеза; они могут быть генетически связаны со складчатостью или могут быть образованы значительно позже и не обнаружить этой связи. Конечно, положение осложняется, если в районе был не один период складчатости. В таком случае изверженное тело может быть посттектоническим относительно первого периода орогенеза, но протектоническим относительно второго. Поэтому в последующих рассуждениях подразумевается район, в котором был только один период складкообразования.

Посттектонические интрузии не деформированы, сопровождающие их дайки и интрузивные залежи не подверглись складчатости; породы даек и интрузивных залежей не зернисты и не имеют вторичной расслоенности. Все кольцевые дайки и истинные батолиты являются посттектоническими, так как обрушения, повидимому, не происходит в районах, в которых действуют сжимающие силы.

Труднее различить синтектонические и протектонические интрузивы. Породы в каждом из них *раздроблены*, т. е. отдельные кристаллы нарушены, деформированы и повернуты, что придает породе катакластическую текстуру. Это особенно хорошо проявляется вдоль контактов, где сосредоточены наибольшие напряжения. Апофизы таких интрузивов нарушены при складкообразовании. Синтектонические интрузивы всегда являются телами активного внедрения, так как магма движется под влиянием орогенических давлений; эти процессы могут сопровождаться некоторым замещением. Синтектонические интрузии обычно имеют форму большого слоя или линзы, или даже „купола“; для них характерна первичная слоистость (foliation). Такие тела могут пересекать древние надвиги и в свою очередь нарушаться более молодыми надвигами.

Изверженные породы, лежащие несогласно под интенсивно смытыми осадочными породами, очевидно, древнее, чем покрывающие осадочные породы; исходя из этого, надо полагать, что они образовались до периода орогенеза. Такие изверженные породы являются протектоническими, или по крайней мере они относятся к орогеническому периоду, в течение которого сминались осадочные породы.

ТЕКТОНИКА ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ

ВВЕДЕНИЕ

Геологи за последние два десятилетия обнаружили, что многие структурные особенности в плутоне генетически связаны одно с другим. Во многих случаях слоистость (foliation), линейная ориентировка (lineation), трещины, дайки и нарушения являются следствием движения магмы, и если их систематически изучать, они дают весьма ценные сведения об истории интрузива. Эта область геологии, называемая *тектоникой гранитных массивов*, была развита немецким геологом Гансом Клоос. В США эти вопросы изучались Робертом Болк [4] и Эрнстом Клоос [29].

Если магма достигает своего местоположения до начала кристаллизации, она будет массивной и не будет обладать ни слоистостью, ни линейной ориентировкой. Однако она может содержать некоторые шлиры и включения, которые ориентированы особым образом; на этом мы остановимся ниже. Если магма кристаллизуется при движении, и особенно если движение продолжается и после того, как породы консолидировались, образуется ряд структурных особенностей. Даже после того, как магма во внешней и внутренней части интрузива застыла, жидкий или полужидкий материал может продолжать подниматься снизу, создавая напряжение в консолидированных частях интрузива. Для удобства при описании, текстуры могут быть разделены следующим образом: 1) текстуры стадии течения, 2) текстуры переходной стадии и 3) текстуры твердой стадии.

ТЕКСТУРЫ СТАДИИ ТЕЧЕНИЯ

Движение магмы

Движущиеся жидкости характеризуются турбулентным или ламинарным течением. В *турбулентном течении* движение отдельных частичек неправильно и несистематично; частички в жидкости не ограничены определенными линейными направлениями. В *ламинарном течении* отдельные частички движутся в параллельных слоях, которые скользят один относительно другого, подобно игральным картам в ко-

лоде. В таком вязком материале, как магма, ниже поверхности земли течение имеет ламинарный характер. Слои стремятся стать параллельными контактам, и в таких участках дифференциальная скорость скольжения различных слоев будет значительно больше, чем во внутренних частях магматического тела.

Плоскостная текстура течения

Плоскостная текстура течения (platy flow structure), известная также под названием *план-параллельной* (planar flow structure) *текстуры*, образуется в стадию течения магмы. Всякие плоские включения, погружающиеся в магму,

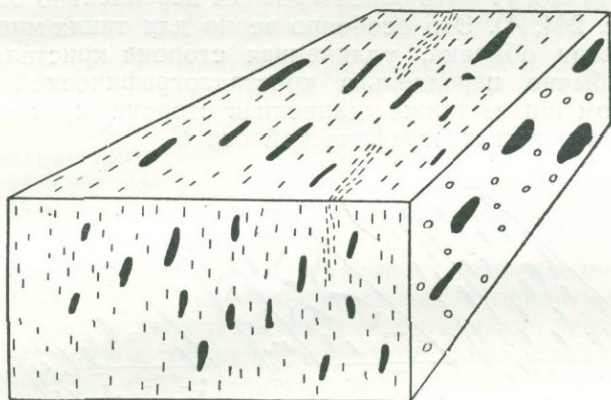


Рис. 243. Плоскостная текстура течения (platy flow structure) в интрузивной породе.

Образована в результате параллельной ориентации пластинчатых включений (которые показаны черным), пластинчатыми минералами (показаны короткими штрихами, исключая боковую сторону блока, где они показаны кружками) и шлирами (показанными в виде сближенных штрихов).

для которой характерно ламинарное течение, стремятся ориентироваться согласно слоям жидкости, также и плоские включения глинистых сланцев, песчаников или кристаллических сланцев приобретают параллельную ориентацию. Шлиры и пластинчатые минералы, такие, как биотит, располагаются подобным же образом. Хорошо образованные кристаллы полевого шпата стремятся также расположиться наиболее длинной стороной параллельно слоям. Призматические минералы, похожие на короткие карандаши, ориентируются таким образом, что длинная ось их лежит

параллельно слоям течения. Если присутствуют включения, шпильки и плоские минералы, они обычно параллельны друг другу, как показано на рис. 243. Первичная слоистость — разновидность текстур плоскостного течения, обусловленная параллелизмом плоских минералов. Текстура плоскостного течения — более широкий термин, так как относится к параллелизму плитчатоподобных включений и шпильки, так же как и к параллелизму пластинчатых минералов.

Линейная текстура течения

Линейная текстура течения, называемая также *линейной текстурой* и *линейной ориентировкой*, также образуется в стадию течения. Длинные оси призматических минералов могут быть ориентированы параллельно одна другой (рис. 244, А). Это особенно верно для таких минералов, как роговая обманка, удлиненная сторона кристаллов которой обычно параллельна кристаллографической оси С. В полевом шпате также удлиненная сторона кристалла параллельна кристаллографической оси С.

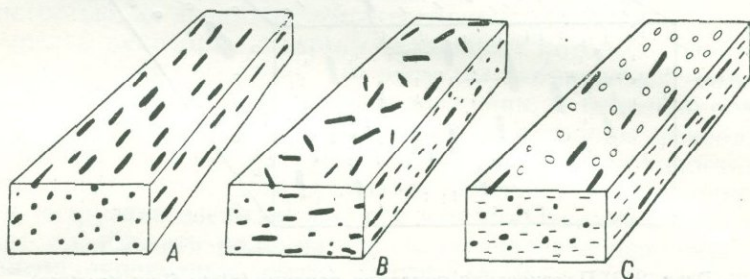


Рис. 244. Линейная текстура течения (linear flow structure).

Черным изображен призматический минерал, например, роговая обманка; штрихами и кружками пластинчатый минерал, например, слюда. А — структура линейной ориентировки, образованная в результате параллельной ориентации кристаллов призматического минерала; плоскостной текстуры течения нет. В — плоскостная текстура течения, образованная в результате ориентации кристаллов призматического минерала, параллельно поверхности блока; это не линейная текстура течения; С — текстура линейной ориентировки, образованная в результате параллельной ориентации кристаллов призматического минерала в ассоциации с плоскостной текстурой течения, обусловленной параллельной ориентацией пластинчатого минерала.

На рис. 244, А представлен пример породы с линейной ориентировкой, но без плоскостной текстуры течения; такая порода будет разламываться на призмы, параллельные линейной ориентировке. Рис. 244, В является примером породы, частично состоящей из призматических минералов; это порода с плоскостной текстурой течения, но без линей-

ной ориентировки. Порода будет разламываться на слои, параллельные поверхности кровли блока. На рис. 244, С представлена порода, характеризующаяся и линейной ориентировкой и текстурой плоскостного течения; она будет разламываться на слои, параллельные поверхности кровли блока.

На поверхности, которая параллельна линейной ориентировке, например, на поверхности или стороне блока (рис. 244) можно хорошо наблюдать удлиненные минералы. Однако на поверхности, находящейся под прямым углом к линейной ориентировке, призматические минералы не обнаруживают удлинения (рис. 244, А и 244, С). Пластинчатые минералы, так же как полевой шпат, расположены так, что их длинные и средние оси ориентированы параллельно плоскостной текстуре течения; даже в разрезе, перпендикулярном линейной ориентировке, обнаруживается пластинчатая форма минералов.

Способ замера линейной ориентировки и нанесения ее на карту будет описан ниже.

Большие оси удлиненных включений также могут быть параллельны друг другу, образуя линейную ориентировку. В некоторых случаях, если даже отдельные включения более или менее изометричны по форме, они могут ориентироваться линейно, подобно бусам на нитке. Часто полагают, что линейная ориентировка указывает направление, в котором текла магма. Вертикальная линейная ориентировка при таких условиях свидетельствует о вертикально направленном движении магмы, тогда как горизонтальная линейная ориентировка будет свидетельствовать о горизонтальном течении магмы. Однако при этом следует иметь в виду два обстоятельства. Во-первых, следует отличать первичную и вторичную линейную ориентировку, т. е. различать линейную вытянутость, образованную во время жидкой или полужидкой стадии, от той, что была образована в уже консолидированной породе. Многие исследователи, пытавшиеся изучить тектонику гранитных массивов в некоторых районах, приходили к ошибочным заключениям, потому что ими вторичная линейная ориентировка принималась за первичную. Этот вопрос будет рассмотрен ниже. Во-вторых, даже если линейная ориентировка первична, она не обязательно будет параллельной направлению, в котором текла магма. Хотя и были сделаны некоторые попытки изучения этих особенностей в лабораторных условиях, все же сведения, имеющиеся в нашем распоряжении, не полны. Однако в общем с достаточной степенью вероятности можно считать, что первичная линейная ориентировка параллельна течению магмы. Если

вязкое вещество выжимать через трубку, большая ось удлиненных частиц будет ориентирована параллельно трубке. Кроме того, как показано будет ниже, выводы о направлении движения можно делать также и по некоторым особенностям трещин; во многих случаях эти выводы свидетельствуют о параллельной линейной ориентировке направления движения магмы.

ТЕКСТУРЫ ПЕРЕХОДНОЙ СТАДИИ

Состояние магмы

Когда магма близка к консолидации и когда только небольшой процент ее еще жидок, образуются особые текстуры, не похожие на образующиеся в жидкую стадию. Эти текстуры характеризуются появлением флексур и сколов, которые позднее заполняются пегматитами или грубозернистыми гранитами.

Флексуры

Плоскостная текстура течения при дополнительном течении может осложняться флексурами. Последние (см. рис. 247) являются аналогами складок волочения, потому что в них слои пород скользят один относительно другого.

Кроме того, эти флексуры могут применяться для определения направления относительного движения, подобно тому как применяются и складки волочения. Повидимому, такие флексуры распространены не очень широко, так как они отмечены в сравнительно немногих участках и, вероятно, образовывались во время переходной стадии, когда породы были еще достаточно пластичны.

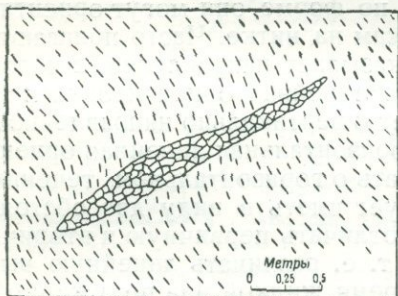


Рис. 245. Сколовая полость, выполненная пегматитом.

Короткие штрихи показывают плоскостную текстуру течения, которая является первичной слоистостью. Зернистое выплнение — пегматит или грубозернистый гранит.

Полости, заполненные гранитом

По мере затвердения магмы, течение происходит все с большим трудом и в конце концов образуются разрывы. В этих случаях плоскостные текстуры течения будут нарушены маленькими сколами (рис. 245), в которых концен-

трируются жидкости, остававшиеся еще в породе. Эти жидкости обогащены составляющими поздней кристаллизации; из них будут образовываться низкотемпературные минералы. Обильные газы способствуют образованию минералов более крупных размеров по сравнению с теми, которые находятся в главном теле породы. Границы таких участков неопределенны. Такие полости, заполненные гранитом, важны в качестве доказательства того, что слоистость первична, а не вторична.

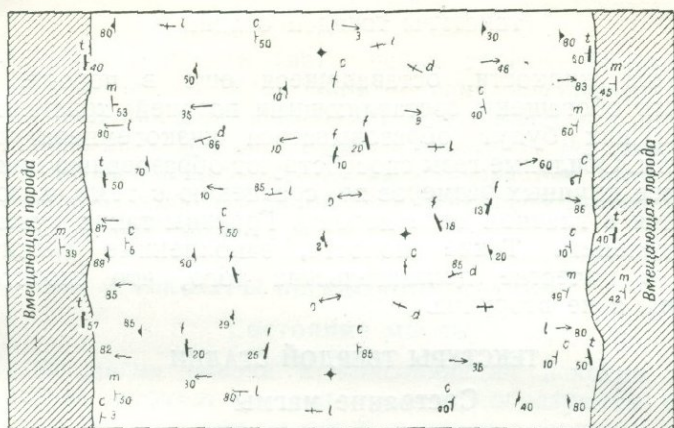
ТЕКСТУРЫ ТВЕРДОЙ СТАДИИ

Состояние магмы

После того, как внешняя оболочка интрузива затвердела, внутренняя часть его может быть еще целиком или частично жидкой. Продолжающееся движение во внутренней части обуславливает появление напряжения во внешней оболочке, которое связано с текстурами, образованными в стадию течения. Твердые породы будут нарушаться разрывами. В ранние стадии интрузии контакт магмы и вмещающих пород будет не только литологической, но также и динамической границей. Жидкая магма двигалась по твердым породам. Если вмещающая порода нагрелась и внешняя оболочка интрузива затвердела, то контакт, как динамическая граница, теряет свое значение. Вмещающие породы также начинают принимать участие в движении; соответственно многие трещины, возникшие в затвердевшей оболочке интрузива, продолжают существовать во вмещающие породы.

Поперечные трещины

Поперечные трещины, известные также под названием трещин Q, обычно перпендикулярны к линейной ориентировке (рис. 246 и 247). Независимо от происхождения, линейная ориентировка будет параллельна направлению наибольшего удлинения в породе. Трещины растяжения будут, очевидно, образовываться под прямыми углами с направлением удлинения. Поперечные трещины являются трещинами растяжения. Там, где линейная ориентировка вертикальна, поперечные трещины горизонтальны. Поперечные трещины, сопряженные с горизонтальной простирающейся на север линейной ориентировкой, будут простираться широтно и иметь вертикальное падение. Поперечные трещины могут быть пустыми; некоторые же из них могут быть заполнены гидротермальными минералами, такими, как хлорит, мусковит, кварц, пирит и флюорит; другие — кварцевыми жилами, пегматитами или дайками различного состава.



- | | | |
|--|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> ↗ 45 Плоскостная структура течения ◆ Горизонтальная плоскостная структура течения ↔ 10 Линейная структура течения ○ → Горизонтальная линейная структура течения | <ul style="list-style-type: none"> ↗ 30 Трещины ↕ Вертикальные трещины ↘ 30 Сбросы | <ul style="list-style-type: none"> c — Поперечные трещины m — Краевые трещины l — Продольные трещины d — Диагональные трещины f — Краевые надвиги f — Пологие гравитационные сбросы |
|--|---|---|

Рис. 246. Карта гипотетического плутона.

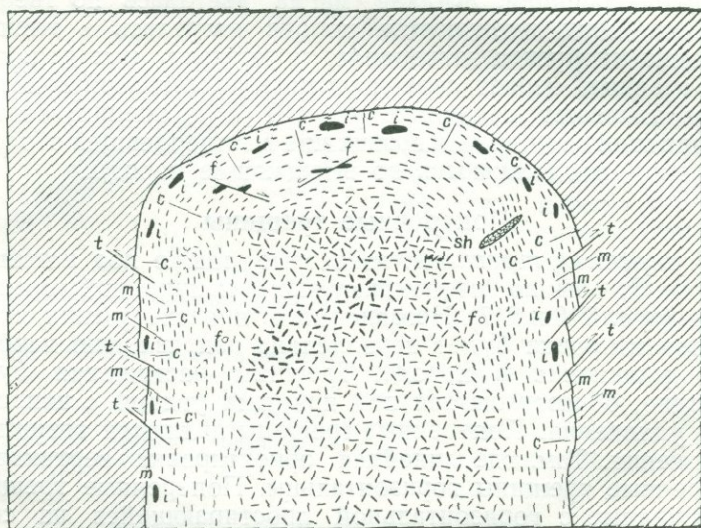


Рис. 247. Поперечный разрез гипотетического плутона.

Разрез параллельно простиранию структуры линейной ориентировки. Короткие штрихи — пластинчатые минералы; *i* — включения; *fo* — флексуры; *sh* — сколы, выполненные пегматитом или грубозернистым гранитом; *c* — поперечная трещина; *m* — краевая трещина; *t* — краевой надвиг; *f* — пологий гравитационный сброс.

Продольные трещины

Продольные трещины, называемые также трещинами *S*, имеют крутое падение и простираются параллельно линейной ориентировке (рис. 246). Они хорошо развиваются тогда, когда линейная ориентировка имеет небольшое погружение. Если горизонтальная линейная ориентировка простирается меридионально, продольные трещины также простираются меридионально и имеют крутое падение. По Болку, они имеют более грубую поверхность, чем поперечные трещины, и прожилки гидротермальных минералов в них более тонки. Во многих случаях продольные трещины тесно связаны с магматическим интрузивом, так как они заполнены аплитами, пегматитами и дайками различного состава.

Происхождение их не совсем ясно. Направление линейной ориентировки является ослабленным направлением, и параллельно ему развиваются более поздние нарушения.

Диагональные трещины

Диагональные трещины имеют крутое падение; они простираются примерно под углом 45° к простираению линейной ориентировки (рис. 246). Если горизонтальная линейная ориентировка простирается на восток, диагональные трещины будут почти вертикальны и простираются на северо-запад и северо-восток. Диагональные трещины могут быть пустыми или же содержать тонкие прожилки гидротермальных минералов, или, наконец, быть заполненными дайками.

Диагональные трещины рассматриваются как трещины скалывания. Линейная ориентировка параллельна наибольшему удлинению горных пород. Согласно положениям, рассмотренным выше, трещины скалывания образуются примерно под углом 45° к удлинению.

Краевые трещины

После того как краевые части интрузива затвердели, магма внутренней части, будучи еще жидкой, может интродировать вверх. В этом случае боковые породы будут подвержены действию пары сил. Согласно положениям, указанным выше, при этом будут развиваться трещины растяжения, падающие под углом 45° внутрь интрузива; их называют *краевыми трещинами* (рис. 246 и 247).

Первичные пологие трещины

Первичные пологие трещины имеют небольшой угол падения и, подобно другим первичным трещинам, могут быть пустыми, вмещать гидротермальные минералы, аплиты, пегматиты и дайки иного состава. Когда эти трещины пусты, их трудно отличать от сланцеватости.

Вероятно, эти трещины образуются при увеличении магматического давления; как указывалось выше, в лабораторных условиях при экспериментах образцы подвергались сжатию при высоком давлении и при этом образовывались трещины, перпендикулярные к оси сжатия, после того как снималась сжимающая нагрузка. Подобные трещины развиваются при уменьшении магматического давления.

Пологопадающие сбросы

Пологопадающие сбросы, называемые также *плоскостями растяжения*, имеют пологое падение и смещения по ним относятся к гравитационному типу (рис. 247). Они простираются более или менее под прямым углом к направлению линейных текстур (рис. 246). Такие сбросы указывают на удлинение масс горных пород в результате горизонтального растяжения консолидированных пород, обусловленного давлением полужидкой магмы, направленным снизу вверх.

Краевые надвиги

Краевые надвиги, называемые также *краевыми крутыми надвигами* (*marginal upthrust*), находятся в краевых частях больших интрузивов и падают под углом от 20 до 45° (рис. 247). Местами они выполнены кварцевыми жилами, аплитами, пегматитами и дайками иного состава, иногда же не заполнены ничем. Слои течения, включения и даже контакты интрузива с вмещающей породой смещаются вдоль этих трещин; при этом всякий бок движется вверх относительно лежащего. В начале разрыв является краевой трещиной. Впоследствии, если верхняя часть интрузива „раздается в стороны“, эти краевые трещины используются при образовании надвигов.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ТЕКСТУРАМИ

Текстуры, описанные выше, развиты в той или иной степени в различных интрузивных телах. В некоторых плутонах, особенно в таких, которые сложены массивными

породами, эти текстуры встречаются редко, в других они хорошо развиты, но все сразу в одном теле встречаются редко. Кроме того, если они присутствуют, степень их развития различна в разных частях плутона. На рис. 247 показана взаимозависимость структур в гипотетическом плутоне, который имеет крутые стенки и аркообразную кровлю. Плоскостные текстуры течения контролируются плоскими минералами (короткие параллельные линии), включениями i и шлирами (не показаны) и образуют большую арку, ось которой перпендикулярна к плоскости бумаги. Направление линейной ориентировки обозначено короткими штрихами, лежащими в плоскости бумаги. Там, где контакт интрузива вертикален, плоскостные и линейные текстуры течения имеют крутое падение, но вблизи кровли они будут горизонтальны.

Некоторые плоскостные текстуры течения при движении магмы вверх осложняются флексурами fo . Кроме того, перед тем, как породы совершенно раскристаллизовались, развиваются маленькие сколы и оставшаяся жидкость дренируется ими.

После того как внешняя оболочка интрузива затвердела, в ней начинают происходить разрывы. Поперечные трещины c развиваются вследствие того, что удлинение пород происходит параллельно линейной ориентировке. Краевые трещины m образуются вследствие того, что действует пара сил вблизи контактов. В куполе, как показано на рис. 247, поперечные и краевые трещины вместе образуют большой „веер“. Пологопадающие сбросы f развиваются вследствие растяжения кровли. Продольные трещины не показаны на рисунке, так как они параллельны плоскости бумаги.

РАЗЛИЧИЕ МЕЖДУ ПЕРВИЧНЫМИ И ВТОРИЧНЫМИ ТЕСТУРАМИ

Постановка вопроса

Отчетливое различие между первичными и вторичными плоскостными и линейными текстурами весьма существенно для правильной интерпретации тектоники плутонов. Это различие особенно трудно установить в случае, если первичные текстуры использовались более поздними, вторичными движениями.

Плоскостные текстуры

Некоторые критерии могут быть особенно полезны для доказательства первичности текстур и особенно слоистости. В районах, не затронутых орогеническими движениями, всякая слоистость в изверженных породах должна быть первичной, так как усилий, необходимых для развития

вторичных текстур, не существовало. Второе доказательство основано на расположении включений. Слоистость первична, если включения параллельны ей (рис. 248, А). Если вторичная слоистость наложена на породы, в которых включения ориентированы различно (рис. 248, В), эти последние удлиненной стороной будут ориентированы независимо от слоистости. На примере, представленном на рис. 248, А, плоские включения могли получить свою ориентировку тогда, когда породы были расплавлены. Очевидно, они будут параллельны слоистости изверженных пород, потому что пластинчатые минералы и плитообразные включения ориентированы благодаря действию тех же сил.

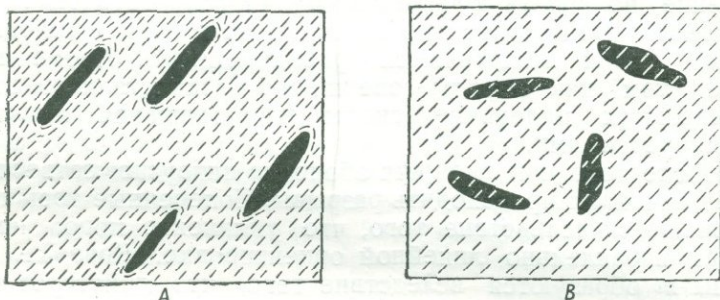


Рис. 248. Зависимость между ориентацией включений и слоистостью.

Черным изображены включения пластинчатой формы; черным и белыми короткими штрихами обозначена слоистость, ориентированная вдоль пластинчатых минералов; А — пластинчатые включения ориентированы параллельно первичной сланцеватости; В — пластинчатые включения ориентированы различно, они секутся вторичной сланцеватостью.

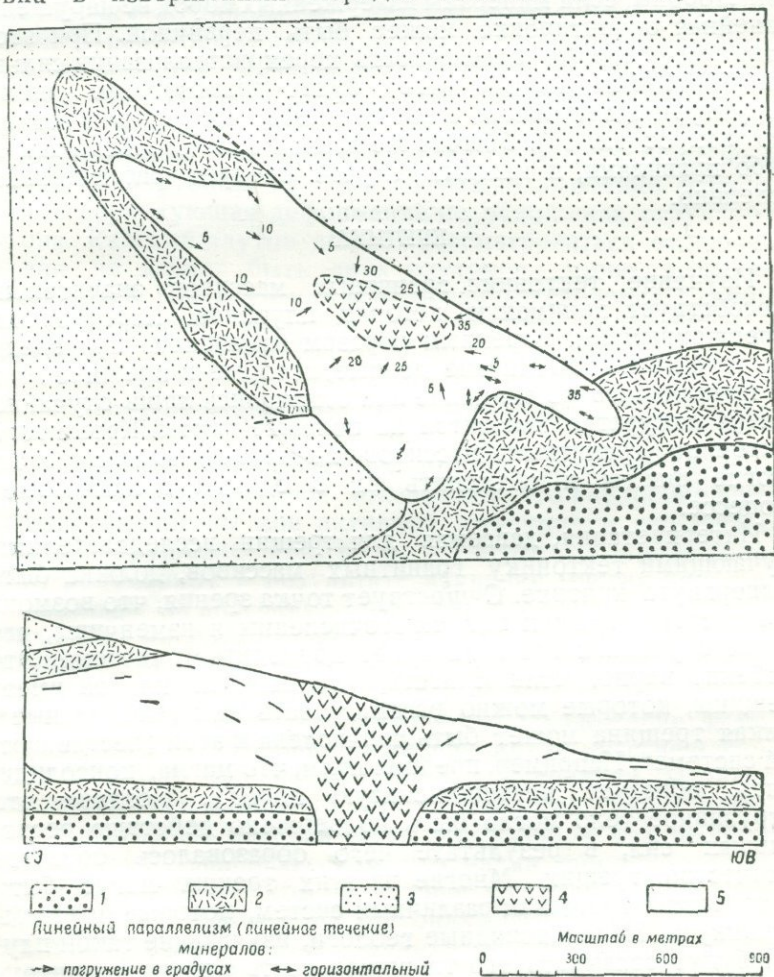
Следует упомянуть два исключения в применении этих критериев. В одном случае плоские включения могут быть ориентированы во время стадии течения, но слоистость не будет развиваться в интрузивных породах. Во время более поздних орогенических движений вторичная слоистость, наложенная на изверженные породы, может совпадать с ориентацией включений. В этом примере ориентация включений будет первичной, а слоистость — вторичной. Во втором случае растяжение во время образования вторичной слоистости могло быть так велико, что включения, вне зависимости от их первоначальной ориентации, могут так сильно растянуться, что окажутся ориентированы длинной стороной параллельно друг к другу и параллельно слоистости.

Третье доказательство того, что слоистость первична, представлено на рис. 245. Слоистость изгибается вдоль оси флексуры дайкоподобного тела, обогащенного светлосвет-

ными минералами, и переходит в главное тело породы. Дайки образовались из жидкости, которая находилась в породе и не была еще раскристаллизована.

Линейная ориентировка (lineation)

В районах, не затронутых орогенезом, линейная ориентировка в изверженных породах должна быть первичной.



Р и с. 249. Лакколит Дир Крик Кариса, наверху; поперечный разрез СЗ — ЮВ, внизу.

1 — древняя базальная брекчия, 2 — древние базальтовые слои, 3 — более поздняя базальтовая брекчия, 4 — разрушенный кварцево-диоритовый порфир, 5 — кварцево-диоритовый порфир.

Ориентация игольчатых кристаллов роговой обманки в дайках, интрузивных залежах или лакколитах, внедрившихся в пологие осадочные свиты, первична (рис. 249) [108]. В орогенических зонах очень трудно четко различить первичную и вторичную линейные ориентировки. Если линейная ориентировка обусловлена дроблением и волочением более ранних минералов, она, повидимому, вторична. С другой стороны, если минералы изверженных пород не нарушены, линейная ориентировка может быть первичной. При этом надо иметь в виду возможность перекристаллизации сильно раздробленных пород, что будет рассмотрено ниже. Структурная петрология может в некоторых случаях решить этот вопрос (гл. 18). Обычно же нельзя пользоваться какими-либо правилами, и каждый случай следует рассматривать отдельно.

КРИТИКА

Изучение тектоники гранитных массивов значительно способствует пониманию истории плутонов. Картирование изверженных тел коренным образом изменилось при введении этой методики. Многие данные, которые в прежние годы не принимались во внимание или отмечались лишь случайно, теперь аккуратно наносятся на полевые карты. Кроме того, тектоника гранитных массивов пытается координировать многие факты и объяснить их в едином динамическом процессе.

Интерпретация, даваемая для трещин исследователями, изучающими тектонику гранитных массивов, должна быть подвергнута критике. Существует точка зрения, что возможные системы трещин так многочисленны и изменчивы, что любая случайная трещина будет подходить к системе. Это особенно верно, если считать, что каждый плутон имеет трещины, которые можно рассматривать как „аномальные“. Всякая трещина может быть причислена к этой „нестандартной системе“. Например, предположим, что магма, консолидируясь, образует нетрещиноватую породу. Позднее это интрузивное тело могло быть подвержено действию региональных сил, в результате чего образовалось большое количество трещин. Многие из этих трещин могут быть параллельны трещинам различных систем, которые могли бы возникнуть. Недальновидные геологи, изучающие такой плутон, будут связывать его трещиноватость с периодом интрузии.

Эта критика отчасти справедлива. Но тесная связь между образованием разрывов и магматической деятельностью вполне вероятна, независимо от того, будут ли это гидро-

термальные выполнения, аплиты, пегматиты или дайки иного состава. Даже в таких случаях возможно предполагать наличие более поздних магматических процессов.

Изучающие гранитную тектонику должны ясно различать первичные и вторичные текстуры. Вторичная слоистость, обусловленная действием сжимающих сил на твердые породы, часто принимается за первичную. Вторичную линейную ориентировку подобным же образом можно спутать с первичной. В некоторых районах вторичная линейная ориентировка принимается за первичную. Бэддингтон полагал, что линейная ориентировка в горах Адейрондак является скорее вторичной, чем первичной [20]. Не считаясь с трудностями, методы изучения гранитной тектоники следует применять ко многим плутонам, где это возможно, особенно в районах, где последующая деформация не усложнила структуру плутона. Каждый плутон должен рассматриваться отдельно, так как не может быть двух плутонов, точно похожих друг на друга. При изучении все собранные сведения должны быть обоснованы фактами и элемент субъективизма исключен.

ОСНОВЫ МЕХАНИКИ ИНТРУЗИЙ

Основываясь на наблюдениях, многие исследователи тектоники гранитных массивов доказывают, что внедрение всех плутонов происходит при активной инъекции и что магматическое обрушение при этом не играет большой роли. Факты, полученные в результате изучения многих интрузивов, показаны на диаграмме (рис. 247); они свидетельствуют о движении магмы, направленном вверх. Большая арка, образуемая плоскостными структурами, так же как и веерообразная структура поперечных и краевых трещин, свидетельствуют о подобном же движении. Расположение включений показывает, что они также принимали участие в этом движении и что они не связаны с обрушением. Наличие краевых надвигов и дологов сбросов свидетельствует о расширении в стороны верхней части интрузива, — это не соответствует представлению о том, что магма спокойно поднимается при магматическом обрушении. Согласно представлениям многих исследователей тектоники гранитных массивов, магма в виде вязкой массы поднимается и раздвигает вверх и в стороны древние породы, находящиеся на ее пути. Поднятие магмы может происходить либо под влиянием силы тяжести, когда более легкая магма поднимается среди более тяжелых древних пород, либо это поднятие происходит главным образом под влиянием орогенических сил.

Эти выводы для многих плутонов, несомненно, справедливы. Однако будет ошибочно заключить, что это лишь единственный путь внедрения изверженных пород. Котлообразное оседание и частичное обрушение в некоторых местах, несомненно, играют большую роль. Определение факторов, контролирующих процесс интрузии,— это проблема будущего. Несомненно, что интрузии связаны с горообразованием. Важно учитывать также физические особенности вмещающих пород и глубину от поверхности земли.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

ВВЕДЕНИЕ

При рассмотрении эффузивных изверженных пород особенно трудно наметить область исследований структурной геологии. Петрография и химия этих пород изучаются петрологами. Геоморфологические формы, образующиеся при извержениях, являются объектами изучения геоморфологии. Все этапы образования эффузивных пород находятся в сфере исследований вулканологов [127]. Геолог-тектонист интересуется этими породами потому, что вулканические массы участвуют в создании архитектуры земли. Кроме того, в некоторых случаях складки, трещины и нарушения тесно связаны с вулканическими процессами. Поэтому в данной книге придается большое значение геологическим структурам, образующимся в результате вулканической деятельности, но не затрагиваются вопросы минералогии, текстуры или химии. Чтобы представить общие условия вулканической деятельности, необходимо остановиться на некоторых вопросах, не касающихся непосредственно деформационных структур.

Основными элементами, создающимися в результате вулканической деятельности, являются потоки лавы и пирокластические слои. И те, и другие обычно участвуют в строении вулканов, которые образуются в результате центральных извержений, и вулканических плато и площадей, образующихся в результате трещинных излияний.

ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ

Характер лавовых потоков

Лавовые потоки образуются при излиянии магмы на поверхность земли в относительно спокойных условиях (с небольшим взрывом или совсем без него). Лавовые потоки представляют собой пластиноподобные изверженные тела, мощность которых значительно меньше их горизонтальных размеров. Положение их в общем обусловлено особенностями поверхности земли; на пологих площадях потоки лавы более или менее горизонтальны, но они могут затвер-

девать и на склонах вулканов, имеющих значительные углы наклона.

Поверхность потока лавы никогда не бывает гладкой, она покрыта неровностями различной величины. *Волнистая лава пахоехое* (pahoehoe lava) имеет волнистую поверхность. *Лава аа* (aa lava) состоит из неправильных блоков, покрытых с поверхности маленькими шипами. *Глыбовая лава* (block lava) сложена неправильными блоками. В общем случае волнистая и лава аа характерны для базальтов, тогда как глыбовая лава характерна для кислых изверженных пород.

Лавовый купол (tumuli), называемый также *лавовым пузырем* (schollendome, lava blisters), представляет собой небольшой куполовидный холм длиной от 6 до 18 м и высотой от 1,5 до 3 м. Обычно параллельно длинной оси купола простирается зияющая трещина, через которую волнистые лавы могли выходить на поверхность. Некоторые геологи считают, что лавовый купол (пузырь) образовался в результате гидростатического давления жидкой лавы под корой пологопадающего потока. Другие считают, что вулканический купол обусловлен давлением гигантского газового пузыря, который образуется под коркой лавы.

Хребты выдавливания (pressure ridges) представляют собой удлиненной формы хребты, многие из которых разбиты центральной трещиной. В потоке в Новой Мексике самый короткий хребет выдавливания имеет длину, равную только 40 м, но некоторые хребты имеют длину более 360 м. Высота их равна 3—7,5 м, а ширина более 30 м [96]. Некоторые хребты выдавливания обусловлены влиянием сжимающей силы, действующей на верхнюю корку лавового потока при вязком волочении медленно движущейся подкорковой лавы. Это отмечено для Новой Мексики, где происходило оседание коры лавового потока, имеющего в поперечном сечении куполовидную форму.

На поверхности потоков *вязких базальтовых лав* (squeeze ups), интродуцирующих через отверстие в твердой коре, образуются маленькие наросты в несколько сантиметров или десятки сантиметров длины. Они могут иметь округлую или удлиненную форму. Если количество газа достаточно и происходят повторные выделения его из магмы, образуются *маленькие конусы* (dribble cones), называемые также *конусами разбрызгивания* (spatter cones); они могут быть высотой более 7,5 м и имеют крутые стенки. Перемежающиеся слои лавы перекрывают один другой, подобно воску по сторонам сгорающей свечи. Лавовые потоки, лавы которых были очень вязки во время излияния, могут образовать

хребты, состоящие из концентрических волнообразных гряд (фото XIX) [133].

Под термином *пещеристая лава* (lava tunnels) понимается лава с длинными пещерами (тоннелями) под поверхностью потока; в исключительных случаях они могут иметь длину



Фото XIX. Поток лавы обсидиана, горы Паулина, Орегон.

Это вид на северо-восток, к озеру Ист Лайк, за которым находятся стенки кальдеры. Поток обсидиана, для которого характерны блоки волнообразных гряд, вышел из жерла, находящегося справа. Высота передней части потока 34,5 м.

до 20 км [117]. Лавовые пещеры образуются при оттекании магмы из частично отвердевшего уже потока и могут быть частью или нацело заполнены пирокластическим материалом или осадками, которые наносятся в них через небольшие трещинки.

На поверхности лавовых потоков находятся депрессии округлой или эллиптической формы. Многие депрессии обусловлены оседанием кровли пещеристой лавы. В лавовом потоке в Новой Мексике наибольшая *депрессия оседания*

имеет длину около 1,6 км и ширину 90 м, тогда как наименьшие депрессии имеют всего лишь несколько метров в сечении; одна из них имеет глубину в 8,4 м [96].

Один поток может состоять из нескольких отдельных потоков [95]. Вероятнее всего лава течет пульсирующими толчками, а не потоком с постоянной скоростью. Через несколько часов или несколько дней лава затвердевает и останавливается; более жидкие потоки будут перекрывать части потоков, которые уже совсем остановились. Этот процесс может повторяться несколько раз, но это является, в сущности, одноактным извержением, при котором, однако, образуется несколько потоков.

Отдельные потоки значительно отличаются в размере. Некоторые из них имеют лишь несколько метров мощности; потоки с мощностью более 100 м встречаются редко. Среднее значение мощности потоков на плато Колумбия на северо-западе Соединенных Штатов, вероятно, менее 15 м; в Индии средняя мощность базальтовых потоков менее 18 м; в Гренландии средняя мощность потоков равна от 4,5 до 9 м. Площадь их может быть равна от нескольких до многих квадратных километров. В Гренландии отдельные потоки покрывают площади в 160 км²; известен поток, покрывающий площадь в 640 км².

Критерии отличия лавовых потоков от интрузивных залежей

Лавовые потоки и интрузивные залежи — пластинообразные тела изверженных пород, которые параллельны напластованию вышележащих и нижележащих формаций.

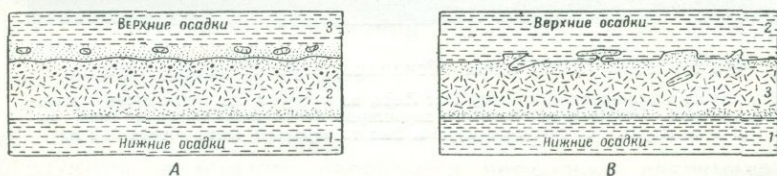


Рис. 250. Критерии различия интрузивной залежи и потока.

А — поток лавы; В — интрузивная залежь.

Различно ориентированными штрихами изображена изверженная порода; черные точки — пузырьки газа.

Поэтому важно установить критерии, которые позволили бы отличить их один от другого. Эти критерии основываются прежде всего на том факте, что интрузивные залежи моложе вмещающих пород, тогда как лавовые потоки

моложе пород, перекрываемых ими; и древнее пород, перекрывающих их.

Основные различия между потоками и интрузивными залежами представлены на рис. 250. Интрузивная залежь (рис. 250, В) характеризуется относительно гладкой поверхностью кровли, в которой редко встречаются пустоты (газовые пузыри). Апофизы интрузивной залежи могут проникать в вышележащие породы, а обломки последних могут встречаться в виде включений в самой интрузивной залежи.

Лавовый поток (рис. 250, А) имеет волнистую, пузырчатую поверхность. Обломки лавы могут встречаться в покрывающих породах. Лавовые потоки, повидимому, секутся неправильными дайками из осадочного или пирокластического материала, намытого в трещины. При диагностике лавовых потоков следует иметь в виду все описанные выше характерные особенности их. Во многих случаях фактические данные бывают неясны, и для того чтобы найти контролирующие ценные факты, необходимы тщательные исследования.

ПИРОКЛАСТИЧЕСКИЕ ПЛАСТЫ

Пирокластические породы вулканического происхождения состоят из обломков, имеющих размер от долей сантиметра до нескольких метров [131]. Некоторые обломки состоят нацело из вулканического стекла, выброшенного в жидком виде в воздух, которое отвердело, прежде чем достигло земли или вскоре после падения. Некоторые обломки представляют отдельные кристаллы, которые всплывали в магме, когда начиналось извержение, или которые были фенокристами во вмещающих породах вулканического канала. Некоторые обломки состоят из древнего вулканического стекла или мелкозернистых пород, которые были оторваны со стенок вулканического жерла. Другие обломки образуются из вмещающих пород, через которые интродуцирует магма.

Несцементированные пирокластические обломки пород могут быть разделены по размерам и происхождению на пыль, пепел, лапилли, шлак, обломки и бомбы. *Вулканическая пыль* состоит из несцементированных пирокластических обломков размером менее 0,25 мм в диаметре. *Вулканический пепел* состоит из несцементированных пирокластических обломков размером от 0,25 до 4,00 мм в диаметре. *Лапилли* — несцементированные пирокластические обломки размером от 4 до 32 мм в диаметре; если обломки пористы и стекловидны, их называют *шлаками*. Крупные

обломки (blocks), размер которых более 32 мм в диаметре, имеют угловатую форму; они выбрасываются в твердом состоянии. *Бомбы* выбрасываются в виде пластического магматического материала и формируются во время полета в воздухе. Диаметр их больше 4 мм. Материал, близкий по размеру и аналогичного происхождения, но менее 4 мм в диаметре, можно называть *пылью* или *пеплом*.

Затвердевший (сцементированный) пирокластический материал можно разделить на туф, туфобрекцию, брекцию, вулканический конгломерат и аггломерат. *Туф* состоит в основном из частиц менее 4 мм в диаметре. *Брекция*, более точно называемая *вулканической брекцией*, состоит главным образом из угловых обломков более 4 мм в диаметре. Если значительная часть основного материала (не цемента) имеет диаметр менее 4 мм, следует применять термин *туфо-брекция*. *Аггломерат* состоит из округлых или почти округлых обломков, диаметром более 4 мм, заключенных в основной породе. Округлая или полукруглая форма обломков не обусловлена действием текучей воды; они могли быть такими или первоначально, или округляться путем постоянного столкновения в вулканическом жерле и при последующем трении после отрыва. *Жерловый аггломерат* — разновидность породы, заключенной в вулканическом жерле. *Вулканический конгломерат* похож на брекцию, но в нем обломки округлены действием текучей воды.

Материал, выброшенный высоко вверх в воздух во время извержения, позже может осадаться. Таким образом, образуются слоистые породы, состоящие из обломков различных размеров, выброшенных в различное время. Иногда раскаленная *вулканическая туча* (*nuees ardentes*), состоящая из обломков породы, между которыми находится газ, обрушивается на склоны гор большой лавиной. В 1902 г. такие раскаленные облака уничтожили 28 000 человек в подножии горы Пэле, Мартиника [33]. Порода, осаждаемая из такого облака, представляет неслоистый туф или брекцию. Иногда вследствие проливных дождей пирокластический материал, отлагающийся на склонах гор, пропитывается водой и движется в виде грязевых потоков. Консолидированные породы представляют брекцию или туф, которые бывает трудно отличать от пород, отложенных из раскаленных туч. Некоторая часть материала, извергаемого из вулкана, или падает в стоячую воду, или же, более часто, переносится на различные расстояния текучей водой. При любых условиях эти породы, подобно осадочным, обладают слоистостью. Мелкозернистые породы являются туфами, более грубые — вулканическим конгломером.

Тело, состоящее из пирокластического материала, отложенного во время одного извержения или одной стадии извержения, имеет пластинчатую форму; оно имеет относительно малую мощность по сравнению с размерами по площади. Отложения туфов, вылетающих непосредственно из вулкана за одно извержение, могут иметь лишь несколько сантиметров или несколько метров толщины, но могут покрывать и сотни или тысячи квадратных километров. В долинах встречаются слои брекчий, отложенные грязевым потоком, длины их будут значительно больше ширины.

ТРЕЩИННЫЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ

При трещинных извержениях лава изливается через сравнительно узкие трещины и растекается по поверхности земли. При последовательных излияниях во время извержения потоки образуют лавовые плато. Пирокластические породы встречаются редко; они образуются при извержениях со взрывом. При благоприятных условиях дайки, выполняющие трещину, через которую происходило излияние, обнажаются денудацией.

Некоторые из наибольших лавовых плато мира были образованы при трещинных излияниях. Это относится к плато Колумбия, в северо-западной части Соединенных Штатов, а также и к Западной Индии, Южной Африке, Южной Америке, к вулканическим полям Северной Атлантики, остатки которых находятся в Британии, Исландии и Гренландии. На каждом плато, которые занимают тысячи квадратных километров, общая мощность вулканических хребтов составляет от 900 до 3000 м. От 90 до 95% всех лав, изверженных при трещинных излияниях, составляет базальт.

Общий характер центральных извержений

Основные формы, которые образуются на поверхности земли при центральных извержениях хотя и не более важны чем те, что образуются при трещинных излияниях, однако более эффектные отчасти благодаря своей высоте и отчасти вследствие сопровождающих их взрывов. Эти основные формы можно классифицировать как вулканы, кратеры и кальдеры.

ВУЛКАНЫ

Общая характеристика

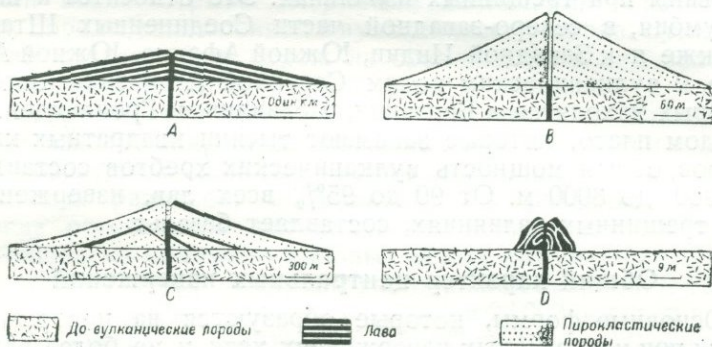
Вулканы — это возвышающиеся над окружающей местностью сооружения, построенные из пород извергавшейся магмы. Вулканы могут быть классифицированы различным образом,

в зависимости от того, что хочет подчеркнуть исследователь. Петрографическая классификация основана на литологии. Геоморфологическая классификация основывается на глубине денудации. Структурная классификация основывается прежде всего на внутреннем строении вулкана и затем на особенностях размещения группы вулканов в районе.

Классификация вулканов, основанная на их внутреннем строении

На основании внутреннего строения вулканы могут быть разделены на пирокластические конусы, лавовые конусы, сложные конусы, вулканические куполы, большие „иглы“ (obelisks) и смешанные вулканы.

Прежде всего мы рассмотрим различные типы конусов. Каждый вулкан имеет коническую форму, причем вершина конуса обращена вверх (рис. 251). Если денудация не столь интенсивна, на вершине конуса обычно находится депрессия — кратер или кальдера. Склоны конуса имеют вогнутую поверхность, на вершине они более круты. Крутизна их определяется характером изверженного материала. Конусы



Р и с. 251. Вулканические конусы.

А. Лавовый конус. В. Пирокластический конус. С. Сложный конус.
D. Шпирообразный конус горнито (Hornito).

состоят из следующих друг за другом слоев лавы, пирокластического материала или одновременно того и другого. Эти слои падают наружу более или менее параллельно склону конуса.

Лавовые конусы, часто называемые **щитовыми вулканами**, состоят главным образом из лавы, которая была очень подвижна во время извержения; они образуют конусы с пологими склонами (рис. 251, А).

Горнито или *шипообразный конус* (hornitos) — относительно небольшой крутой лавовый конус, образовавшийся при извержении пластичной лавы, которая была слишком охлаждена, для того чтобы течь (рис. 251, D).

Пирокластические конусы состоят главным образом из пирокластического материала и могут иметь очень крутые склоны вверх (рис. 251, B); некоторые из них сложены главным образом из пепла и называются *пепловыми конусами*.

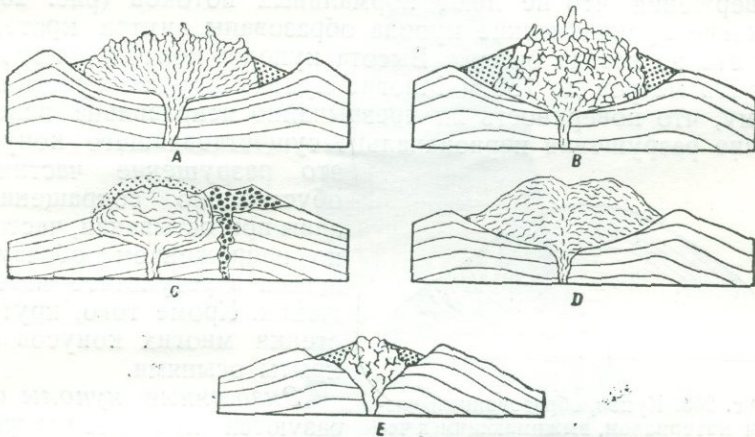


Рис. 252. Внутреннее строение вулканических куполов.

A — веерообразное расположение плоскостей течения; точки изображают осьпь; B — купол с грубо концентрической полосчатостью и неправильными трещинами; C — эндогенный купол на склоне конуса; D — экзогенный купол; E — купол в воронке вулкана, разбит неправильными трещинами.

Сложные конусы, называемые также *страто-вулканами*, состоят из перемежающихся слоев лавы и пирокластического материала (рис. 251, C).

В простейшем типе вулканического конуса пирокластические породы расположены вокруг кратера, через который могла изливаться лава в виде покровов. Некоторая часть лавы, а во многих случаях большая часть ее выливается через трещины на склонах горы. *Дополнительные* или *парзитические* конусы являются вспомогательными конусами на сторонах большого вулкана.

Вулканические конусы значительно отличаются по размерам. Маленькие пепловые и шипообразные конусы могут иметь высоту в несколько десятков метров. С другой стороны, некоторые гиганты поднимаются на 1,5—3 км и в основании имеют несколько километров в диаметре. Некоторые из наибольших вулканов в горах Сан-Франциско, Ари-

зона, поднимаются на 1800 м над плато Колорадо и объем пород, заключенных в них, определяется 135 км^3 [107]. Гора Этна в Сицилии поднимается на 3300 м над уровнем моря и в основании имеет 48 км в диаметре. Наибольший вулкан на Гавайских островах поднимается на 9900 м над дном Тихого океана и на 4200 м над уровнем моря.

Вулканические куполы — крутостенные пузырчатые тела; лавы, слагающие эти тела, обычно столь вязки во время извержения, что не дают нормальных потоков (рис. 252). Многие вулканические купола образованы внутри кратера, но это не всегда бывает. Высота куполов колеблется от десятков метров до 750 м. Многие куполы трудно изучать потому, что поверхность их чрезвычайно неправильна вследствие разрушения первоначально существовавшего конуса;

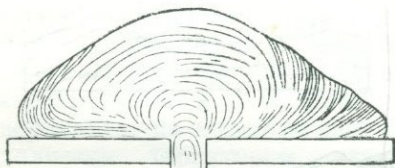


Рис. 253. Купол, образованный вязким материалом, выжимающимся через узкое отверстие.

это разрушение частично обусловлено сокращением лавы при остывании, частично напряжением, образующимся в результате извержения. Кроме того, крутые стенки многих конусов закрыты осыпями.

Экзогенные куполы образуются при неоднократных поверхностных извержениях таким же образом,

как лавовые конусы. Следующие друг за другом слои вязкой лавы перекрывают один другой. Вулканические куполы этого типа отличаются от лавовых конусов крутыми склонами.

Эндогенные куполы вырастают, первоначально расширяясь изнутри (рис. 253). Некоторые эндогенные куполы характеризуются концентрической скорлуповатостью [105]. Такая структура, очевидно, образуется легче всего в том случае, если поднимающаяся магма покрыта хрупкими породами (рис. 252, С). Многие эндогенные куполы интенсивно разбиты трещинами и брекчированы (рис. 252, В). При поднятии купола дайки неправильной формы, интродуцирующие во внешнюю оболочку, могут служить подводными каналами для маленьких поверхностных потоков.

В обычном типе вулканических куполов потоки лав расположены веерообразно (рис. 252, А). Виллиамс [134] предполагает, что такое строение потоков обусловлено тем фактом, что ранние лавы вытекали из отверстия под небольшим углом, образуя кольцо, которое позже служило дамбой. Потоки, вытекающие позже, встречая препятствия, располагались под все возрастающими углами.

Заостренный высокий выступ представляет *иглу (obelisk)*; такие вулканические иглы могут иметь высоту от долей сантиметра до многих сотен метров. Классический пример большой иглы представляет собой Монт Пеле в Вест-Индии (рис. 254) [33]. Через два месяца после катастрофического извержения 8 мая 1902 г. появилась

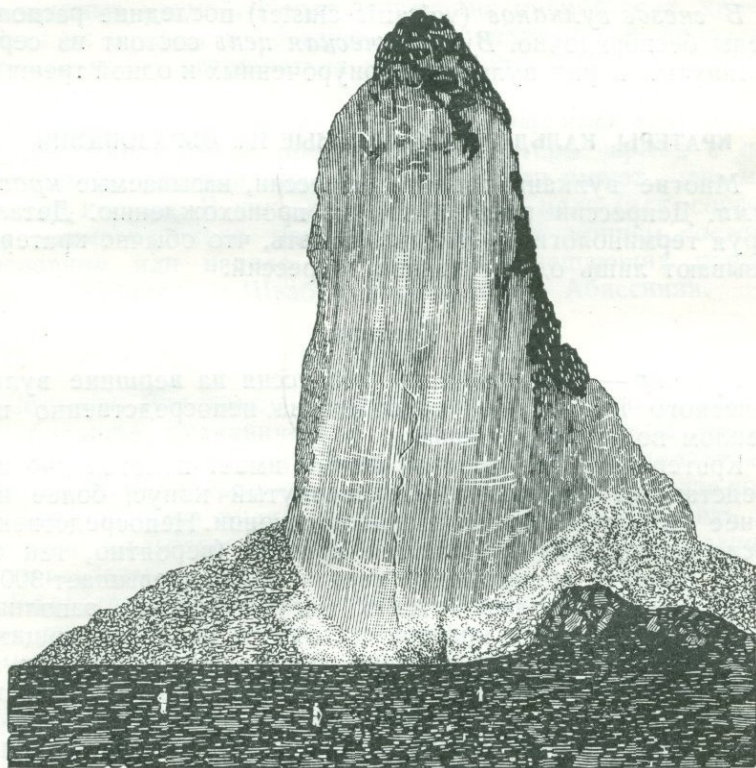


Рис. 254. Игла Монт Пеле 15 марта 1903 г. Высота 343,5 м.

первая игла. Затем в течение лета последовательно образовывались иглы, но все они были уничтожены последующими взрывами. Игла, которая поднялась в октябре 1902 г., достигла наибольшей высоты, равной 343,5 м. 31 мая 1903 г. диаметр ее был примерно равен 135 м. С этого времени игла начала постепенно уменьшаться в высоте.

Смешанные вулканы — это вулканы, для которых характерны особенности двух или более типов вулканов, опи-

санных выше. Таким образом, сложный вулкан с вулканическим куполом, находящимся в его кратере или на его сторонах, будет смешанным вулканом.

Классификация, основанная на группировке вулканов

В гнезде вулканов (volcanic cluster) последние расположены беспорядочно. *Вулканическая цепь* состоит из серии вытянутых в ряд вулканов, приуроченных к одной трещине.

КРАТЕРЫ, КАЛЬДЕРЫ И ПОДОБНЫЕ ИМ ОБРАЗОВАНИЯ

Многие вулканы имеют депрессии, называемые *кратерами*. Депрессии различаются по происхождению. Детализируя терминологию, — можно сказать, что обычно кратером называют лишь один из типов депрессий.

Кратеры

Кратер — это нормальная депрессия на вершине вулканического конуса; она расположена непосредственно над жерлом подводящего канала.

Кратер наиболее простой формы имеет пологое дно или представляет заостренный перевернутый конус, более или менее округлый в горизонтальном сечении. Непосредственно после извержения диаметр дна кратера (вероятно, так же как и диаметр подводящего канала) редко превышает 300 м. Последующие оползни стенок могут частично заполнить дно кратера. Стенки кратера состоят из переслаивающихся пирокластических пород и лавы, соотношение которых зависит от типа вулкана; стенки одних кратеров состоят исключительно из лавы, стенки других — исключительно из пирокластического материала. Необыкновенно сильные взрывы разрушают стенки кратера, обнажая слои, из которых сложена вершина конуса.

Кратеры образуются вследствие взрыва на вершине над подходящим каналом вулкана. Обломки пород выбрасываются в воздух, и более крупный материал осаждается на расстоянии около сотни метров, образуя круглую стенку. Всякий раз, как магма поднимается в канале, она расплавляет все, что находится непосредственно над ней; это способствует образованию депрессии.

Кратеры провала (pit craters), типичные для вулканов Гавайских островов, представляют округлые депрессии с крутыми стенками. В районе Кау [116], где кратеры про-

валов достигают диаметра от 15 м до 1,6 км и глубины до нескольких сот метров, некоторые кратеры выстланы твердой лавой; такие кратеры иногда называют *лавовыми провалами*.

Стирнс полагает, что в некоторых местах вдоль трещин при подъеме магмы происходят обрушение и течение; при этом образуются более или менее цилиндрические камеры, заполняемые магмой. После заполнения магмой этих камер кровля их оседает и образуются цилиндрические провалы. Провалы могут расширяться позже при обвалах и круговых сбросах.

Маары, называемые также *зарождающимися вулканами* и *провалами взрывов*, представляют кратеры взрыва с пологим дном, которые лишены конусов или имеют очень маленькие конусы. В них заключено очень мало (или совсем нет) магматического материала, так как конусы состоят в основном или нацело из обломков вмещающих пород. Маары находятся в Швабии, Германии и в Абиссинии.

Кальдеры

Согласно Виллиамсу, *кальдерами* [132] можно называть все большие вулканические депрессии. Кальдеры имеют более или менее округлую форму; диаметр их определяется в несколько километров, что значительно больше диаметра подводящих каналов вулканов. Кальдеры можно разделить на три типа: *кальдеры взрывов*, *кальдеры оседания* и *эрозионные кальдеры*.

Кальдеры взрывов появляются при извержениях со взрывом, при котором отрываются массы пород. Классическим примером кальдеры этого типа является кальдера вулкана Бандай-Сан, Япония, который мгновенно взлетел на воздух. Вулкан не извергался более чем тысячу лет; утром 15 июля 1858 г. в минуту с небольшим произошло 15 или 20 взрывов. Большие массы породы взлетели в воздух, а при последнем взрыве образовалась лавина объемом в 1,25 км³. Вершина и большая часть северной стороны вулкана была снесена; образовался большой амфитеатр площадью в 4 км² со стенками высотой более чем 360 м. Лава не появлялась, катаклизм был вызван фреатическим взрывом; грунтовые воды превратились в пар благодаря действию вулканического тепла, прежде чем было достигнуто такое давление, что последовал взрыв.

Кальдеры оседания встречаются наиболее часто. Сущность образования их заключается в оседании надстройки вулкана при удалении нижележащих опор. Детали этого

процесса могут быть различны; большой цилиндрический блок может погружаться как одно целое, или оседание может быть по частям — во время извержения или немедленно после него. Оседание может быть обусловлено одним из нескольких факторов или комбинацией их.

Повторяющееся извержение больших количеств пемзы или *пемзы* (*pumice*), т. е. пеннистого вулканического стекла, столь насыщенного газом, что оно плавает, может

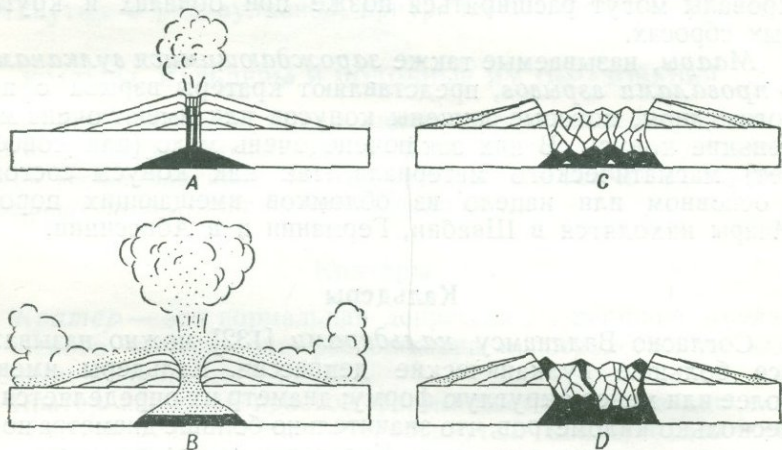


Рис. 255. Кальдера обрушения типа Кракатау.

А — спокойное извержение пузырчатых лав; В — извержение с сильным взрывом, часть пирокластического материала рассеяна в воздухе, часть стремительно увлекается вниз по склонам в виде раскаленных туч (*пнеес аргентес*); С — обрушение на верхней поверхности конуса; D — возобновление вулканической активности.

понижать уровень магмы в главном резервуаре, так что вся надстройка вулкана рухнет (рис. 255). Оседание происходит обычно по частям (рис. 255, С); хорошие примеры вулканов этого типа представляют Озерный Кратер в Орегоне и Кракатау в Голландской Ост-Индии; последний извергался со взрывом в 1888 г. Оседание, очевидно, происходило вслед за извержением пемзы, вероятно, в течение часа. При взрыве образовалось много кальдер, похожих на Бандай-Сан. Однако, если это так, извергаемый материал должен бы состоять из обломков более древних вулканических пород. Наличие же пемзы — главного продукта таких извержений — свидетельствует о несостоятельности гипотезы взрывов.

Вулканом аналогичного типа является вулкан Катман, Аляска, но оседание и извержение были здесь одновременны, и огромные количества материала, из которого первоначально состоял существовавший конус, оседали в резервуар и выбрасывались обратно только после ассимиляции магмой.

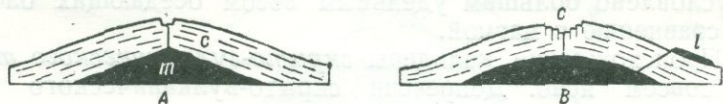


Рис. 256. Кальдера, полученная при стекании магмы по трещинам, находящимся на значительном расстоянии внизу на склоне горы.

А — первоначальное состояние; В — стекание магмы, дающей поток *l* и вызывающий разрушение и образование кальдеры с.

Повторяющиеся излияния лавы по трещинам, находящимся далеко внизу на склонах гор, также могут обуславливать оседание. Вулкан может подстилаться резервуаром в несколько километров в диаметре. Если магма оттекает из этого резервуара через боковые трещины (рис. 256), кровля остается без поддержки. В этом случае образуется *кратер*

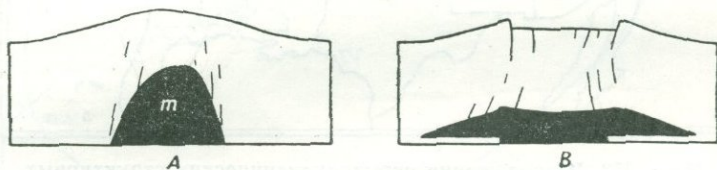


Рис. 257. Кальдера, получаемая при изменении формы магматического резервуара.

А — резервуар с крутыми стенками; В — изменение формы резервуара вследствие оседания.

провала, примером которого может быть вулкан Килауэа, Гавай.

Изменение формы магматического резервуара может вызвать оседание. Например, резервуар почти с вертикальными стенками может приподнять вышележащие породы, как показано на рис. 257, А. Если магма затем распространяется в стороны без дополнительного пополнения резервуара, кровля его будет оседать (рис. 257, В). Таким процессом объясняли происхождение кальдеры Морро близ Сан-Луис, Аргентина, однако, несмотря на большую вероятность такого явления, наблюдать его очень трудно.

На поверхности котлообразного оседания, как было указано выше, образуются кальдеры. Если оседание вызвано оттеканием магмы, процесс не будет особенно отличаться от процесса в вулканах типа Килауэа и Морро. Однако процесс будет отличен, если первоначально образовались кольцевые трещины под давлением магмы и если оседание обусловлено большим удельным весом оседающих блоков по сравнению с магмой.

Происхождение кальдеры *скрыто-вулканического типа* не совсем ясно. Депрессии скрыто-вулканического типа

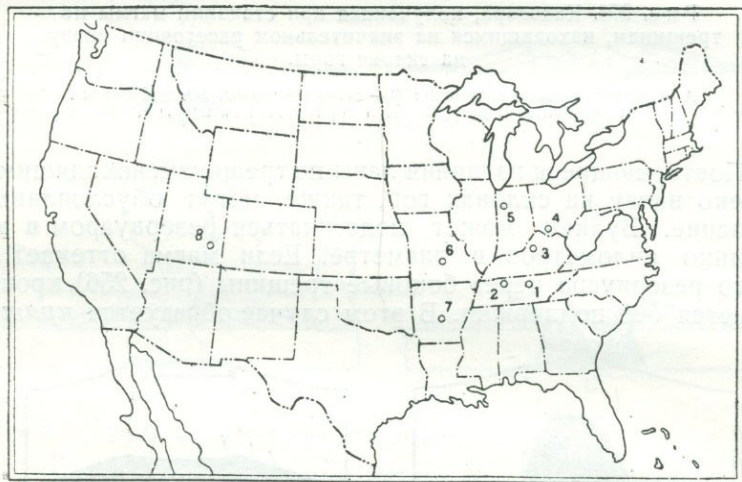


Рис. 258. Расположение скрытовулканических структурных форм в Соединенных Штатах.

1. Нарушение Флинн Крик, Теннесси; 2. Бассейн Веллс Крик, Теннесси; 3. Джета Ноб, Кентукки; 4. Структура Серпент Моунд, Охио; 5. Структура Кентланд, Индиана; 6. Структура Декатурвилл, Миссури; 7. Магнет Ков, Арканзас; 8. Купол Абкневал, Юта.

более или менее округлы, диаметр их колеблется от 1,6 до 24 км и от 60 до 500 м глубины. Такие кальдеры находятся в невулканических породах, и во многих случаях вулканический материал совсем отсутствует вблизи или же его очень мало. Подобные кальдеры известны в бассейне Риез в Южной Германии (рис. 259) [10]. Бассейн имеет диаметр, примерно равный 22,5 км; в почве находятся верхнемиоценовые отложения пресноводных бассейнов, ниже которых находятся граниты, триасовые осадочные породы и юрские осадочные породы. Бассейн окружает зона, состоящая из надвинутых блоков в несколько километров. В другой

зоне, шириной более 24 км, обычно находятся отдельные блоки различных размеров. Во внешней зоне вокруг рассеяны маленькие блоки известняка. Часто предполагают,

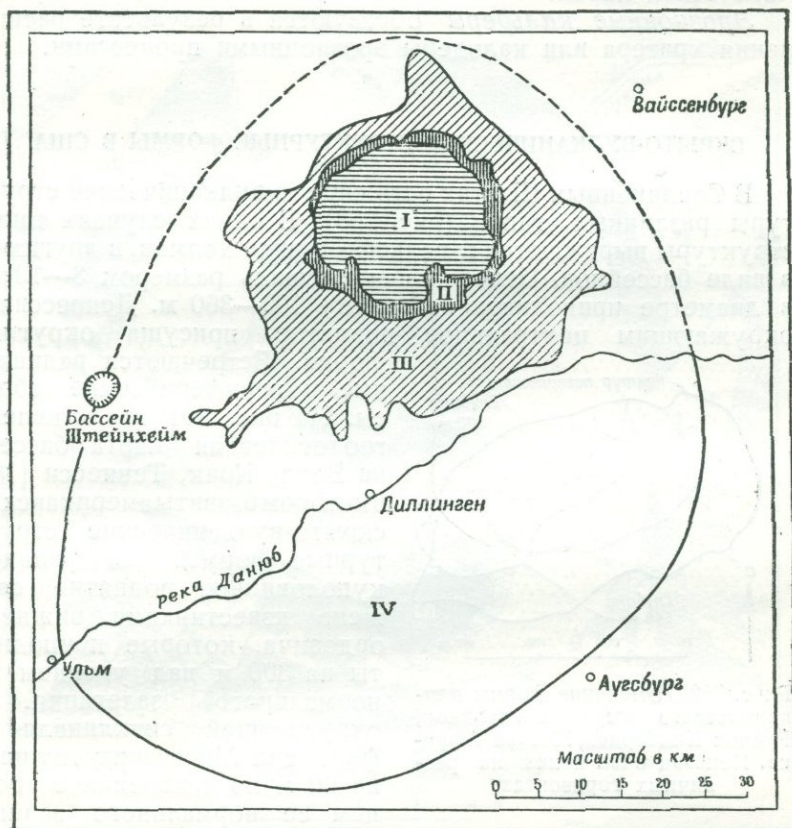


Рис. 259. Скрыто-вулканический тип кальдеры.
Бассейн Риез в Германии.

- I — бассейн, подстилаемый верхнемиоценовыми мелководными отложениями;
 II — зона сброшенной части; III — зона отсутствия корней при опускании;
 IV — зона изолированных блоков.

что внедрялся большой лакколит, который сопровождался серией взрывов и поднимал покров толщиной более 360 м. Большие надвинутые блоки, вероятно, обусловлены скольжением пород, покрывающих лакколит сверху. Некоторые геологи считают, что кальдера сама образуется при

сильном взрыве. Но возможно, что она образуется при оседании вершины купола вдоль кольцевых трещин, образовавшихся при прорыве газов и при сжатии застывающих магматических пород.

Эрозионные кальдеры образуются в результате расширения кратера или кальдеры эрозионными процессами.

СКРЫТО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ В США

В Соединенных Штатах есть скрыто-вулканические структуры различных типов (рис. 258). В одних случаях такие структуры выражаются в рельефе в виде холмов, в других — в виде бассейнов. Центральная площадь размером 3—13 км в диаметре приподнята на высоту 100—360 м. Депрессиям, окружающим центральное поднятие, присуща округлая форма. Встречаются радиальные и периферические сбросы. На рис. 261 представлена геологическая карта бассейна Веллс Крик, Теннесси [18], в котором развиты американские скрыто-вулканические структурные формы. Центральное куполовидное поднятие сложено известняками нижнего ордовича, которые приподняты на 300 м над уровнем их нормального залегания. В окружающей синклинали s_1 формация Миссисипи опущена на 90 м по сравнению с уровнем ее нормального залегания.

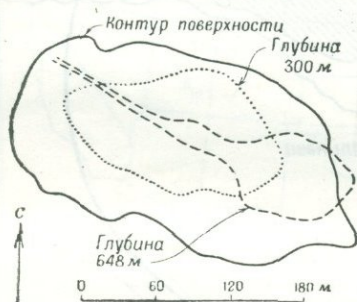


Рис. 260. Изменение формы вулканического жерла с глубиной, Рудник Кимберлей, Южная Африка. Показан план нека на различных горизонтах.

Неполная окружность антиклинали a_1 и внешнее кольцо синклинали s_2 расположены дальше от центра. Имеют место периферические, радиальные и неправильные сбросы.

Бухер считает, что скрыто-вулканические структуры Соединенных Штатов образовались в результате выбросов при внезапном прорыве вулканических газов. Поскольку в этих районах вулканические породы неизвестны, употребляется термин *скрыто-вулканические структуры*. Возможно, что эти структурные формы обусловлены длительным действием вертикальных сил, не связанных с вулканизмом. Если это так, употребление термина „скрыто-вулканические“ структуры не соответствует сущности явления.

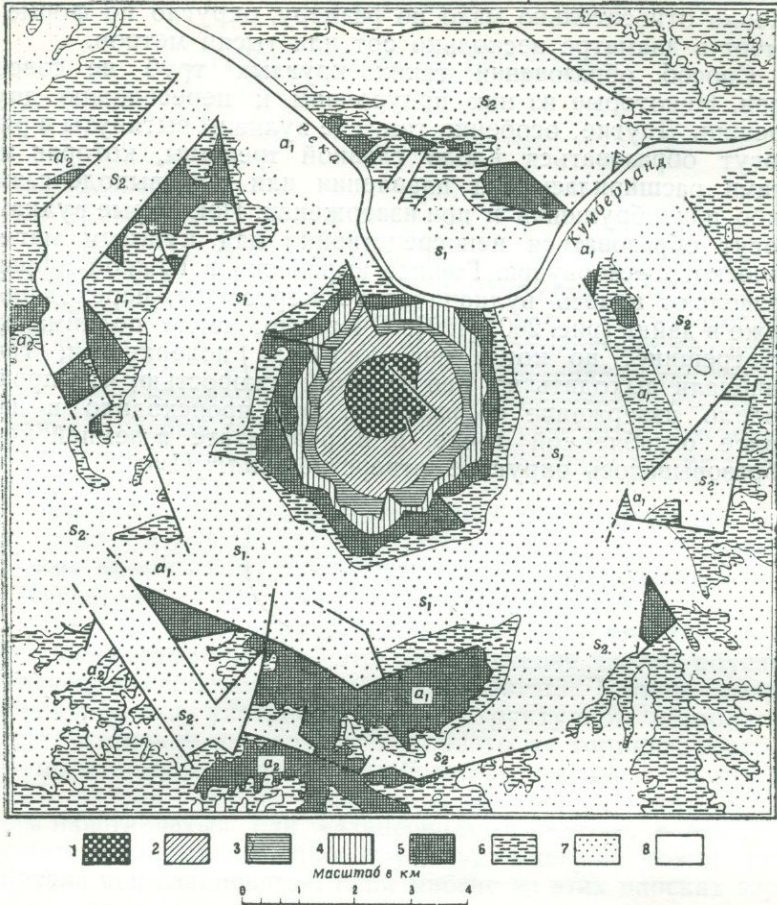


Рис. 261. Геологическая карта бассейна Веллс Крик, Теннесси.

1 — нижний ордович; 2 и 3 — средний ордович; 4 — силур и девон; 5 — нижний ярус Миссисипского отдела карбона; 6 и 7 — средний ярус Миссисипского отдела карбона; 8 — четвертичные отложения; s_1 — внутренняя синклиналь; a_1 — внутренняя антиклиналь; s_2 — внешняя синклиналь; a_2 — внешняя антиклиналь. Толстыми черными линиями показаны сбросы.

ЖЕРЛОВИНЫ

Центральный канал, по которому поднимается магма (см. рис. 251), нельзя, конечно, наблюдать в действующем вулкане, но после того как денудация удалит надстройку из лавы и пирокластических пород, становится возможным видеть форму и заполнение трубы (pipe). Такие заполненные трубы

СТРУКТУРНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Структурная петрология, или *петротектонический анализ* — учение о внутренней структуре пород, обусловленной движениями, происходившими во время их образования или деформации. Это учение может применяться для исследования деформации пород и происхождения — как осадочных, так и изверженных пород. *Петротектоника* — раздел учения, который рассматривает связь, существующую между внутренней структурой деформированных пород и их тектонической историей.

Основы структурной петрологии были разработаны Бруно Зандером в Австрии и Вальтером Шмидтом в Германии. Весьма полно структурная петрология разработана Кнопф и Ингерсоном [76] и Файрбейрном [44] в США.

Структурная микроориентировка, или *просто микроориентировка* (*fabric*)¹ — это расположение частиц, обуславливающее особенность внешней формы. Термин *микроориентировка*, употребляемый в структурной петрологии, имеет отличное значение от подобного же термина, употребляемого в петрографии. Если большая часть зерен в породе представлена слюдой, кварцем и полевым шпатом, имеющим пластинчатый или эллипсоидный габитус, и эти зерна лежат параллельно одно другому, текстура может быть описана как *сланцеватая*. Если многие из этих плоских зерен имеют овальную форму и если длинные оси овалов параллельны друг другу, текстура будет *линейной* и *сланцеватой*. С другой стороны, хотя многие зерна могут быть пластинчаты или эллипсоидны, они могут лежать *незакономерно*, и порода не будет обладать *сланцеватостью* или *линейностью* и, следовательно, может быть описана как *изотропная* (см. рис. 209, А), т. е. свойства ее одинаковы во всех направлениях.

¹ Термин „fabric“ не имеет аналогов в русской геологической терминологии. Хотя он означает „строение“ в более широком смысле, чем понятия „структура“ и „текстура“, мы решили перевести его в данной книге словом „микроориентировка“, которое, по нашему мнению, ближе передает понятие о рассматриваемом здесь типе строения. (*Прим. ред.*)

Тип описываемой петротектонической текстуры обусловлен формой отдельных минеральных зерен. Мы можем также думать и об атомах, составляющих отдельные минералы. Каждый минеральный вид характеризуется своим собственным, особым расположением атомов, обычно обусловленным *атомной* или *пространственной* решеткой (см. рис. 1). В некоторых породах пространственные решетки всех зерен

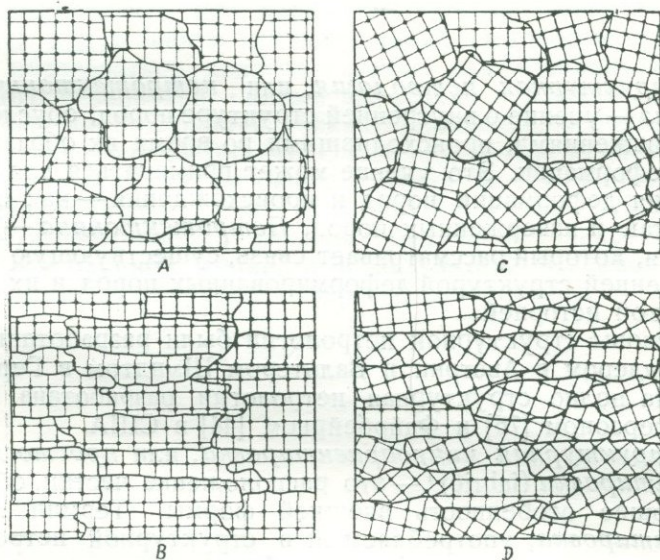


Рис. 262. Схематическое двухмерное изображение преимущественной ориентации.

Точками изображены центры атомов. А — ориентация пространственной решетки; зерна равновелики; В — ориентация пространственной решетки и ориентация по форме; С — ориентация отсутствует; D — ориентация по форме, но нет закономерной ориентации пространственной решетки.

одного и того же минерала могут иметь примерно одинаковую ориентацию. На диаграмме (рис. 262), которая является простым, очень схематичным двухмерным изображением породы, состоящей из зерен одного и того же минерала, каждая точка обозначает центр атома. На рис. 262, А пространственные решетки параллельны. В других случаях пространственные решетки могут быть ориентированы неодинаково, как показано на рис. 262, С.

Во многих случаях пространственная ориентация решетки совпадает с ориентацией зерен по форме (рис. 262, В). Но ориентация по форме может не совпадать с пространственной ориентацией решетки. Линзообразные зерна кварца

могут быть параллельны одно другому, но пространственная решетка в них может иметь различную ориентацию (рис. 262, D).

Микроориентировка может проявляться в частицах больших размеров, чем атомы или минералы. „Удлиненные гальки“ в деформированном конгломерате могут быть ориентированы длинными осями параллельно друг другу, сохраняя одновременно различную микроориентировку (см. рис. 182, А).

Если частицы, независимо от того, будут ли это гальки, минералы или атомы, ориентированы в определенном направлении, текстура обнаруживает *предпочтительную ориентацию*. На рис. 262, А и 262, В пространственная решетка обнаруживает предпочтительную ориентацию по форме. В противоположность предпочтительной ориентации можно говорить о *дезориентированности*.

Во многих случаях предпочтительная ориентация может быть так хорошо проявлена, что нет сомнения в ее существовании. Очевидно, от дезориентированности существуют все переходы к хорошо проявленной предпочтительной ориентировке. Путем статистического анализа, применяемого при петротектоническом исследовании, можно выразить количественно степень ориентированности.

Сущность структурной петрологии основывается на том, что получаемые петротектонические текстуры возникают при образовании самой породы и особенно при наличии дифференциальных движений. Микроориентировка изверженных пород, кристаллизующихся в спокойных условиях из магматического расплава, отличается от микроориентировки изверженных пород, кристаллизующихся из текущей магмы. Микроориентировка осадков, спокойно отлагающихся на дне водного бассейна, будет отличаться от микроориентировки, характерной для пород, подвергавшихся дифференциальным движениям. Цель этой части структурной петрологии, называемой *петротектоникой*, заключается в определении количества периодов деформации и характера дифференциальных движений во время деформации.

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Поскольку одной из целей структурной петрологии является установление связи внутренней структуры пород с общими структурными особенностями, необходимо тщательное полевое изучение, проведенное обычными полевыми методами. Такие особенности, как сланцеватость, линейная ориентировка, сбросы, трещины и все другие важные элементы в породе, должны быть замерены и нанесены на карты.

Эти полевые методы дополняются структурным изучением с применением микроскопа. Поэтому важно отбирать *ориентированные образцы*, из которых можно сделать шлифы. Ориентированный образец — это образец, положение которого в пространстве известно; микроориентировка породы может обнаруживать либо предпочтительную ориентацию, либо дезориентацию. В слове *ориентировка* заключается двоякий смысл, что может вызвать недоумение;

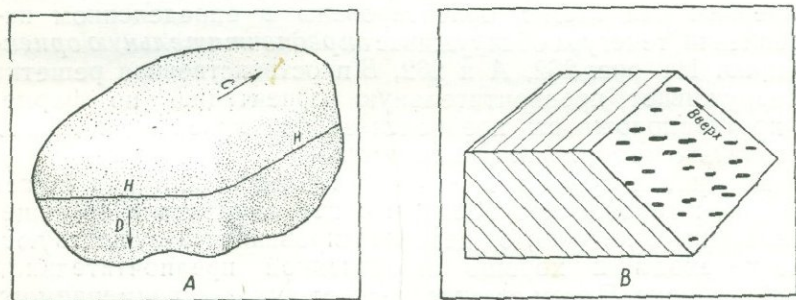


Рис. 263. Методы этикетирования образцов в поле.

А — полное этикетирование; В — частичное этикетирование; положение сланцеватости (показано параллельными линиями) и линейной ориентации (показано черными толстыми штрихами) замеряется в поле.

в одном случае оно относится к положению образца в пространстве, в другом — к петротектоническим особенностям породы. Образец ориентируется относительно географических координат. Например, на рис. 263, А отмечены горизонтальная плоскость *H*, направление севера *C* и направление наклона *D*. В любое время можно ориентировать этот образец так, как он был ориентирован в природе.

Образец, отличающийся наличием сланцеватости и линейной ориентировки, положение которого отмечено в поле, в любое время можно правильно ориентировать, если только отмечены кровля или почва образца (рис. 263, В).

ЛАБОРАТОРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Из ориентированного образца для микроскопического изучения готовится тонкий шлиф. Срез шлифа можно делать в любом направлении, но если для исследований нужно приготовить только один шлиф, он обычно вырезается перпендикулярно сланцеватости или линейной ориентировке. Мастеру,готавливающему шлифы, необходимо заранее давать точные инструкции.

Разработана условная система этикетирования шлифов (рис. 264, А); c — перпендикуляр к плоскости сланцеватости; b — направление линейной ориентировки, обнаруженной в образце и лежащей в плоскости сланцеватости; ось a — лежит в плоскости сланцеватости и перпендикулярно к линейной ориентировке. Эти три оси составляют прямые углы. В некоторых случаях, которые не могут быть рассмотрены здесь, B или R можно применять вместо b . Если два направ-

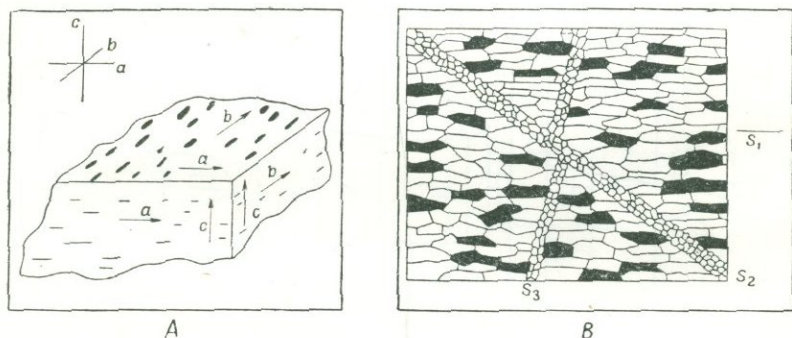


Рис. 264. Этикетирование.

А — условная система этикетирования образца, который характеризуется сланцеватостью и линейной ориентацией; c — перпендикуляр к сланцеватости; b — линейная ориентация; a — лежит в плоскости сланцеватости и перпендикулярно к b ; В — шлиф, обнаруживающий три S -плоскости. Черным изображен пластинчатый темноцветный минерал; белым изображены светлые минералы.

ления линейной ориентировки обнаружены на сланцеватости, более ярко выраженную называют b , тогда как менее заметная обозначается b' . Если существует более чем одна плоскость сланцеватости, c ориентируется перпендикулярно к наиболее резко выраженной плоскости. Если порода массивна и в ней отсутствуют сланцеватость и линейная ориентировка, шлиф следует этикетировать по географическим координатам или по какой-либо иной системе.

Для удобства плоскость, параллельная сланцеватости, может обозначаться как плоскость ab , потому что она содержит оси a и b . Плоскость ac является плоскостью, перпендикулярной к сланцеватости и линейной ориентировке. Плоскость bc является плоскостью, перпендикулярной к сланцеватости и параллельной к линейной ориентировке. На каждом шлифе соответственно должны быть отмечены две оси, которые лежат в его плоскости. Ингерсон [76] предпочитает отмечать на шлифе ось, перпендикулярную к шлифу; следовательно, в его терминологии шлиф, параллельный сланцеватости, будет срезом c .

Шлиф вначале изучается обычными микроскопическими методами; в нем определяют минералы. Особое внимание уделяется ориентации и количеству S -поверхностей, которые могут быть плоскостями наложения, сланцеватости или плоскостями скалывания; рис. 264, B является примером шлифа с тремя поверхностями S . Наиболее отчетливая поверхность обозначается обычно S_1 ; другие нумеруются арабскими цифрами в порядке уменьшения их важности.

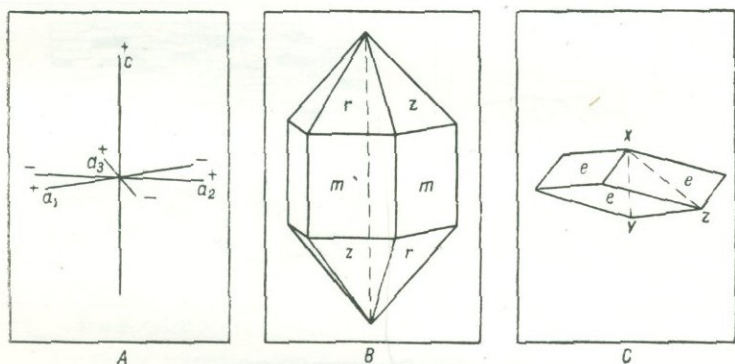


Рис. 265. Гексагональные минералы.

A — условная система обозначения осей гексагональных минералов; B — кристалл кварца; m — элементарная призма; r — положительный элементарный ромбоэдр; z — отрицательный элементарный ромбоэдр. Пунктирной линией показана кристаллографическая ось c , она же является оптической осью. C — кристалл кальцита; e — отрицательный ромбоэдр; xu — кристаллографическая ось c , она же оптическая ось; xz — короткая диагональ ромбоэдра.

Затем, на основании обработки шлифа, строится *петротектоническая диаграмма*. Для каждого минерала, конечно, нужно строить отдельные диаграммы. Обычно изучаются кварц, биотит, мусковит и кальцит. Диаграмма основывается на одной из следующих четырех особенностей минералов: пространственной решетке, спайности, двойниках, форме минералов. Каждая диаграмма строится с применением *универсального столика*, который так устроен, что шлиф можно вращать вокруг трех взаимно перпендикулярных осей и приводить в любое положение. Этот метод по своему характеру петрографический, и описание его выходит за пределы этой книги. В США имеются два описания метода, одно принадлежит Кнопф и Ингерсону [76], второе — Файрбейрну [44]. Однако понимание петротектонических диаграмм возможно и без знакомства с техникой их построения.

Диаграммы, отражающие пространственную решетку минералов, строятся на основании оптических свойств. *Опти-*

ческая ось гексагонального минерала, например кварца, параллельна кристаллографической оси c . На рис. 265, B представлен правильный кристалл кварца, кристаллографическая ось которого c показана пунктирной линией. Она является также и оптической осью. Хотя большинство кварцевых зерен в породе имеют сферическую, эллиптическую или неправильную форму, каждое имеет оптическую ось. На универсальном столике может быть опре-

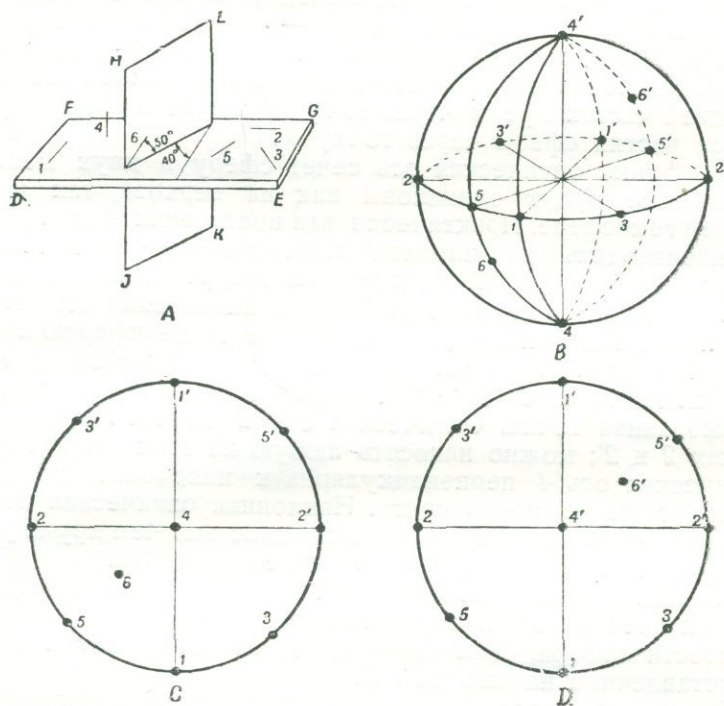


Рис. 266. Точечные диаграммы.

A — шлиф в плоскости $DEFG$; 1, 2, 3, 4, 5, 6 изображают оптические оси шести различных кристаллов кварца; B — сфера, на которой показаны полюсы осей фигуры 266, A ; C — проекция на нижнюю полусферу; D — проекция на верхнюю полусферу.

делена точная ориентация этих оптических осей в шлифе. В шлифе, представленном в виде плоскости $DEFG$ (рис. 266), одна оптическая ось кварца занимает положение 1 и лежит в плоскости шлифа, параллельно DF , другая занимает положение 2 и лежит в плоскости шлифа, параллельно DE . Третья ось, находящаяся в положении 3, ориентирована параллельно плоскости шлифа, но диагонально к его сторонам.

Четвертая оптическая ось 4 перпендикулярна плоскости шлифа. Пятая оптическая ось 5 лежит в плоскости шлифа и диагональна к его сторонам. Шестая оптическая ось наклонена к плоскости шлифа — это наиболее распространенный случай. Эта оптическая ось лежит в вертикальной плоскости $HJKL$, которая образует угол в 40° с DF . Оптическая ось 6 наклонена под углом 50° к плоскости шлифа.

Если каждое зерно представить себе помещенным в центре сферы, оптическая ось 1 будет выходить на сфере в точках 1 и 1' (рис. 266, В); оптическая ось 2 — в точках 2 и 2'; ось 3 — в точках 3 и 3'; ось 4 — в точках 4 и 4' и ось 5 — в точках 5 и 5'. Оптическая ось 6 будет проходить в нижней левой и передней частях сферы через точку 6 и в верхней правой и задней частях сферы через точку 6'.

Поскольку оптическая ось сечет сферу в двух местах, все данные будут одинаковы как на верхней, так и на нижней гемисфере. Практически эти построения более удобно производить на плоской поверхности — на проекции сферы. На рис. 266, С данные рис. 266, А и 266, В нанесены на нижнюю гемисферу. Каждая оптическая ось, лежащая параллельно плоскости шлифа, сечет периферию круга в двух точках и может быть нанесена в любом из этих двух положений; обычно наносится только одна произвольно выбранная точка. Оптическая ось 2 пересекает круг в точках 2 и 2'; можно наносить любую из этих двух точек. Оптическая ось 4 перпендикулярна к плоскости шлифа и проходит через центр круга. Наклонная оптическая ось с расположена между центром и окружностью. Чем круче угол наклона, тем ближе она будет к центру круга.

На рис. 266, D нанесены точки на верхней гемисфере. Для оптических осей, параллельных или перпендикулярных плоскости шлифа, диаграмма будет аналогична диаграмме, представленной на рис. 266, С.

Положение наклонной оптической оси 6, диагонально-противоположно по сравнению с указанным на рис. 266, С. Поскольку оптические оси чаще всего встречаются в наклонном положении, нанесение их на обе полусферы излишне, так как одна полусфера является зеркальным отражением другой; выбор полусфер производится произвольно. Исключения представляют случаи, когда оптические оси проектируются на линию окружности. Точное положение точки, подобной точке 6, по отношению к центру круга, зависит не только от угла наклона к плоскости шлифа, но также и от типа употребляемой проекции. В структурной петрологии употребляют проекцию Шмидта [76] с равноплощадной сеткой.

После нанесения всех оптических осей получится диаграмма, которую называют *точечной диаграммой*. На рис. 267, А представлена точечная диаграмма, построенная по замерам оптических осей кварца. Также могут быть измерены и нанесены оптические оси кальцита.

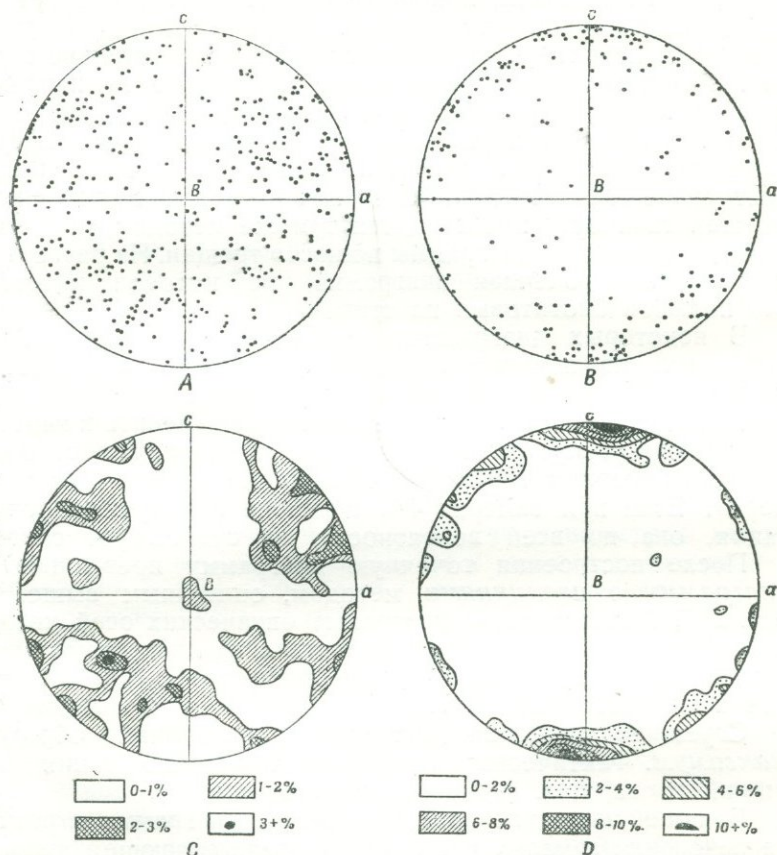


Рис. 267. Точечные диаграммы и диаграммы с изолиниями.

А — Точечная диаграмма; 400 оптических осей кварца замерены в слюдястом сланце, гора Кло, Нью-Хэмпшир; В — точечная диаграмма; 200 полюсов кливажа биотита замерены в слюдястом сланце, гора Кло, Нью-Хэмпшир; С — диаграмма с изолиниями, построенная на основании диаграммы, показанной на рис. 267, А; D — диаграмма с изолиниями, построенная на основании диаграммы, показанной на рис. 267, В.

Двуосные минералы, т. е. такие минералы, которые имеют две оптические оси, изучать труднее. Однако биотит — минерал, близкий к одноосным, подобен кварцу и кальциту и для него точечные диаграммы можно легко построить.

Кроме того, оптическая ось биотита обычно перпендикулярна к спайности, а этот факт значительно помогает в ориентировке минералов на универсальном столике.

На многих петротектонических диаграммах положение спайности видно более отчетливо, чем ориентация оптических осей. Минералы, подобные биотиту и мусковиту, с хорошо выраженной спайностью, изучать легко. Кальцит с тремя направлениями спайности изучать значительно труднее. В таких случаях определяют положение перпендикуляра к плоскости спайности и наносят его на диаграмму. Точку, в которой перпендикуляр сечет плоскость сферы, называют *полюсом плоскости*. Как было указано выше, построение точечной диаграммы при нанесении полюсов плоскостей спайности производится тем же методом, что и построение точечной диаграммы полюсов трещин. На рис. 267, В представлена точечная диаграмма, на которой нанесено 200 полюсов биотитовых пластинок.

В некоторых диаграммах, особенно в диаграммах, построенных по замерам кальцитов, могут быть нанесены перпендикуляры к двойниковой плоскости.

Количество зерен, которое надлежит замерить и нанести на диаграмму, зависит от степени ориентации. В некоторых случаях замеряют 100 зерен, обычно же делают до 200 замеров. Если при замерах 400 зерен не обнаружена ориентация, она, по всей вероятности, не существует совсем.

После построения точечную диаграмму превращают в *диаграмму с изолиниями* методом, описанным выше. На рис. 267, С представлена диаграмма оптических осей кварца в изолиниях. На рис. 267, D представлена диаграмма в изолиниях, построенная по замерам ориентации перпендикуляров к спайности биотита.

Сгущение точек на диаграмме с изолиниями образует *максимум*. Фактически может быть несколько таких сгущений точек, т. е. несколько максимумов.

Большей частью петротектонические диаграммы строятся на основании замеров части зерен, представляющей небольшой процент от всего количества зерен минералов в шлифе. В шлифе может содержаться несколько тысяч кварцевых зерен, но для установления, есть ли преимущественная ориентация, достаточно замерить лишь несколько сот. Исследователь, строящий диаграмму, должен замерять зерна произвольно и не производить, сознательно или бессознательно, какого-либо выделения зерен по цвету, размеру или форме. *Диаграммы без выбора* строятся по замерам зерен, произведенным произвольно. Но можно построить диаграмму, произведя специальный отбор зерен по размеру,

форме или по положению их внутри или вне сколовых зон. *Избирательные* или *частные диаграммы* — это диаграммы, построенные по замерам намеренно выбранных зерен определенной величины, формы и положения внутри или вне сколовой зоны. *Сводные диаграммы* строятся при соединении нескольких отдельных диаграмм в одну.

Публикуемые диаграммы должны всегда сопровождаться обоснованным объяснением, которое желательно дать или на самой диаграмме, или в специально приложенном описании; в нем следует указывать минерал и количество замеров, на основании которых построена диаграмма, а также направления *a*, *b* и *c* и интервал изолиний. Надо делать ясное указание под диаграммой или в сопровождающей записке, какая проекция применялась при построении диаграммы на верхнюю или нижнюю полусферу. Если не сделано специального указания, то следует понимать, что была принята проекция на нижнюю полусферу.

СИММЕТРИЯ МИКРООРИЕНТИРОВКИ

Микроориентировка породы может быть классифицирована по симметрии таким же путем, как минералы группируются в системы. Действительно, употребляемая терминология для описания симметрии пород заимствована из минералогии. Раньше полагали, что симметрия микроориентировки породы зарождается в связи с движениями в породе во время образования пород и деформации их. Однако теперь установлено, что существующая связь более сложна, чем эта, и такое простое обобщение делать нельзя. Каждый случай следует рассматривать особо. Кроме того, симметрия, представленная на образце, может отличаться от той, которая получена на петротектонической диаграмме при замерах в шлифе. Между *макроскопической* петротектонической симметрией и *микроскопической* следует делать ясное различие.

Известны четыре типа петротектонической симметрии: 1) сфероидальная, или осевая, 2) ромбическая, или орторомбическая, 3) моноклинная и 4) триклинная.

Сфероидальная симметрия (осевая) — это симметрия сплющенного или продолговатого сфероида. Имеется ось симметрии; микроориентировка одинакова во всех направлениях, перпендикулярных к оси.

Сланец, лишенный линейной ориентировки, представляет собой пример макроскопической петротектонической симметрии. Микроориентировка одинакова во всех направлениях в плоскости сланцеватости. На рис. 268, А зерна кажутся

изометричными в плоскости, параллельной сланцеватости. Под прямым углом к сланцеватости и параллельно к c зерна ориентированы своей более короткой стороной. Не только плоскость сланцеватости является плоскостью симметрии, но и всякая плоскость, проходящая через c , является также плоскостью симметрии.

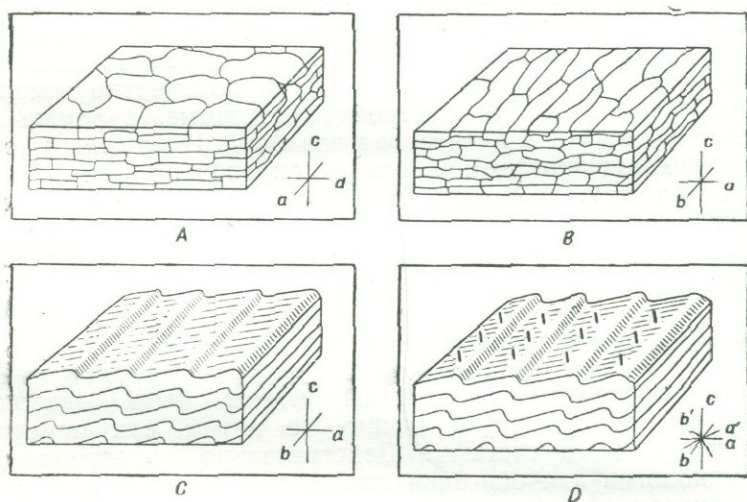


Рис. 268. Симметрия образцов.

A — осевая симметрия; B — ромбическая симметрия; C — моноклиная симметрия; волнистые линии изображают сланцеватость; D — триклинная симметрия; волнистые линии изображают сланцеватость; черными штрихами изображены овальные минералы, лежащие в плоскости сланцеватости.

Сфероидальная симметрия проявляется в петротектонических диаграммах концентрацией точек (рис. 269, A). Любой диаметр диаграммы является линией симметрии.

Ромбическая симметрия — симметрия эллипсоида. Три оси имеют различную длину. На рис. 268, B представлена сланцеватая порода с ясной линейной ориентировкой. Если мы предположим, что каждое зерно имеет 1 мм в длину, 0,5 мм в ширину и 0,1 мм в толщину, порода будет иметь три плоскости симметрии в соответствии с положением передней части, стороны и кровли блока. Но микроориентировка различается параллельно трем перпендикулярным осям. В направлении b зерна имеют длину 1 мм, в направлении a они имеют длину в 0,5 мм и в направлении c — длину в 0,1 мм. На рис. 269, B представлена петротектоническая диаграмма с ромбической симметрией. Два главных диаметра a и b являются осями симметрии.

Моноклидная симметрия характеризуется одной плоскостью симметрии, которая перпендикулярна к линейной ориентировке. На рис. 268, *C* представлена метаморфическая порода, сланцеватость которой показана маленькими несимметричными изгибами. Только передняя часть блока является плоскостью симметрии.

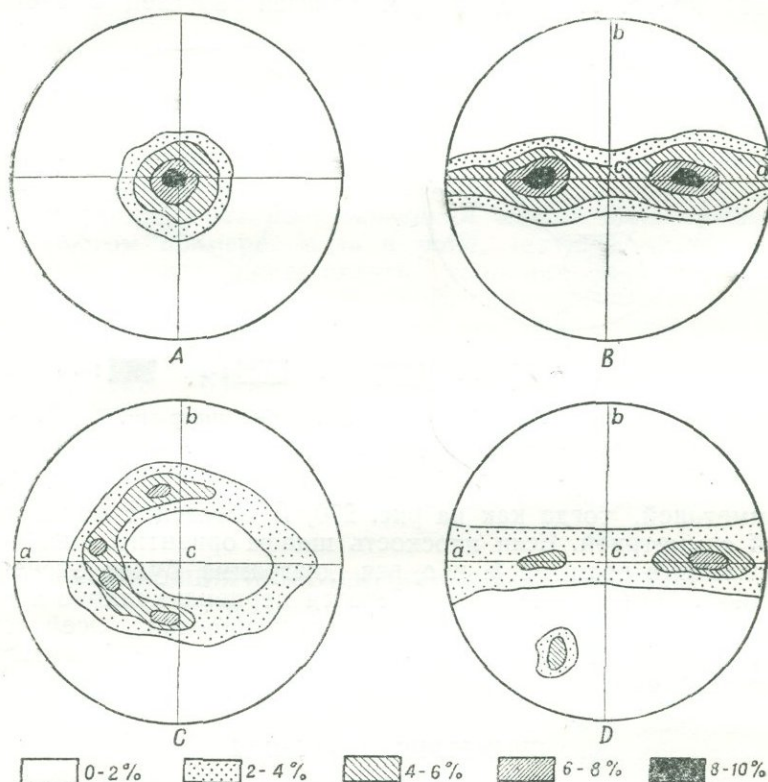


Рис. 269. Симметрия петротектонических диаграмм.

A — осевая симметрия, *B* — ромбическая симметрия; *C* — моноклидная симметрия; *D* — триклинная симметрия.

На петротектонических диаграммах моноклидная симметрия, как показано на рис. 269, *C*, характеризуется одной осью симметрии. Эта ось обычно перпендикулярна к петротектонической оси *b*.

Триклинная симметрия не имеет плоскостей симметрии и представлена на рис. 268, *D*. Рассланцеванная порода собрана в мелкие складки, параллельные стороне блока,

кроме того, имеется и линейная ориентировка, простирающаяся диагонально по поверхности блока. На рис. 269, *D* представлена петротектоническая диаграмма с триклинной симметрией. На диаграмме нет оси симметрии.

Оси симметрии в петротектонических диаграммах не обязательно являются диаметрами, проходящими через центр круга. На рис. 270, *A* показан образец с осевой

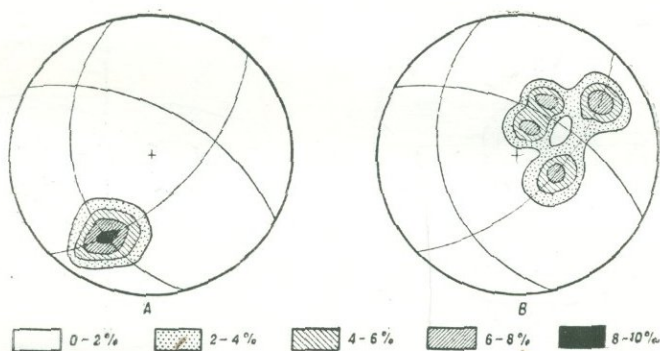


Рис. 270. Эксцентричная симметрия диаграмм.

A — осевая симметрия; *B* — моноклиная симметрия.

симметрией, тогда как на рис. 270, *B* образец с моноклиной симметрией. Если плоскость шлифа ориентирована диагонально к осям *a*, *b* и *c*, вся диаграмма будет эксцентричной. Обычно же шлиф берется перпендикулярно к одной из макроскопических петротектонических осей, так как симметрия легче определяется, когда диаграммы не эксцентричны.

СИММЕТРИЯ ДВИЖЕНИЯ

Во время образования или деформации пород отдельные зерна движутся под влиянием действующих сил. Осадки оседают в стоячих бассейнах под влиянием силы тяжести или в текущей воде под влиянием силы тяжести и силы течения. В деформированных породах отдельные зерна движутся под влиянием тектонических сил. Каждый тип движения характеризуется особой симметрией.

Осевая симметрия движения образуется при оседании осадков из стоячей воды. Отдельные частицы движутся перпендикулярно к поверхности земли под влиянием силы тяжести. Параллельно поверхности земли все направления равноценны и изменяются в зависимости от движений. Сим-

метрия в этом случае будет симметрией сфероида и имеет одну ось. Движения, происходящие при деформации сферы в сплюснутый сфероид под влиянием сжатия, являются также примером осевой симметрии движения.

Ромбическая симметрия движения образуется при движении, при котором сфера, подверженная простому сжатию вдоль вертикальной линии, закрепляется с двух противоположных сторон. Сфера деформируется в эллипсоид.

Моноклидная симметрия движения получается в случае, подобном примеру с картами, которые скользят в колоде, одна относительно другой по плоскостям скалывания. Каждая карта движется относительно карты, находящейся под ней. Поверхность, вдоль которой происходит движение, называется *плоскостью скольжения*.

Триклинная система движения может быть показана на простом примере. Вода в реке, текущая между двух берегов, может представлять моноклидную симметрию движения, если пренебречь эффектом трения. Благодаря трению придонные слои движутся медленнее, чем верхние. Любые частички воды движутся вниз по течению, но те, что находятся ближе к поверхности, движутся быстрее. Однако неправильность берегов и трение о них могут вызывать завихрения вокруг вертикальных осей; эти завихрения накладываются на движение вниз по течению. Такое движение имеет триклинный характер симметрии.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКОЙ СИММЕТРИИ И СИММЕТРИИ ДВИЖЕНИЯ

Одним из объектов структурной петрологии является определение характера движения при образовании и деформации пород. Во многих случаях симметрия движения и петротектоническая симметрия могут быть непосредственно сопоставлены; так, осевая петротектоническая симметрия может указывать на осевую симметрию движения, а моноклидная петротектоническая симметрия — на моноклидную симметрию движения. Несколько простых примеров могут иллюстрировать эти положения.

Небольшие слои слюды, осажденные из стоячей воды, являются примером осевой симметрии движения. Эти слои будут лежать полого на дне водного бассейна. Если шлиф будет параллелен напластованию и если петротектоническая диаграмма построена для нормалей к спайности слюды, максимум будет находиться в центре (рис. 269, А), т. е. диаграмма будет обнаруживать осевую симметрию. Такое

осевое движение обуславливает осевую петротектоническую симметрию.

Нормали к спайности слюды в гофрированном сланце представлены на рис. 268, С; в шлифе они параллельны поверхности блока и дают диаграмму, подобную представленной на рис. 271, А. Это соответствует моноклинной петротектонической симметрии, и ось a является осью симметрии. В таком гофрированном сланце каждый следующий

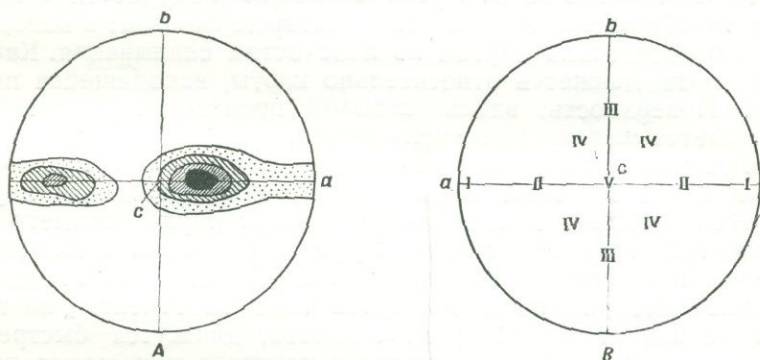


Рис. 271. Слюда и кварц.

А — петротектоническая диаграмма слюды; тип диаграммы соответствует данным, полученным по замерам волнообразно изогнутого сланца, образца, показанного на рис. 268, С; В — максимум в диаграммах кварца. Максимумы, полученные на различных диаграммах, стремятся занять положения, показанные римскими цифрами.

слой скользит относительно слоя, расположенного ниже, — это моноклинная симметрия движения. Таким образом моноклинное движение обуславливает моноклинную петротектоническую симметрию.

Для австрийских Альп было в своё время показано, что a параллельно направлению движения, тогда как b перпендикулярно к нему. Таким образом положение петротектонической оси непосредственно и просто связано с движением в породе.

Линейная ориентировка, перпендикулярная к направлению движения, является одним из главных фактов структурной петрологии.

Хотя иногда петротектоническая симметрия может быть просто увязана с симметрией движения, существуют и бесчисленные исключения. Исключения из этого правила, фактически, так многочисленны, что применение понятия о симметрии в структурной петрологии становится не особенно полезным. Правда, этот вопрос нуждается в дальнейших исследованиях. В некоторых случаях нужно де-

дать ясное различие между макро- и микроскопической петротектонической симметрией и симметрией движения.

Значение триклинной симметрии не совсем ясно. Возможно, что в некоторых случаях триклинная петротектоническая симметрия образуется при движениях с триклинной симметрией. Однако в большинстве случаев триклинная петротектоническая симметрия является результатом двух наложенных стадий деформации. Следы древней деформации могут быть не полностью уничтожены позднейшей деформацией. Таким образом сланцеватость, представленная на рис. 268, *D*, обнаруживающая диагональную линейную ориентировку одного из минералов, будет, повидимому, моложе или древнее, чем изгибы. Это не значит, что были два различных периода орогенеза, так как две стадии могли быть частями одного и того же орогенического периода. При этом деформирующие силы действовали в различных направлениях во время двух стадий.

МЕХАНИЗМ ОРИЕНТИРОВКИ МИНЕРАЛОВ

Факт ориентации минералов нельзя оспаривать, но причины этой ориентации выяснены только частично. Многие исследователи в области структурной геологии считают, что ориентация — это механическое явление и что перекристаллизация в процессе ориентации не играет роли. Согласно большинству известных гипотез, деформация контролируется плоскостями скольжения в породе и плоскостями скольжения в минералах.

Порода, подвергающаяся деформации, характеризуется одной или более системами *плоскостей скольжения*, т. е. плоскостей, вдоль которых происходят дифференциальные движения. Плоскости скольжения аналогичны плоскостям в колоде карт. В породе может существовать не одна система плоскостей скольжения, которые могут быть использованы одновременно или последовательно.

Как указывалось выше, одни минералы не имеют плоскостей скольжения, другие же имеют одну или несколько систем плоскостей; количество систем зависит от особенностей минерала. Каждое зерно вращается до тех пор, пока плоскость скольжения в нем не совпадет с плоскостью скольжения в породе; тогда начинается перемещение вдоль этих плоскостей скольжения. При изучении скольжения необходимо установить определенное направление последнего, так как скольжение минерала не происходит в любом направлении в плоскости скольжения. Направление скольжения может быть

параллельно направлению перемещения (движения) плоскости скольжения породы. Если плоскость скольжения и направление скольжения в минерале параллельны плоскости скольжения и направлению движения в породе, то может происходить скольжение.

Исследования в области металлургии позволяют предполагать, что плоскостям скольжения придавалось слишком большое значение в структурной петрологии. Минералогические исследования показывают, что скольжение начинается тогда, когда зерно повернулось до такого положения, при котором напряжение скалывания становится параллельным плоскости скольжения и превосходит оптимальную величину.

Чаще всего исследуются в структурной петрологии такие минералы, как кварц, кальцит, биотит и мусковит; роговая обманка и полевой шпат исследуются реже; лишь некоторые исследования были произведены над эпидотом, гипсом, флюоритом, кианитом, турмалином и скаполитом. Данные о положении плоскостей скольжения и направлении скольжения частично основываются на экспериментах, но многие выводятся из рассмотрения петротектонических диаграмм.

Кварц — один из наиболее распространенных минералов метаморфических пород и один из наиболее широко употребляемых в структурной петрологии минералов, сам до себе ясен менее других. Полагают, что кварц обладает несколькими плоскостями скольжения, но ни одна из них не обнаружена экспериментами.

Согласно правилу призмы, плоскости скольжения в кварце параллельны плоскости призмы m ($10\bar{1}0$) и направление скольжения параллельно кристаллографической оси c , которая является также и оптической осью (см. рис. 265, *B*). Эти плоскости и направления, несомненно, существуют во всех зернах кварца, даже если внешняя форма их сферическая или неправильная. Каждое зерно кварца вращается до тех пор, пока плоскость скольжения и направление скольжения не совпадут с плоскостью скольжения и направлением скольжения в породе. Затем начинается скольжение. На рис. 272, *A* показан кристалл кварца, ориентированный, согласно этому правилу, в направлении, наиболее благоприятном для скольжения; плоскость призмы параллельна плоскости скольжения породы, и кристаллографическая ось c параллельна направлению a в породе. В этом примере идиоморфный кристалл взят только в целях иллюстрации; обычно же зерна в породе имеют сферическую, эллипсоидальную или неправильную форму. На петротектони-

ческой диаграмме, построенной по замерам кварцевых зерен, которые ориентированы в соответствии с указанным выше правилом, будет обнаружен ясный максимум в a (рис. 272, B).

Вторая возможная плоскость скольжения в кварце параллельна плоскости ромбоэдра и близка к $\omega(01\bar{1}3)$. Направление скольжения в этом ромбоэдре параллельно проекции кристаллографической оси c . Хорошо сформированный

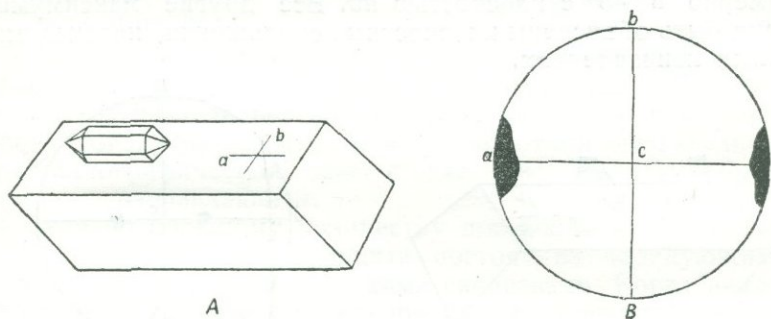


Рис. 272. Ориентация кварца по правилу призмы.

A — поверхность блока является поверхностью скольжения породы; a — направление трансляции в этой плоскости скольжения; b — перпендикуляр к a в плоскости скола; B — петротектоническая диаграмма; черным показаны максимумы.

кристалл, ориентированный согласно с этим правилом, будет занимать любое из двух положений, представленных на рис. 273, A . Петротектоническая диаграмма кварцевых зерен, ориентированных таким образом, будет иметь два максимума, лежащих в плоскости ac примерно под углом 20 — 23° по обеим сторонам от c (рис. 273, B).

Можно предполагать существование и других плоскостей скольжения в кварце, однако их описывать не стоит.

На рис. 272, B максимум находится в a . Но это не всегда так, и на рис. 271, B показано, где располагаются максимумы, отмеченные римскими цифрами на различных диаграммах. Например, на многих петротектонических диаграммах концентрация II, соответствующая плоскости ac , находится посередине между a и c . На других диаграммах максимум III находится в плоскости bc , посередине между b и c .

Изучающие структурную петрологию объясняют эти максимумы различными путями. Некоторые думают, что кварц, следуя правилу призмы, скользит главным образом по призме, в направлении, параллельном кристаллографической оси c , в то время как плоскость скольжения в породе может занимать иные, отличные, положения. Таким

образом максимум II может быть объяснен наличием двух плоскостей скольжения, которые пересекаются в b и наклонены под углом 45° к плоскости ab ; направление движений будет параллельно плоскости ac (рис. 271, B). Скольжение вдоль плоскости призмы параллельно кристаллографической оси c может объяснять положение максимума II. Максимум III можно объяснять наличием плоскостей скольжения, пересекающихся в a и образующих угол примерно в 45° с плоскостью ab . Все другие максимумы могут быть объяснены плоскостями скольжения, падающими в иных направлениях.

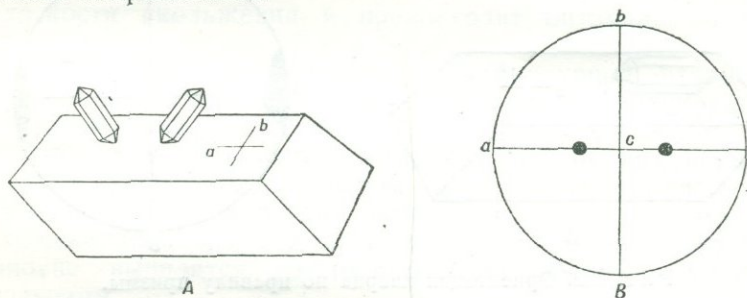


Рис. 273. Ориентация кварца по правилу ромбоэдра.

A — поверхность ромбоэдра вблизи ω ($01\bar{1}3$) параллельна плоскости скольжения породы; след кристаллографической оси c на этом ромбоэдре параллелен a ; B — петротектоническая диаграмма. Черным показаны максимумы.

Другие исследователи структурной петрологии считают, что в породе имеется обычно только одна система плоскостей скольжения, но что кварц имеет несколько плоскостей скольжения. Таким образом максимум II можно объяснять скольжением по пирамиде (2112), в направлении, перпендикулярном к ($2\bar{1}13$). Максимум III объясняется скольжением по ромбоэдру ($10\bar{1}1$) в направлении, перпендикулярном к (2110). Максимум V объясняется скольжением по базису c (0001).

Так как нет экспериментальных доказательств наличия плоскостей скольжения в кварце, Григгс и Белл [60] считают, что под влиянием давления кварц расщеплялся на иглоподобные волокна, длинные оси которых параллельны ограниченному количеству направлений в решетке кварца. Они полагают, что длинные оси большинства волокон параллельны кристаллографическому направлению c в кварце; часть же волокон параллельна или проекции кристаллографической оси c на каждом ромбоэдре, или пересечению двух ромбоэдров, или же пересечению ромбоэдра и базиса.

Если длинные оси иголок ориентированы параллельно направлению движения в плоскостях скольжения породы, ориентация кристаллографической оси c относительно направления поступательного перемещения может быть получена математически.

Если эти гипотезы верны, мы должны полагать, что во многих породах можно встретить такие волокна кварца. Практически же они встречаются очень редко.

Экспериментальные данные показывают, что скольжение в кальците по ромбоэдру e ($01\bar{1}2$) происходит так, как представлено на рис. 265, С. Короткая диагональ (xz , рис. 265, С) ромбоэдра параллельна направлению движения a в породе. Кроме того, обычно угол между короткой диагональю и кристаллографической осью c (uxz , рис. 265, С) обычно открыт в направлении a .

Судя по большому количеству шлифов можно говорить, что некоторые зерна кальцита состоят из чередующихся слоев с различными оптическими свойствами. Когда николи микроскопа скрещены, одни слои будут темными, другие — светлыми. Часто встречаются и двойники, обычно параллельные ромбоэдру e ($01\bar{1}2$). Многие петротектонические диаграммы кальцита соответствуют положению, перпендикулярному к этим двойниковым пластинкам.

Плоскость скольжения слюды совпадает с базопинакомом c (001). В мусковите направление скольжения параллельно кристаллографическому направлению a .

ТИПЫ ТЕКТОНИТОВ

Тектонит — это деформированная порода, микроориентировка которой обусловлена систематическим движением отдельных частиц под влиянием обычных внешних сил. *Атектонит* — порода, образованная в процессе аккумуляции отдельных компонентов, каждый из которых двигался независимо от соседнего; все недеформированные осадочные и изверженные породы относятся к этой категории.

Существуют два основных типа тектонитов: *S-тектониты* и *B-тектониты*. В *S-тектонитах* отчетливая структура обнаруживается в плоскости S , как, например, плоскость сланцеватости, плоскость скольжения или плоскость напластования. Петротектоническая диаграмма *S-тектонита* характеризуется одним, двумя, а иногда и большим количеством отчетливо выраженных максимумов (рис. 272).

В *B-тектонитах* хорошо проявлена линейная ориентировка, и в некоторых случаях плоскости S могут отсутствовать. Петротектоническая диаграмма *B-тектонита* обычно

характеризуется кольцом или более или менее целым поясом, в котором сконцентрированы точки; внутри такого пояса может быть один или больше максимумов (см. рис. 269, В).

Пояс, характерный для В-тектонитов, образуется в результате различных причин. Такие пояса обычно перпендикулярны к b . На рис. 274, А показана порода, в которой две системы плоскостей скольжения, обозначенные 1 и 2,

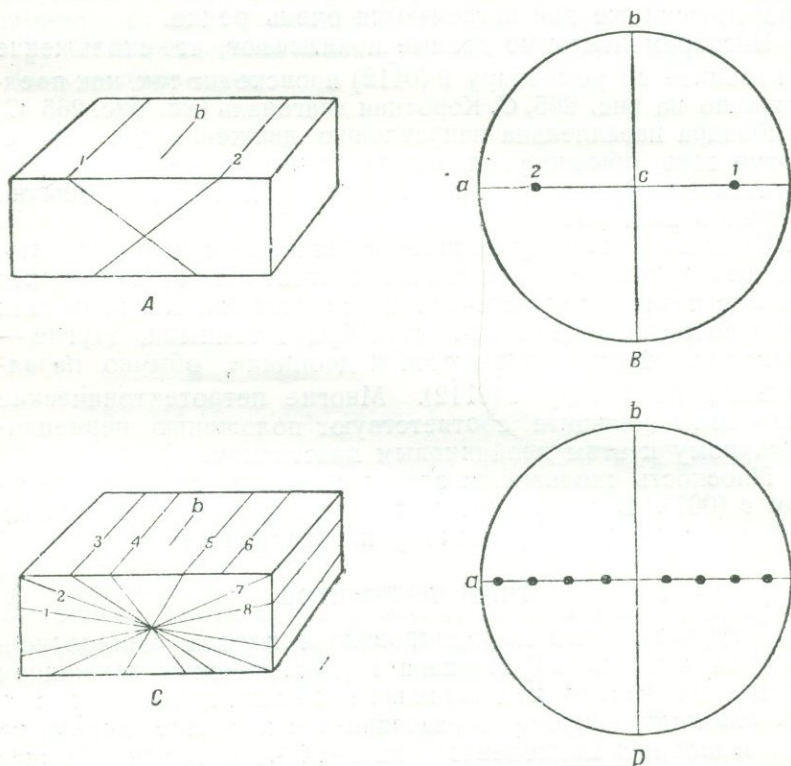


Рис. 274. Происхождение поясов.

А — порода с двумя плоскостями скольжения 1 и 2; b — направление линейной ориентировки; В — петротектоническая диаграмма кварца, ориентированного по правилу призмы на этих двух плоскостях скольжения; С — порода, имеющая большое количество плоскостей скольжения 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 и 8. D — петротектоническая диаграмма кварца, ориентированного по правилу призмы в указанных выше плоскостях скольжения.

пересекаются в b . Можно считать, что обе плоскости использовались одинаково и направление трансляции параллельно падению этих плоскостей. Если кварц был ориентирован по правилу призмы, оптическая ось некоторых зерен будет лежать в плоскости 1 и будет параллельна этой плоскости. Оптические оси других зерен будут лежать в плоскости 2

и будут параллельны этой последней. На петротектонической диаграмме кварца, построенной на нижней гемисфере (рис. 274, В), два максимума: 1 будет соответствовать тем зернам, оси которых лежат параллельно плоскости 1 на рис. 274, А; 2 будет соответствовать тем зернам, оси которых лежат параллельно плоскости 2 на рис. 274, А; таким образом в плоскости *ac* будут два максимума.

Порода может иметь большее количество плоскостей скольжения, пересекающихся в *b* (рис. 274, С). При условиях, подобных указанным выше, каждой плоскости будет соответствовать свой максимум. В результате получится пояс *ac* с большим количеством максимумов.

В действительности же такое большое количество плоскостей скольжения в породе не развивается, они могут образоваться только в том случае, если порода начинает вращаться во время деформации. Может существовать только одна плоскость скольжения, которая имеет постоянное положение относительно поверхности земли. При вращении породы плоскость скольжения постоянно изменяет свое положение; это происходит при условиях, аналогичных показанным на рис. 274, С.

Пояса также образуются в результате вращения отдельных зерен. Предел скольжения ограничен, и после деформации зерна, насколько позволяет скольжение, оно будет снова вращаться вокруг петротектонической оси *b*. Кристаллографическая ось *c* будет также вращаться вместе с зерном, но она будет оставаться в плоскости *ac*.

ПРИМЕНЕНИЕ СТРУКТУРНОЙ ПЕТРОЛОГИИ В ПОЛЕ

Структурная петрология применялась для решения региональных геологических вопросов во многих частях мира, особенно в Австрии, Швейцарии, Финляндии [69], Шотландии [103], Новой Зеландии [125], Квебеке [97], Мэриленд и Пенсильвании [30]. Целью большинства из этих исследований было получение точных данных относительно тектонической истории района и характера деформирующих сил.

УПРАЖНЕНИЕ 1

МОЩНОСТЬ И ГЛУБИНА ЗАЛЕГАНИЯ ПЛАСТА

Введение

В структурных, стратиграфических и экономических вопросах весьма важно вычисление мощности и глубины пласта. Пласт имеет пластинчатую форму, подобно листу бумаги. Напластование может быть горизонтальным, наклоненным или вертикальным. Мощность измеряют перпендикулярно к плоскости напластования (t на рис. 275). Глубина залегания измеряется вертикальным расстоянием от какой-либо определенной точки на поверхности земли до кровли пласта. На рис. 275 d является глубиной точки a ; d' — глубиной точки b .

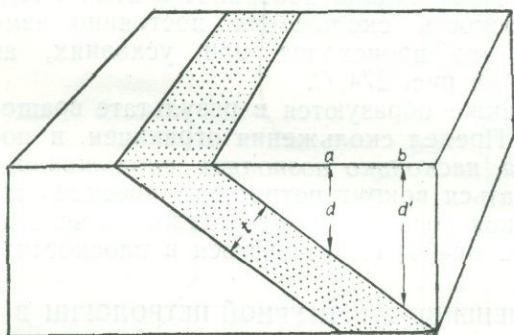


Рис. 275. Пласт песчаника показан точками; глинистый сланец, залегающий выше и ниже его, показан белым.

t — мощность песчаника; d — глубина залегания кровли песчаника в точке a ; d' — глубина кровли песчаника в точке b .

Если все пласты обнажены в скале, мощность может быть замерена непосредственно рулеткой. Однако обычно непосредственное измерение произвести нельзя и мощность может быть вычислена по данным, полученным из карты, примером которой является поверхность блока на рис. 275.

Уравнения

Основные уравнения для вычисления мощности пластов и глубин их залегания и вывод некоторых простых уравнений приводятся ниже. Решение более сложных вопросов читатель найдет в работах Пальмера и Мэрти [90, 91, 99].

Пример — а

Вычисление мощности при условии горизонтальности поверхности земли и измерения ширины обнажения пласта под прямым углом к линии его простирания. Как видно на поперечном сечении на рис. 276, А:

$$\sin \delta = \frac{t}{s} \quad \text{или} \quad t = s \sin \delta, \quad (1)$$

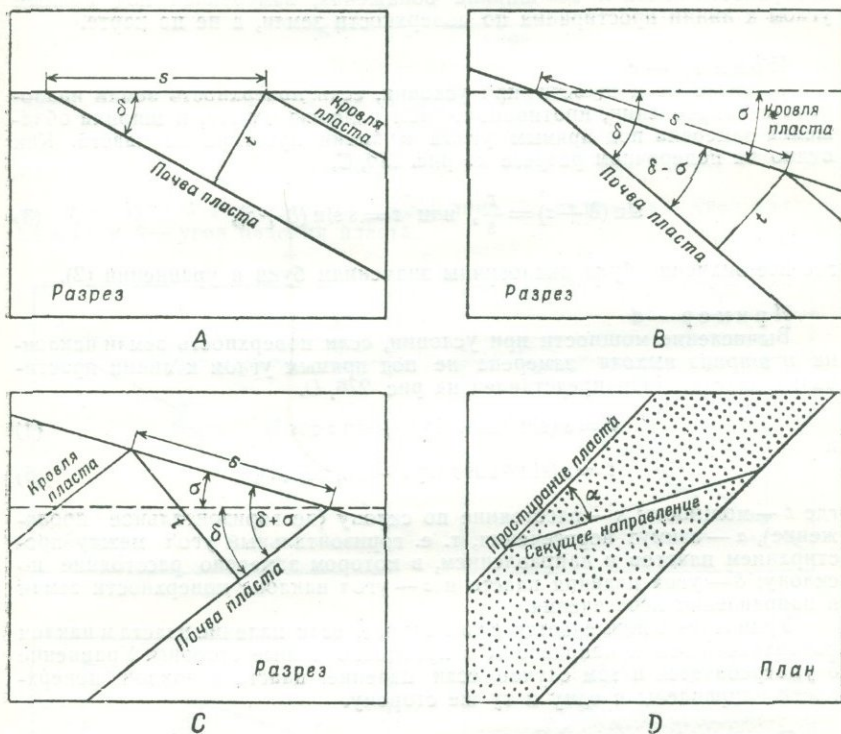


Рис. 276. Измерение мощности.

t — мощность; δ — угол падения напластования; s — расстояние по поверхности между выходом кровли пласта и выходом почвы пласта; σ — угол наклона поверхности; α — угол между простиранием напластования и направлением сечения. А — поверхность горизонтальна; В — падение напластования в том же направлении, что и наклон поверхности; С — падение напластования в противоположном направлении по сравнению с наклоном поверхности; D — план; сечение расположено не под прямым углом к простиранию напластования.

где t — мощность пласта, δ — угол падения пласта и s — ширина обнажения, замеренная под прямым углом к линии простирания, вдоль горизонтальной поверхности.

Пример — б

Вычисление мощности при условии, когда поверхность земли наклонена в том направлении, в котором падает пласт, и ширина обнажения

замерена под прямыми углами к линии простирания пласта. Как видно на поперечном разрезе на рис. 276, B,

$$\sin(\delta - \sigma) = \frac{t}{s}, \text{ или } t = s \sin(\delta - \sigma), \quad (2)$$

где t — мощность пласта, δ — угол падения пласта, σ — угол наклона поверхности земли и s — ширина обнажения, замеренная под прямым углом к линии простирания по поверхности земли, а не по карте.

Пример — c

Вычисление мощности при условии, если поверхность земли наклонена в направлении, противоположном падению пласта, и ширина обнажения замерена под прямым углом к линии простирания пласта. Как видно на поперечном разрезе на рис. 276, C,

$$\sin(\delta + \sigma) = \frac{t}{s}, \text{ или } t = s \sin(\delta + \sigma), \quad (3)$$

где все значения букв аналогичны значениям букв в уравнении (2).

Пример — d

Вычисление мощности при условии, если поверхность земли наклонна и ширина выхода замерена не под прямым углом к линии простирания пласта. План представлен на рис. 276, D.

$$t = s (\sin \delta \cos \sigma \sin \alpha + \sin \sigma \cos \delta) \quad (4)$$

и

$$t = s (\sin \delta \cos \sigma \sin \alpha - \sin \sigma \cos \delta), \quad (5)$$

где t — мощность; s — расстояние по склону (не горизонтальное проложение), α — азимут пересечения, т. е. горизонтальный угол между простиранием пластов и направлением, в котором замерено расстояние по склону; δ — угол падения пласта и σ — угол наклона поверхности земли в направлении пересечения.

Уравнение 4 применяется в том случае, если падение пласта и наклон поверхности земли направлены в противоположные стороны. Уравнение 5 употребляется в том случае, если падение пласта и наклон поверхности направлены в одну и ту же сторону.

Пример — e

Вычисление глубины залегания при условии, что поверхность земли горизонтальна и расстояние замерено под прямым углом к линии простирания пласта. Как видно на поперечном разрезе на рис. 277, A, где p — точка, в которой глубина должна быть определена;

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{d}{s} \text{ или } d = s \operatorname{tg} \delta, \quad (6)$$

где d — глубина залегания пласта, δ — угол падения пласта и s — расстояние на поверхности земли между выходом пласта и точкой, для которой вычисляется глубина залегания пласта.

Пример — f

Вычисление глубины залегания при условии, что поверхность земли наклонена в том же направлении, куда падают пласты, и если расстояние замерено под прямым углом к линии простирания пласта. Как

видно на поперечном разрезе на рис. 277, В, в котором p является точкой, для которой вычисляется глубина,

$$\cos \sigma = \frac{x}{s} \quad \text{и} \quad x = s \cos \sigma;$$

$$\sin \sigma = \frac{y}{s} \quad \text{и} \quad y = s \sin \sigma$$

$$\operatorname{tg} \delta = \frac{d+y}{x} = \frac{d+y}{s \cos \sigma}$$

$$d+y = s \cos \sigma \operatorname{tg} \delta$$

или

$$d + s \sin \sigma = s \cos \sigma \operatorname{tg} \delta$$

или

$$d = s \cos \sigma \operatorname{tg} \delta - s \sin \sigma$$

или

$$d = s (\cos \sigma \operatorname{tg} \delta - \sin \sigma), \quad (7)$$

где d — глубина залегания, s — расстояние по склону, σ — угол наклона склона и δ — угол падения пласта.

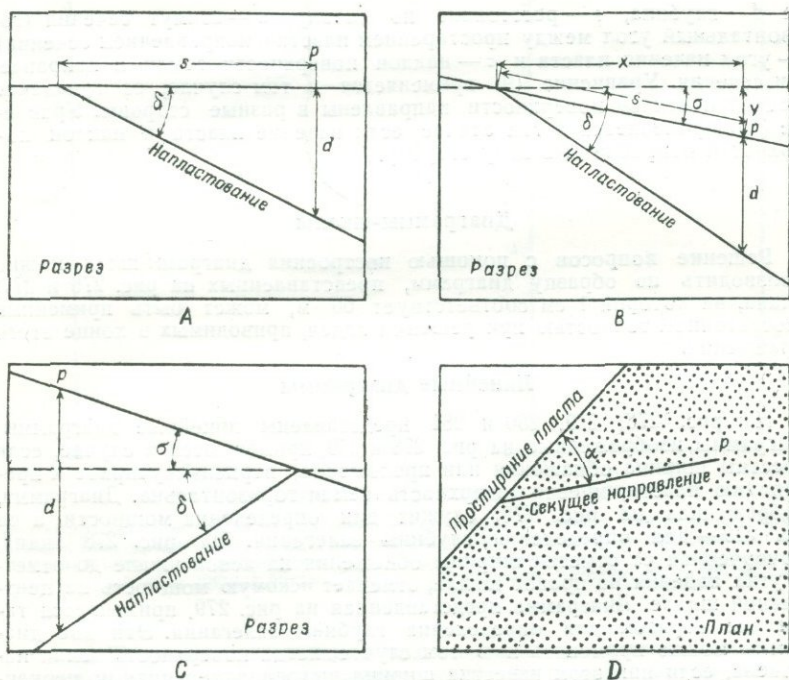


Рис. 277. Измерение глубины стратиграфического горизонта.

d — глубина в точке p ; δ — угол падения напластования; σ — угол наклона поверхности; s — расстояние по склону между выходом пласта и точкой p ; α — угол между простиранием напластования и направлением сечения. А — горизонтальная поверхность; В — пласты падают в том же направлении, куда наклонена поверхность; С — падение напластования в направлении, противоположном наклону поверхности; D — план; сечение расположено не под прямым углом к простиранию напластования.

Пример — g

Вычисление глубины залегания при условии, что поверхность земли наклонена в направлении, противоположном падению пласта, и расстояние измерено под прямым углом к линии простирания пласта. Из рис. 277, C , на котором p — точка, в которой определяется глубина залегания пласта, выводится следующее уравнение:

$$d = s(\cos \sigma \operatorname{tg} \delta + \sin \sigma), \quad (8)$$

где значения букв те же, что и в уравнении (7).

Пример — h

Вычисление глубины залегания при условии, что поверхность земли наклонна и расстояние измерено не под прямым углом к линии простирания пласта. План представлен на рис. 277, D ; p — точка, в которой определяется глубина залегания пласта.

$$d = s(\operatorname{tg} \delta \cos \sigma \sin \alpha + \sin \sigma) \quad (9)$$

и

$$d = s(\operatorname{tg} \delta \cos \sigma \sin \alpha - \sin \sigma), \quad (10)$$

где d — глубина, s — расстояние по склону, α — азимут сечения (горизонтальный угол между простиранием пласта и направлением сечения), δ — угол падения пласта и σ — наклон поверхности земли в направлении сечения. Уравнение (9) применяется в том случае, если падение пластов и наклон поверхности направлены в разные стороны. Уравнение (10) применяется в том случае, если падение пласта и наклон поверхности направлены в одну сторону.

Диаграммы-шкалы

Решение вопросов с помощью построения диаграмм-шкал можно производить по образцу диаграмм, представленных на рис. 276 и 277. Шкала, на которой 1 см соответствует 60 м, может быть применима с достаточной точностью при решении задач, приводимых в конце этого упражнения.

Линейные диаграммы

На рис. 278, 279, 280 и 281 представлены линейные диаграммы. Диаграммы, изображенные на рис. 278 и 279, применяются в случае, если известны ширина обнажения или проложение, перпендикулярное к простиранию пласта, и если поверхность земли горизонтальна. Диаграмма, изображенная на рис. 278, служит для определения мощности, а на рис. 279 — для определения глубины залегания. На рис. 278 линия, прочерченная от отметки ширины обнажения на левой шкале до отметки угла падения на правой шкале, отмечает искомую мощность на центральной шкале. Диаграмма, представленная на рис. 279, применяется таким же образом для определения глубины залегания. Эти две диаграммы можно применять и в том случае, когда поверхность земли наклонена, если при этом известна ширина выхода, замеренная по перпендикуляру к линии простирания напластования. Но „ширина выхода“ на диаграмме является расстоянием по склону, и „падение“ есть падение плюс (или минус) угол склона. Если напластование падает в направлении, противоположном наклону склона, угол наклона склона прибавляется к падению; если напластование падает в том же направлении, в котором наклонен и склон поверхности земли, угол склона вычитается из падения.

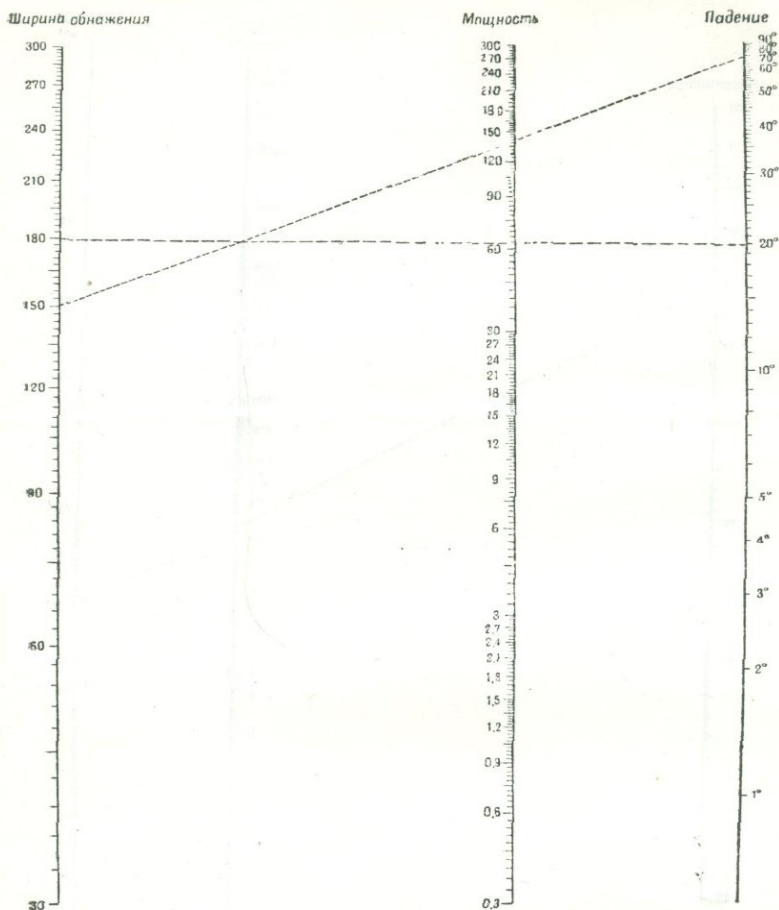
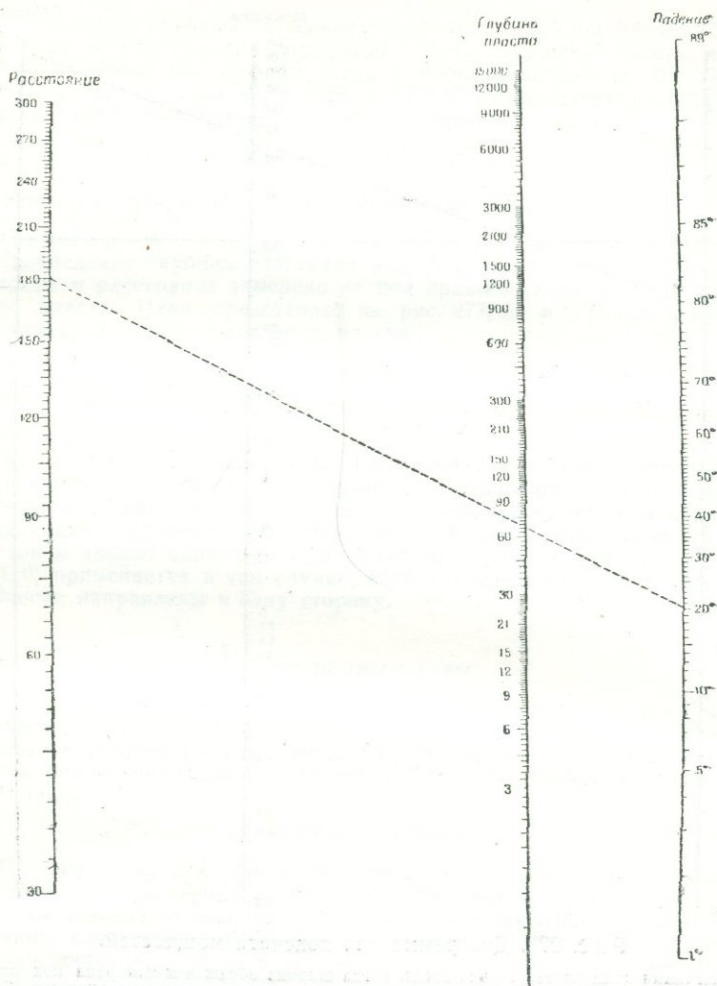


Рис. 278. Диаграмма для подсчета мощностей.

Эта диаграмма применяется только тогда, когда ширина обнажения измерена под прямым углом к простиранию пластов. Если поверхность земли горизонтальна, если ширина обнажения равна 150 м, и если падение равно 70°, мощность равна 143 м. Если поверхность земли горизонтальна, если ширина обнажения равна 180 м и если падение равно 20°, мощность равна 62 м.

Рис. 280 и 281 представляют более сложные диаграммы; они применяются в случае наклонных поверхностей, где ширина выхода замерена не перпендикулярно к линии простирания.

Применяя изображенную на рис. 280 диаграмму мощности, мы вначале устанавливаем местонахождение точки, которую назовем *a*; в этой точке „азимут пересечения“ равен углу между линией простирания пласта и линией, вдоль которой замерена ширина обнажения. Таким образом, если ширина обнажения замеряется перпендикулярно к линии простирания пласта, „азимут пересечения“ равен 90°. Если простирание



Р и с. 279. Диаграмма для подсчета глубины залегания стратиграфического горизонта.

Эта диаграмма применяется тогда, когда расстояние от обнажения до данного горизонта замерено под прямым углом к простиранию горизонта. Если поверхность земли горизонтальна, расстояние до обнажения равно 180 м, и если падение пласта равно 20° , глубина залегания равна 67 м.

пластов северное, а ширина выхода измеряется в северо-восточном направлении, то „азимут пересечения“ равен 45° . Верхняя половина шкалы применяется в том случае, если пласт и поверхность земли падают в противоположных направлениях; нижняя половина шкалы применяется в том случае, если пласт и склон поверхности падают в одном направлении.

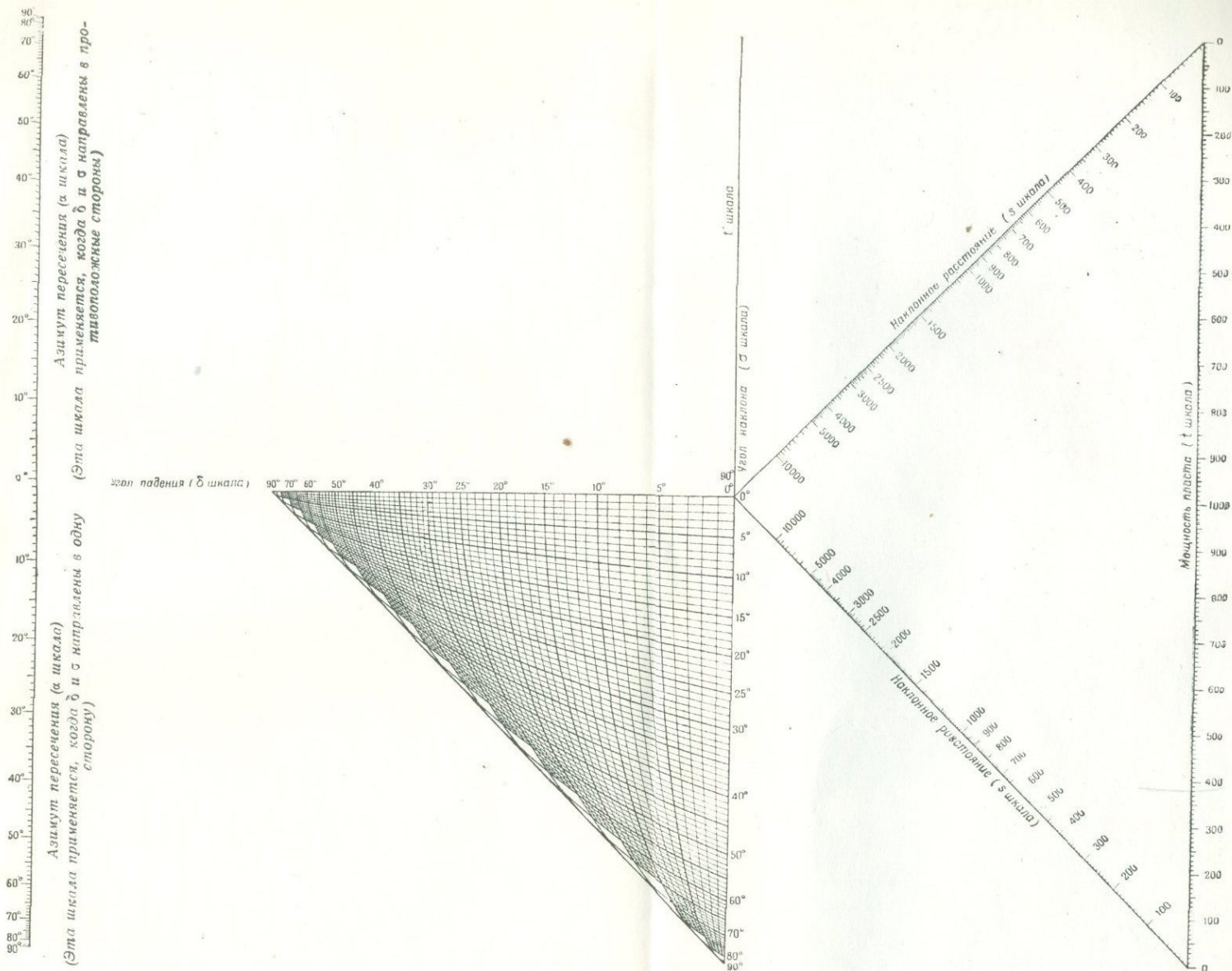


Рис. 280. Диаграммы для подсчета мощности.

Шкала, находящаяся справа, названа *мощностью пласта*. Необходимо иметь в виду следующее: если шкалу читать снизу вверх, то цифры будут постепенно увеличиваться от 1000; так 900, стоящее выше 1000, нужно читать 1100; 800, стоящее выше 1000, нужно читать, как 1200, и т. д.; 100, стоящее вблизи верха шкалы, нужно читать, как 1900; и 0 на самом веру нужно читать, как 2000. Если шкалу читать сверху вниз, то цифры будут постепенно увеличиваться книзу от 1000; так, 900, находящееся ниже 1000, читается, как 1100; 0 в самом низу читается, как 2000.

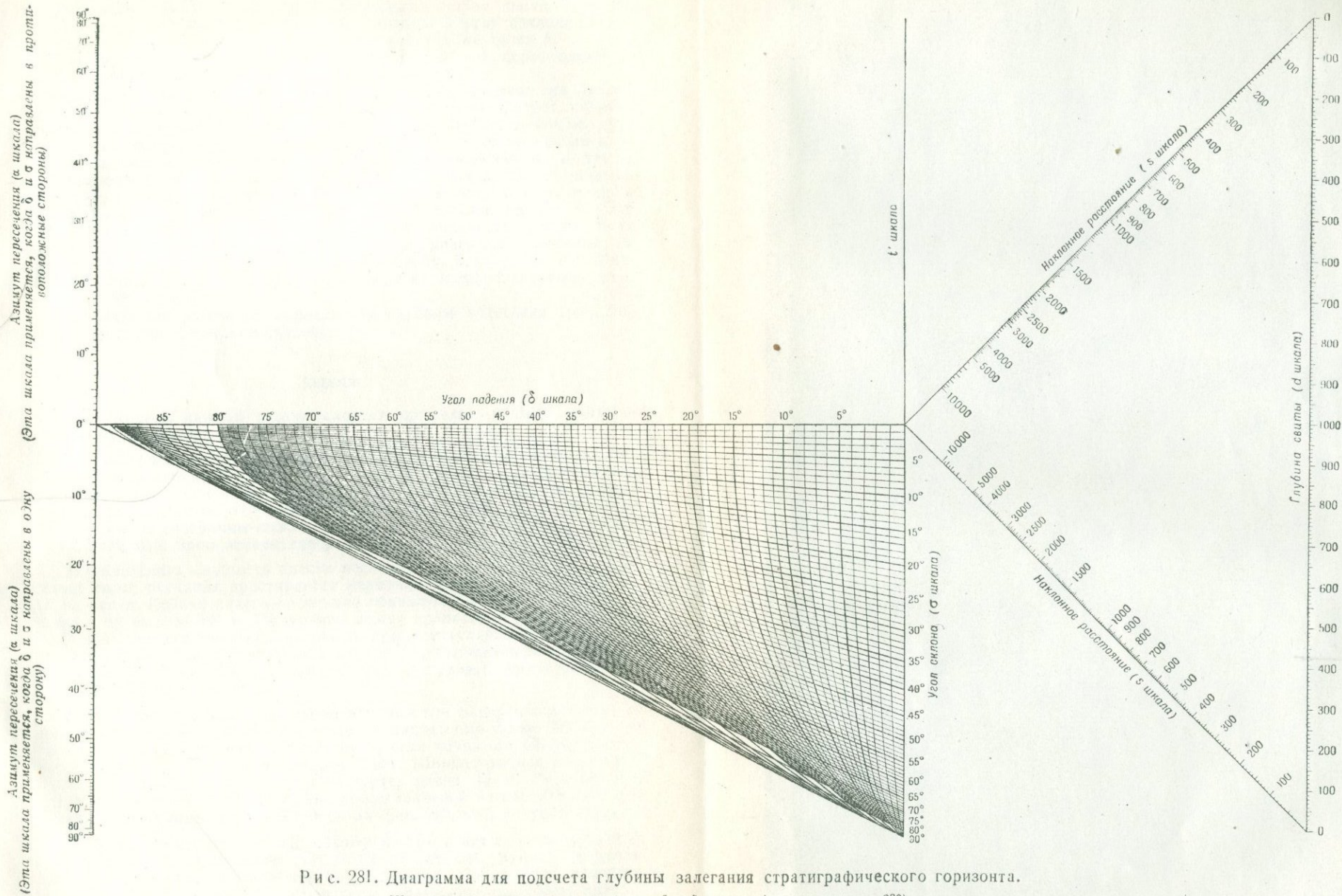


Рис. 281. Диаграмма для подсчета глубины залегания стратиграфического горизонта.
Шкала, находящаяся справа, названа глубиной пласта (см. легенду рис. 280).

Вторая точка, которую для удобства назовем b , расположена на треугольнике вблизи центра диаграммы. Пересечение линий, соответствующих углу падения на горизонтальной шкале и углу наклона склона на вертикальной шкале, определяет местоположение точки b .

Линия, проведенная от a к b , продолжается до ее пересечения со шкалой, обозначенной t' . Точку пересечения назовем c .

Новая точка, которую можем назвать d , расположена на шкале „расстояние по склону“. Положение этой точки характеризует ширину выхода пласта, замеренную по склону. Если поверхность земли не горизонтальна, последняя величина не будет являться горизонтальным положением. Если c находится на верхней половине диаграммы, d также расположена на верхней половине ее. Если c находится на нижней половине, d расположена там же. Линия, соединяющая c и d , продолжается до пересечения с правой вертикальной шкалой (шкала t). Это пересечение даст точку e , которая определит мощность пласта. Если точки c и d находятся на верхней половине диаграммы, деления на шкале t читаются от 0 на вершине до 600 вниз. Если точки c и d находятся в нижней части диаграммы, деления на шкале t читаются от 0 вниз до 600 наверху.

Линейная диаграмма для определения глубины залегания (рис. 281) применяется подобным же образом.

Задачи

При решении каждой задачи следует применять только соответствующую диаграмму.

1. Определить мощность пласта глинистого сланца, который простирается меридионально и падает под углом 25° на восток; ширина выхода замерена в широтном направлении и равна 225 м. Поверхность района горизонтальна. Решить эту задачу следующим образом: 1) построением с применением диаграммы-шкалы, 2) с применением диаграммы, данной на рис. 278, 3) с применением диаграммы на рис. 280 и 4) по уравнению.

2. Определить мощность пласта песчаника, который обнажается на склоне горы; песчаник простирается меридионально и падает под углом 29° на запад. Кровля пласта песчаника обнажена на высоте 487,5 м, а почва — на высоте 360 м. Расстояние между кровлей и почвой пласта песчаника, замеренное вдоль склона и перпендикулярно к линии простираения, равно 849 м. Решить эту задачу 1) с применением диаграммы, приведенной на рис. 278, 2) с применением диаграммы, приведенной на рис. 280, и 3) по уравнению.

3. Река течет в меридиональном направлении поперек пласта известняка, который простирается широтно и падает под углом 30° на юг. Определить мощность пласта известняка, если почва его обнажается на высоте 1260 м, а кровля — на высоте 1140 м. Ширина выхода известняка вдоль долины реки, как показано на карте, равна 45 м. Решить эту задачу 1) с применением диаграммы, представленной на рис. 278, 2) с применением диаграммы, представленной на рис. 280, и 3) по уравнению.

4. В районе с горизонтальной поверхностью пласт конгломерата простирается на СЗ 45° и падает под углом 35° на СВ. Кровля и почва пласта конгломерата обнажаются на расстоянии 1140 м, если замерять в широтном направлении по поверхности. Вычислить мощность конгломерата 1) с применением линейной диаграммы, представленной на рис. 278, 2) с применением линейной диаграммы, представленной на рис. 280, и 3) по уравнению.

5. Река течет в направлении СВ 50° , пересекая пласт известняка, который простирается в направлении СВ 10° и падает под углом 33° на восток. Почва пласта известняка обнажается в долине реки на высоте 663 м; кровля пласта известняка — на высоте 513 м. Расстояние в плане между выходами почвы и кровли пласта известняка, замеренное вдоль реки, равно 879 м. Вычислить мощность пласта известняка 1) с применением линейной диаграммы, представленной на рис. 280, и 2) по уравнению.

6. Слоистость золотоносных конгломератов простирается меридионально и падает под углом 25° на запад. Поверхность земли плоская. Какова должна быть глубина вертикальной шахты, заложенной на расстоянии 240 м к западу от выхода конгломератов до подсечения их. Решить 1) с применением линейной диаграммы, приведенной на рис. 279, 2) с применением линейной диаграммы, приведенной на рис. 281, и 3) по уравнению.

7. Пласт угля простирается СВ 45° , падает под углом 40° на СЗ и обнажается в горах на высоте 450 м. На высоте 375 м вниз по склону в северо-западном направлении и на расстоянии 210 м, замеренном перпендикулярно к линии простираения пласта угля, вертикальная шахта пересекает пласт угля. Какова глубина шахты? Решить задачу 1) с применением линейной диаграммы, представленной на рис. 281, и 2) по уравнению.

У П Р А Ж Н Е Н И Е 2

ТИПЫ ВЫХОДОВ ГОРИЗОНТАЛЬНО И ВЕРТИКАЛЬНО ЗАЛЕГАЮЩИХ ПЛАСТОВ

Типы выходов

Если пласты в районе залегают горизонтально, то такой стратиграфический горизонт¹, как почва или кровля пласта, встречается всюду на одной и той же высоте. На рис. 53, А представлены горизонтально залегающие пласты. Таким образом, почва или кровля горизонтально залегающего пласта в обнажениях будет выражаться топографическими горизонталями. Ширина выхода горизонтально залегающего пласта в обнажении зависит от мощности пласта и от характера рельефа. Ширина выхода пласта будет увеличиваться там, где склоны более пологи, т. е. где расстояние между топографическими горизонталями больше.

Положение пласта и характер выхода зависят от элементов залегания пласта и рельефа и могут быть определены „правилом V“. Это правило основано на том, что выход горизонтального пласта имеет форму V в долине, причем вершина V обращена против течения (формация показана кружками на рис. 53, А). Контакты кровли и почвы пласта параллельны изогипсам поверхности.

Если горизонт с горизонтальным залеганием пластов обнажается в одном месте района, то возможно, очевидно, предсказать местоположение горизонта всюду на карте. Если известный выход горизонта совпадает с горизонталями, местонахождение и форма горизонта будут характеризоваться этими горизонталями. Если высота выхода горизонта падает между двумя горизонталями, необходима интерполяция для определения положения горизонта на карте. В районах с нерасчлененным

¹ Под горизонтом понимается поверхность, не имеющая мощности.

пологим рельефом ошибка при предсказании местоположения может быть значительна.

Кровля и почва вертикально залегающего пласта будут проявляться на карте в виде прямых линий, параллельных простираанию пласта. Характер рельефа не влияет на форму выхода вертикальных пластов. Форма выхода вертикального пласта показана на рис. 53, В.

Структурные разрезы

Структурные разрезы изображают геологическую структуру такой, какой она представляется на плоскости изображаемого вертикального сечения

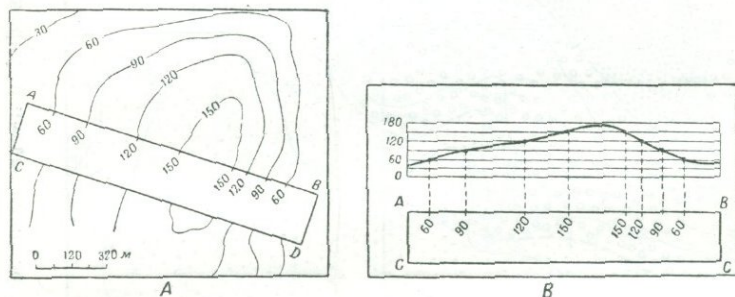


Рис. 282. Построение профиля рельефа.

А — линия АВ, вдоль которой строится профиль; АВС — полоска бумаги с делениями, наложенная на топографическую карту; В — построенный профиль; масштаб, данный с левой стороны профиля, равен горизонтальному масштабу карты.

земли. Иногда изображают структуру такой, какой она наблюдается на вертикальной скале, в выемках дороги или в горных выработках, но чаще разрезы строятся по данным выходов на поверхности земли. Следовательно, разрезы только приблизительно верны, их точность зависит от сложности структуры, количества обнажений и опыта геолога.

В районах с пологим рельефом поверхность земли можно представлять в виде прямой линии, но обычно кровля структурного разреза изображается с указанием её топографии. Прежде всего, следовательно, при построении структурного разреза нужно построить топографический профиль. Такой профиль вычерчивается по топографической карте следующим образом. На рис. 282, А по линии АВ нужно сделать структурный разрез. Полоску клетчатой бумаги прикладывают поперек топографической карты и совмещают край ее с линией разреза. На этой полоске бумаги в месте пересечения горизонталей с линией разреза делают отметки. Высоты, соответствующие каждой из этих отметок, записывают на этой полоске.

Основание, на котором строится профиль, показано на верхней части рис. 282, В. Горизонтальный масштаб тот же, что и на карте. Высота над уровнем моря каждой горизонтальной линии надписывается на диаграмме; каждая линия, таким образом, соответствует горизонтали. Обычно принимают вертикальный масштаб равным горизонтальному, иначе геологическая структура будет искажаться. Если пласты залегают горизонтально, иногда необходимо увеличивать вертикальный масштаб.

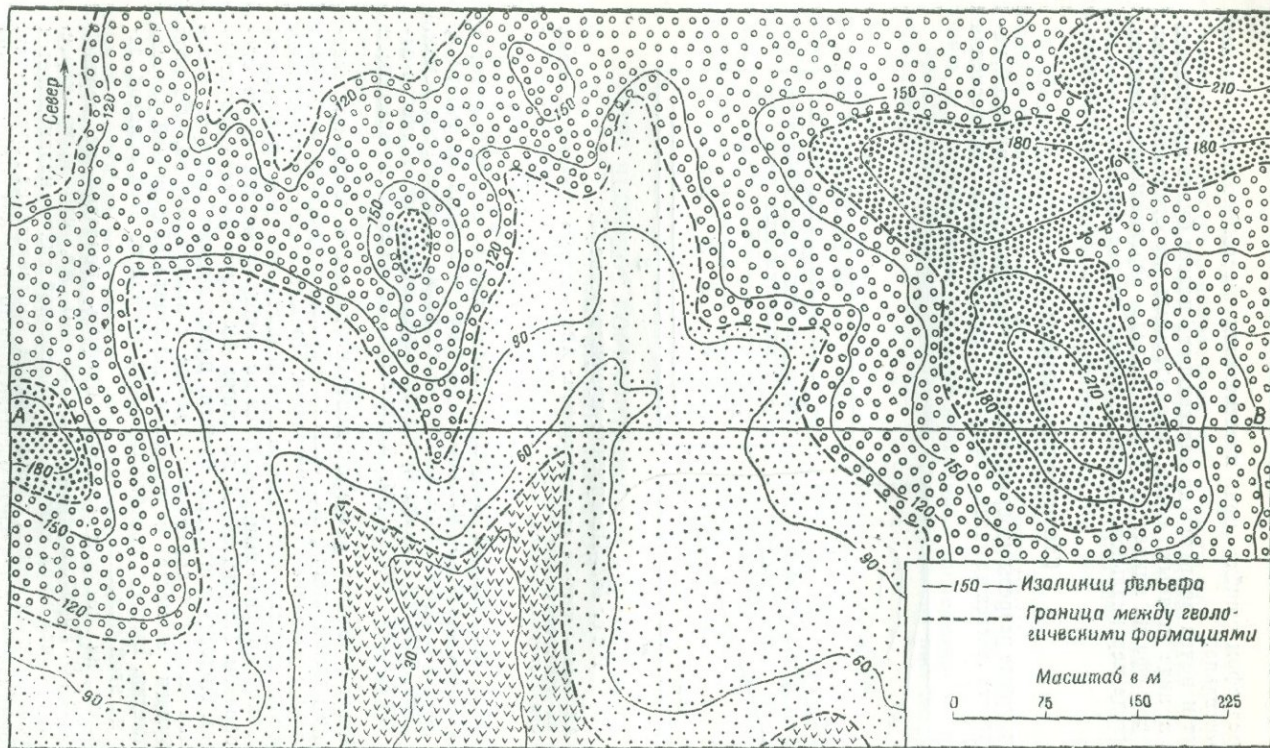


Рис. 283. Геологическая карта для решения задачи в упражнении 2.

Галочками обозначен базальт, маленькими точками — песчаник, кружками — конгломерат, крупными точками — вулканический туф.

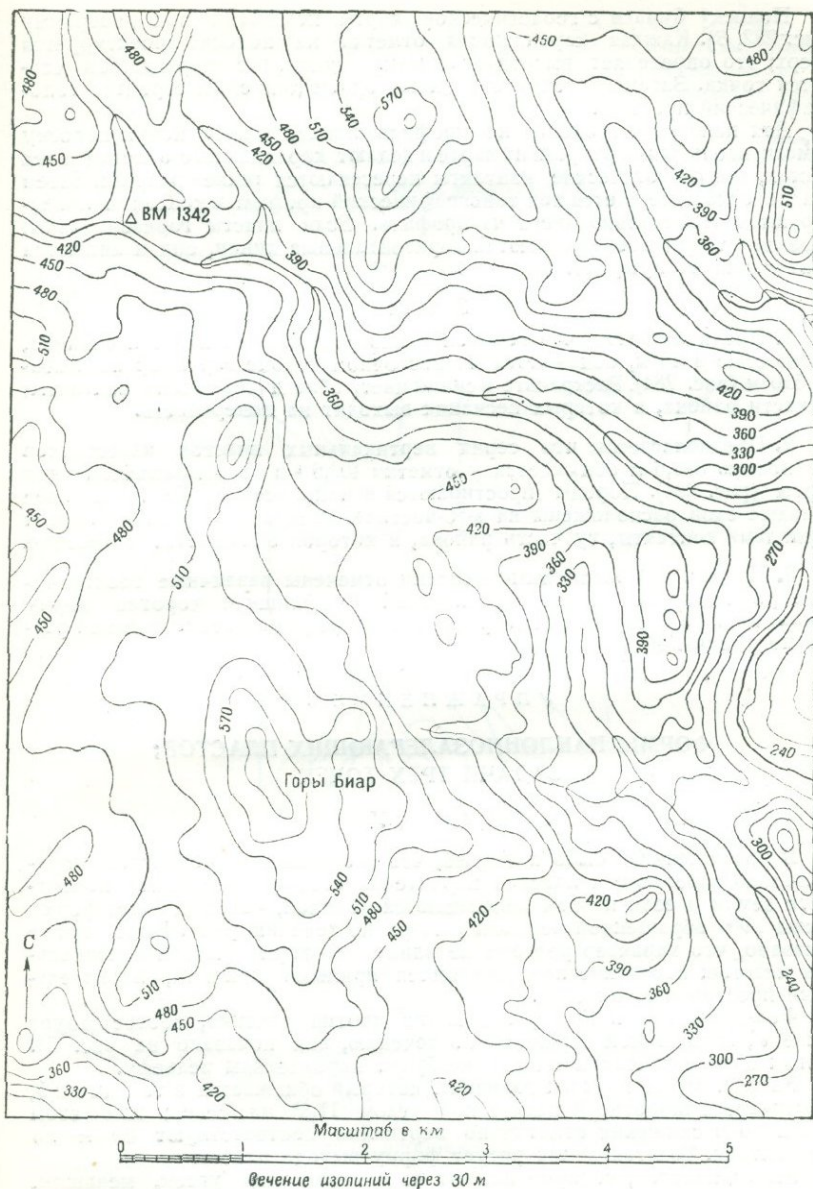


Рис. 234. Топографическая карта для задачи в упражнении 2.

Полоску бумаги с геологической карты помещают под диаграмму (рис. 282, В). Каждая карандашная отметка на полоске проектируется вверх; это определяет высотную отметку линии, где карандашом ставится точка. Затем эти точки соединяют одной линией, и строится топографический профиль.

Для нанесения геологии на профиль прикладывают новую полоску бумаги вдоль линии разреза на карте и делают карандашные отметки в тех местах, где геологические контакты пересекаются линией разреза. Затем эта полоска помещается под топографический профиль и контакты проектируются вертикально вверх на профиль. Если пласты горизонтальны, через эти точки прочерчиваются горизонтальные линии, они и являются контактами на профиле.

Задачи

1. Предполагается, что горизонтально залегающий пласт песчаника, мощностью в 45 м, обнажается на восточном склоне гор Биар на высоте 510 м (рис. 284). Раскрасьте в синий цвет, обведя чернилами контакты, те части района, в которых песчаник выходит на поверхность.

2. Предполагается, что серия вертикальных пластов известняков мощностью 390,6 м обнажается у отметки 402,6¹ в северо-западном углу карты (рис. 284). Породы простираются в направлении СЗ 70° и более молодые слои расположены на юго-востоке. Раскрасьте красным, обведя чернилами контакты, ту часть района, в которой обнажается известняк.

3. На рис. 283 различными знаками отмечены различные геологические формации: 1) Как залегают пласты? 2) Опишите коротко форму обнажения. 3) Постройте топографический профиль и геологический разрез по линии АВ.

У П Р А Ж Н Е Н И Е 3

ФОРМЫ НАКЛОННОЗАЛЕГАЮЩИХ ПЛАСТОВ; ЗАДАЧИ ТРЕХ ТОЧЕК

Правило V

В упражнении 2 было показано, что поверхность контактов горизонтально залегающих пластов характеризуется горизонталями поверхности земли и если пласты пересекаются долиной, выход их имеет форму буквы „V“, обращенной вершиной вверх по течению реки. Было также показано, что характер рельефа не влияет на форму выхода вертикальных пластов; последние представляются прямыми линиями, параллельными простиранию пластов.

Форма выхода пластов, падающих против течения, соответствует букве V, обращенной вершиной по течению, как показано на рис. 54. В этом случае контакты пласта не будут параллельны рельефу.

На рис. 285, А показан горизонт, который обнажается в точках а и б, простирается широтно и падает под углом 11,3° на север; при этом каждым 6 м снижения отметки по вертикали соответствуют 30 м по горизонтали. Толстая линия рисует форму выхода пласта.

Выход пластов, которые падают по течению под углом, меньшим, чем уклон потока, имеет форму буквы V с вершиной, обращенной вверх по течению. Контакты пластов не параллельны рельефу. Рис. 285, С позволяет предположить, что горизонт простирается широтно и падает

¹ Отметка 402,6 соответствует на рис. 284 отметке 1342, в футах (Прим. ред.).

на юг (вниз по течению) под углом 5—7°; это значит, что падению на каждые 3 м по вертикали соответствуют 30 м по горизонтали. Кроме того, уклон потока определяется снижением в 3 м на каждые 15 м по горизонтали. Если горизонт обнажается в точках *e* и *f*, толстая линия показывает предполагаемую форму выхода пластов.

Применение правила *V* к геологическим картам дает возможность определить приблизительное направление падения пластов в обнажениях. Применяя метод трех точек, который будет описан ниже, можно определить с достаточной точностью величину угла падения.

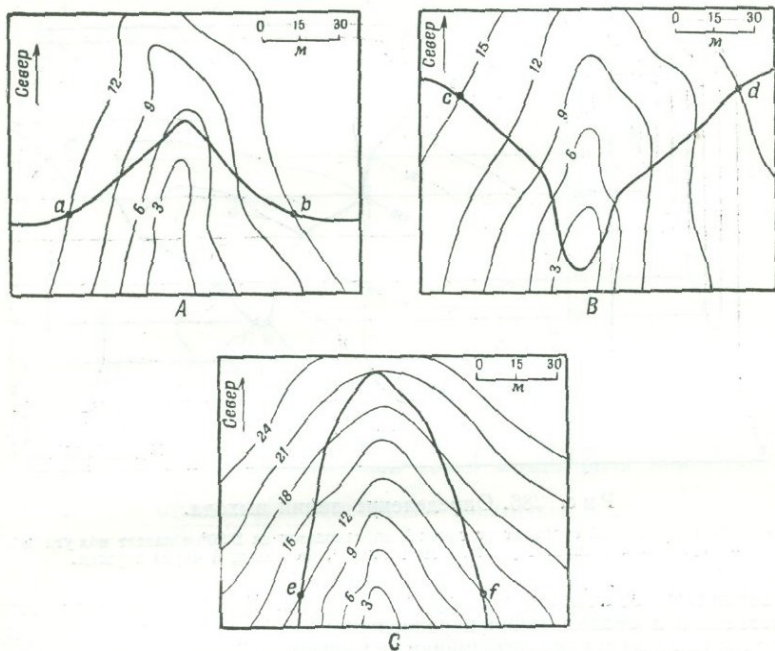


Рис. 285. Правило „V“.

Форма выхода наклоннозалегающего пласта

Форма выхода горизонта может быть предсказана, если есть карта с горизонталями, известно падение и простираение пласта и если указано место расположения выходов горизонта. Однако это возможно только тогда, если горизонт действительно представляет плоскую поверхность, т. е. если падение и простираение его постоянны.

Рис. 286 соответствует следующим условиям: горизонт обнажается в точке *X*. Поверхность земли изображена в горизонталях, проведенных через 30 м. Поскольку горизонт простирается широтно и падает под углом 20° на юг, можно представить положение его в любом месте. Положение горизонта можно изобразить в структурных изолиниях, построение которых более детально будет описано в упражнении 6.

Проводят линию *SS'* через обнажение *X* в широтном направлении, т. е. параллельно простираению горизонта. Поскольку обнажение имеет отметку 240 м, любая точка этой линии имеет отметку 240 м. Затем

*

строят вертикальный разрез под прямым углом к линии простирания, проведя перпендикуляр AB к линии простирания пласта сбоку от карты. Пересечение AB и SS' обозначаем буквой C . От C откладываем угол BCE , равный углу падения горизонта, т. е. в данном случае равный 20° . CE — след горизонта на вертикальном разрезе. Вдоль SS' от точки C откладываем 30 м (сечение горизонталей) в масштабе карты.

Через точки, соответствующие каждому 30 м ниже и выше C , прочерчиваем параллельные линии от AB до пересечения с линией CE . Пересечения являются точками на плоскостях напластования; эти линии

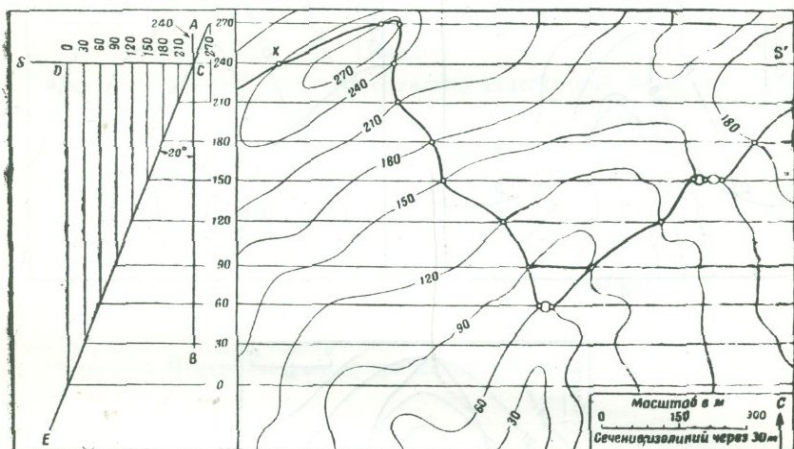


Рис. 286. Определение линии выхода.

Если стратиграфический горизонт от точки X простирается на $V 90^\circ$ и падает под углом 20° к югу, выход показан черной толстой линией, проходящей через кружки.

по вертикали отстоят друг от друга на 30 м. Через каждое из этих пересечений проводим линии, параллельные SS' . Эти линии соответствуют 30 -метровым структурным изолиниям на горизонте. В каждой точке, в которой структурные изолинии пересекаются с горизонталями поверхности, будет обнажаться горизонт. Местоположение этих пересечений отмечается маленькими кружками. Соединяя эти кружки, как показано на рис. 286, обрисовываем форму выхода.

Задачи трех точек

Метод решения задач трех точек является противоположным методу построения выходов. Если известны местоположение и высота трех точек горизонта и если горизонт представляет плоскость, а не искривленную поверхность, можно вычислить падение и простирание пласта.

Прежде всего приведем простой пример задачи трех точек. На рис. 287, A изображена карта, на которой указано местоположение и высоты трех точек горизонта; эти точки обозначены A , B и C . Поскольку простирание любой плоскости определяется линией, соединяющей точки с равными отметками в той плоскости, то линия AB и есть простирание горизонта, ибо A и B имеют одинаковые отметки. Падение замеряется под прямым углом к простиранию, и в данном случае оно

направлено на юго-восток. Из C к AB проводим перпендикуляр. Пересечение его с AB обозначим D . Находим падение, вращая треугольник вокруг DC , как вокруг оси. CF — перпендикуляр к DC . Разницу в высотах точек C и D , 180 м, откладываем в масштабе карты по линии CE . Угол CDE — угол падения горизонта.

Более общая задача представлена на рис. 287, *В*. Дано расположение и отметки трех точек горизонта. Точка, которую нужно найти, находится между B и C и имеет отметку, равную отметке точки A , т. е.

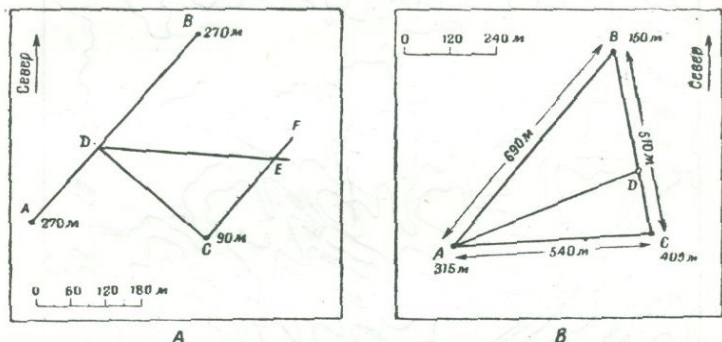


Рис. 287. Метод трех точек.

В точках A , B и C даны высоты плоскости поверхности. Можно определить падение и простирание поверхности.

315 м, и линия, соединяющая эту точку с A , является линией простирания горизонта. Отметка неизвестной точки может быть определена из пропорции:

$$\frac{\text{отметка } A - \text{отметка } B}{\text{отметка } C - \text{отметка } B} = \frac{\text{расстояние } BD}{\text{расстояние } BC},$$

где D — искомая точка. Решив уравнение, найдем $BD = 330$ м. Это расстояние откладываем от B в масштабе карты. AD — простирание горизонта. Падение можно найти таким образом, как показано на рисунке 289, *А*.

Задачи

1. На рис. 288 дана топографическая карта, на которой обозначены два геологических горизонта, один — пунктиром, другой — точками. Какова отметка горизонта, показанного пунктиром в окрестностях точки a ?
2. Определить отметку этого же горизонта в окрестностях точки b .
3. Определить отметку горизонта, обозначенного точками, в окрестностях точки c .
4. Какова отметка пласта, показанного сплошной линией, проходящей через точку d ?
5. На рис. 289 показано, что на высоте 900 м на северном конце вершины горы Балд обнажается почва пласта известняка, который простирается широтно и падает под углом 10° на север. Начертите на карте выход почвы известняка.

6. На рис. 289 показано обнажение почвы пласта песчаника, выходящего на поверхность на западной высоте гор Бикфорд, в точке X на

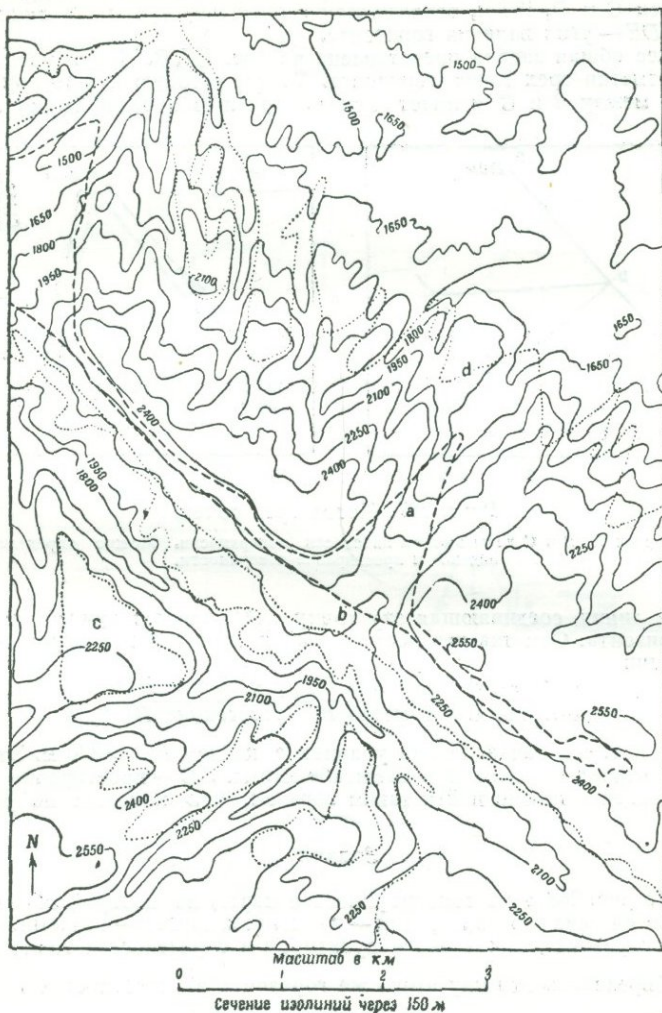


Рис. 288. Топографическая карта к задаче, приведенной в упражнении 3.

Точечная линия показывает основание формации Амдсен; пунктирная линия является основанием известняка Биг Хорн.

реке Гал с отметкой 348 м и в пункте БМ с отметкой 297 м. Найти падение и простирание этого пласта, применив способ трех точек, полагая, что пласт представляет собой плоскость.

7. На рис. 289 представлена дайка с широтным простиранием, обнажающаяся на поверхности холма Скрэг на высоте 534 м; та же дайка обнажается и в точке X на реке Гал с отметкой 312 м. Каков угол падения дайки?

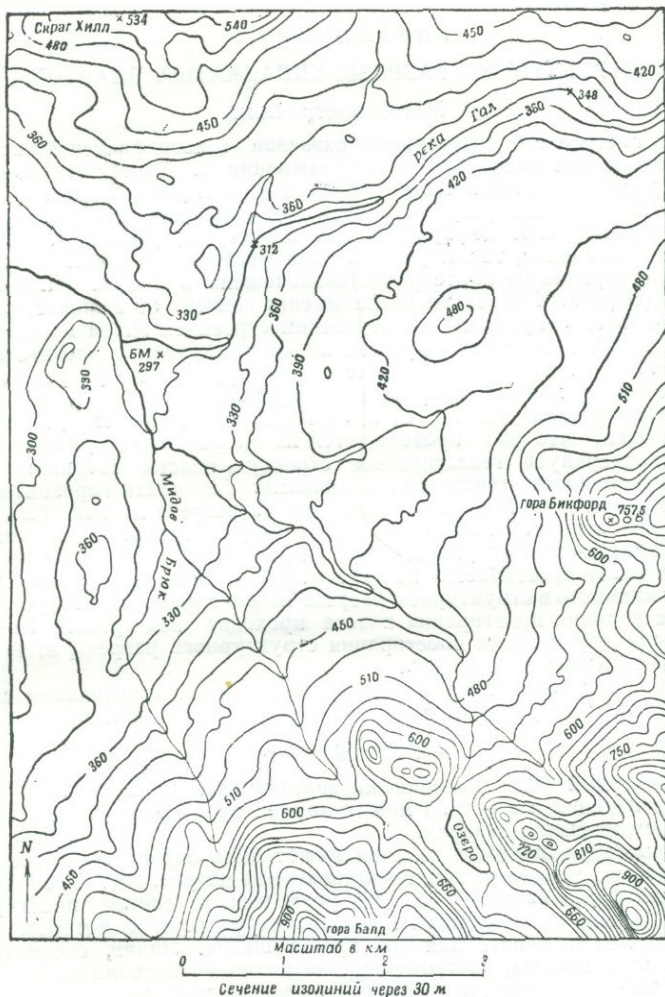


Рис. 289. Топографическая карта к задаче, приведенной в упражнении 3.

Часть планшета Франконии, Нью-Хэмпшир.

8. На рис. 289 представлена вертикально залегающая кварцевая жила, простирающаяся в направлении СВ 20° . Жила обнажается на реке Мидов Брюк на высоте 420 м. Предполагается, что рудный столб находится на пересечении этой жилы и почвы пласта известняка, который

обнажается в горах Балд. Укажите, где на карте можно ожидать выход рудного столба.

9. Определить глубину вертикальной шахты, заданной на поверхности горы Бикфорд, которая должна подсесть основание известняка.

УПРАЖНЕНИЕ 4

СТРУКТУРНЫЕ РАЗРЕЗЫ СКЛАДЧАТЫХ ПЛАСТОВ

Метод построения

При построении структурных разрезов топографический профиль строится так, как было указано в упражнении 2. Контакты геологических формаций наносятся таким же образом, как указывалось.

Если структурный разрез строится примерно под прямым углом к общему простиранию деформационной структуры, углы падения наносятся без изменений, такими, какими они указаны на карте. Знаки падения-простирания на карте редко расположены прямо на линии структурного разреза. Частота их расположения зависит от сложности геологии. В районах с простым геологическим строением знаки простирания падения могут находиться на расстоянии километра или около этого друг от друга. При нанесении угла падения на структурный разрез исследователь должен пользоваться транспортиром.

Глубина разреза зависит от многих факторов. В этом упражнении предполагаем, что она продолжается на 0,7 км ниже уровня моря. Чтобы подчеркнуть геологическое строение, пласты соединяют выше земной поверхности пунктирными линиями. Соединять горизонты надо очень внимательно. Мощность формации на разрезе должна быть примерно везде одинакова. На структурном разрезе нужно дать название, обозначения, масштаб и указать ориентировку разреза.

Если пласт простирается не под прямым углом к структурному разрезу, угол видимого в структурном разрезе падения не соответствует истинному. Если линия простирания пласта проходит под углом $10-20^\circ$ к перпендикуляру к линии простирания структурного разреза, этим несоответствием можно пренебречь.

Угол видимого падения пласта в определенном направлении может быть вычислен по углу истинного падения по уравнению:

$$\operatorname{tg} p = \operatorname{tg} \delta \sin \alpha,$$

где p — видимый угол падения на вертикальной плоскости, δ — истинный угол падения и α — угол между линией простирания пласта и направлением видимого падения.

Обычно угол видимого падения может быть определен с достаточной точностью по диаграмме, представленной на рис. 290. Угол истинного падения дан на левой шкале; угол между линией простирания пласта и линией простирания вертикального разреза, в котором наносится видимое падение, дан на правой шкале. Линия, соединяющая точки на этих шкалах, дает отсчет угла видимого падения на центральной шкале. Можно привести примеры применения этой диаграммы. Простирание горизонта СВ 45° , падение 30° СЗ; каков угол видимого падения на вертикальном разрезе, который простирается в направлении СЗ 5° ? Точка на левой шкале соответствует 30° . Точка на правой шкале соответствует 50° . Линия, соединяющая эти точки, сечет центральную шкалу в точке, соответствующей 24° . Таким образом, угол видимого падения равен 24° ; падение ориентировано в направлении СЗ 5° .

Таблицы и диаграммы для видимого падения даются в книге Лайе [78].

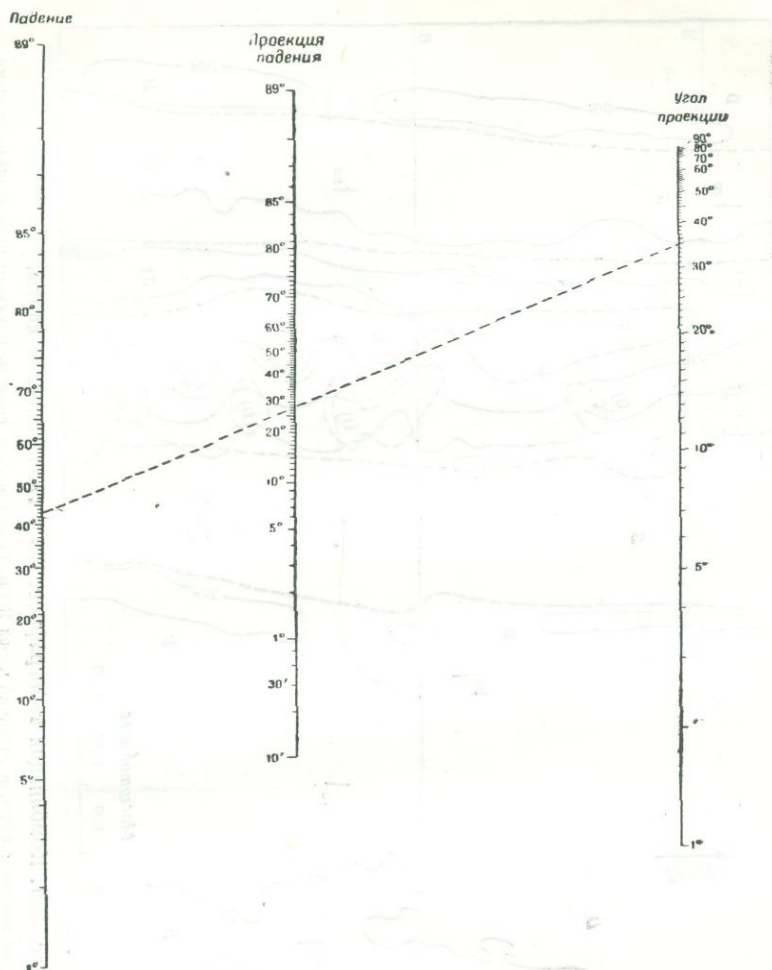


Рис. 290. Диаграмма для подсчета угла видимого падения (проекция падения).

Если угол действительного падения 43°, угол видимого падения в вертикальном разрезе 35°. Угол простирания напластования будет равен 28°.

Задачи

1. (Применить чертеж — рис. 291.) 1 — Построить топографический профиль и геологический структурный разрез по линии *AB*. Вертикальный масштаб не увеличивать. 2 — Для какой геологической провинции характерна полученная деформационная структура? 3 — Опишите деформационную структуру в нескольких словах.

2. (Применить чертеж — рис. 292.) Построить серию структурных разрезов по линиям *AB*, *AC*, *AD*, *AE* и *AF*. Соединить пласты над поверхностью земли пунктирными линиями для более ясного представления структуры.

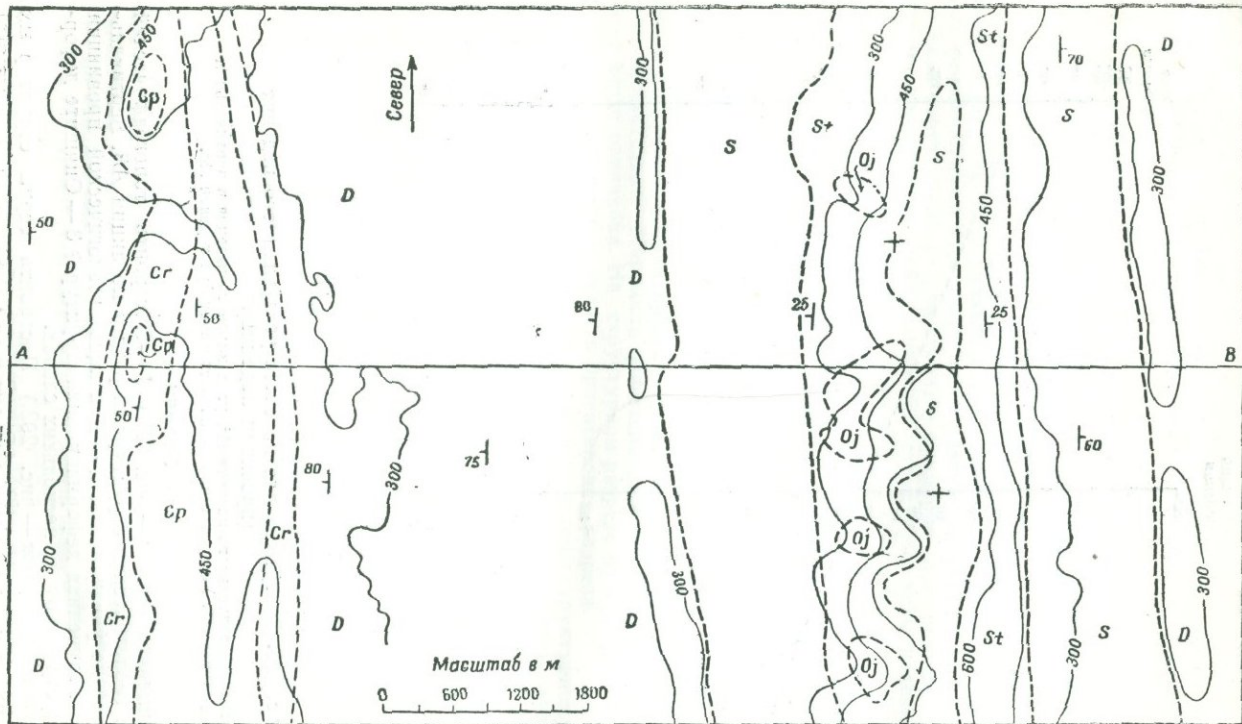


Рис. 291. Комбинация топографической и геологической карты.

Горизонтали показаны сплошными линиями; сечение изолиний через 150 м. Геологические границы показаны пунктирными линиями. Oj — формация Джунята (ордович); St — формация Тускарора (верхний силур); S — силур выше формации Тускарора; D — формации девона; Cr — формация Роквелл (миссисипская); Cp — песчаник Пурслан (миссисипский).

УПРАЖНЕНИЕ 5

ГЕОМЕТРИЧЕСКОЕ ПОСТРОЕНИЕ СКЛАДОВ;
СПОСОБ ПОСТРОЕНИЯ

Условия применения

Существуют две основные геометрические зависимости между плоскостями напластования в складке. Складки могут быть параллельными или подобными. В этом упражнении дается способ построения параллельных складок, если известно: 1) расположение нескольких обнажений и 2) положение пластов в этих обнажениях. Этот метод нельзя применять для построений подобных складок, если они тесно сближены или если складчатость сложная. Кроме того, расстояние между обнажениями должно быть не менее расстояния между осями складок.

Принцип

На рис. 293 представлен способ построения параллельных складок [21]. Указано положение пластов в точках *A, B, C, D* и *E*. Эти точки нахо-

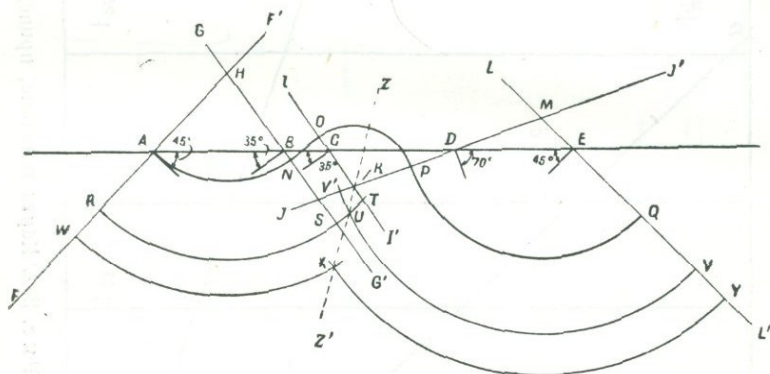


Рис. 293. Геометрическое построение складок.

Угол падения пласта известен в точках *A, B, C, D* и *E*.

дятся на линии, перпендикулярной к простиранию складок. Если разрез простирается не под прямым углом к направлению простирания напластования, видимое падение в направлении разреза надо вычислять для каждого обнажения. Надо построить перпендикуляры к напластованию в каждом обнажении и продолжить их до пересечения с напластованием смежного обнажения. FF' — перпендикуляр к *A*, пересекает GG' — перпендикуляр к *B*, в точке *H*. Угол падения напластования одинаков в любой точке вдоль разреза FF' и равен углу падения в точке *A*. Точно также, падение в любой точке линии GG' равно падению в точке *B*.

Из точки H , как из центра, радиусом HA прочерчиваем дугу через A до пересечения GG' в точке N . Поскольку угол падения в точках B и C в этой задаче одинаков, перпендикуляры к напластованию в этих точках не будут пересекаться. Горизонт простирается через N , параллельно падению пластов, до пересечения с II' в точке O . Из точки K , находящейся на пересечении II' и JJ' , радиусом KO , как из центра, построим дугу до пересечения JJ' в точке P .

Из точки M , находящейся на пересечении JJ' и LL' , как из центра, радиусом MP проводим дугу, проходящую через точку P до пересечения LL' в точке Q . $ANOPQ$ — положение горизонта, обнажающегося в точке A .

Прочерчиваем горизонт точки R ; он пройдет через T ниже точки K . В этом случае расстояние QV , равное AR , откладываем на линии LL' . Из точки M радиусом MV проводим дугу до пересечения с JJ' в точке V' . Горизонт, проходящий через точку R , обозначен $RSUV$.

На глубине горизонт W имеет тот же угол падения, что и в точке C . WXY обозначен горизонт, проходящий через точку W . ZZ' — след осевой плоскости центральной антиклинали в вертикальном сечении. ZK сечет пополам угол IKJ' . KZ' проходит через точки U и X .

Интерполяция

Точность построения складки зависит от количества углов падения и простираения, показанных в разрезе. Если обнажения в рассматриваемом

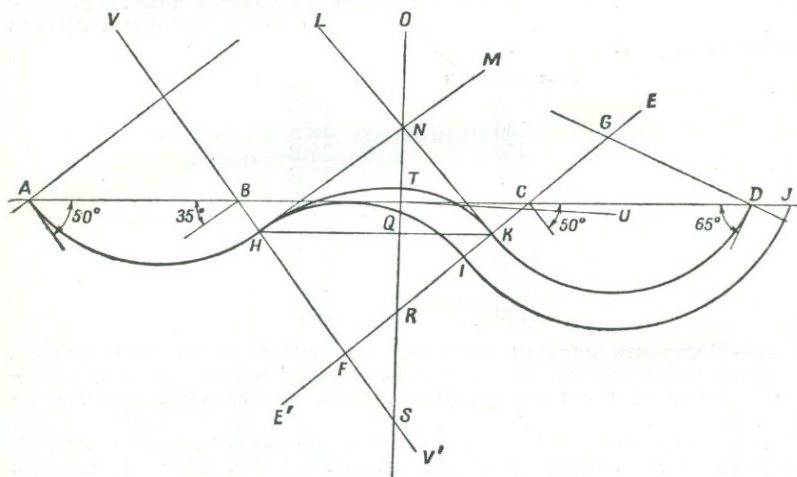


Рис. 294. Геометрическое построение складок.

Угол падения пластов известен в точках A , B , C и D . Один и тот же стратиграфический горизонт обнажается в A и D .

районе отсутствуют, построение будет неточным. Маркирующий пласт, например, должен быть виден в нескольких различных точках. Положение его, определенное указанным выше способом, может не всегда соответствовать истинному положению. Угол падения при построении

можно получить интерполяцией полевых фактов. Способ интерполяции описывается ниже.

На рис. 294 точки A, B, C и D соответствуют выходам смятых в складки пластов. Когда складка строится по методу, приведенному выше, горизонт, проходящий через точку A , будет обнажаться и в точке J . Теоретически предполагаемое положение горизонта можно обозначить AHJ . Если полевое картирование свидетельствует о том, что горизонт, обнажающийся в точке A , тот же, что и в точке D , тогда для устранения несоответствий падение его в тех же точках разреза нужно интерполировать. Падение можно интерполировать для точек, находящихся между двумя удаленными друг от друга выходами — между точкой B и C .

Из точки G радиусом GD проводим дугу до пересечения с линией EE' в точке K . К дуге HI две другие дуги являются касательными в точках H и K . Из точки K строим KL перпендикулярно к EE' . Из точки H строим перпендикуляр HM к VV' ; эти две линии пересекаются в точке N . Точки H и K соединяем прямой линией HK . Перпендикуляр к HK , проведенный через точку N , продолжаем до пересечения его с EE' в точке R и VV' в точке S . Из точки R радиусом RK проводим дугу KT . Дугу HT аналогично проводим из точки S радиусом SH . $AHTKD$ обрисовывает складку. Перпендикуляр к OP в точке T дает полученный интерполяцией угол падения UTC .

Задачи

1. Провести широтное сечение через свиту меридионально простирающихся пластов. Значения углов падения приводятся ниже. В столбце слева даны расстояния в метрах от западного конца сечения; в правом столбце даны углы падения.

Расстояние в м	Угол падения
0	40°В
150	35°З
450	25°В
600	50°В
900	30°З
1050	50°В
1350	25°З
1500	25°З
1800	40°В
2100	65°З

а) — Построить складку, полагая, что складчатость параллельна.
 б) — Если пласт обнажается на западном конце сечения, на какой глубине (или высоте в том случае, если пласты эродированы) будет находиться пласт на восточном конце разреза (расстояние 2100 м)?

2. Провести меридиональное сечение через свиту широтно простирающихся пластов. Ниже приводятся значения углов падения пластов. В левом столбце даны расстояния в метрах от северного конца сечения; в правом столбце даны углы падения.

Расстояние в м	Угол падения
0	60°С
180	40°Ю
300	25°С
450	50°Ю
600	0°
720	60°С

а) — Построить складки, полагая, что складчатость параллельная, б) — Если пласт обнажается на северном конце сечения, на какой глубине (или высоте в том случае, если пласты денурированы) будет находиться пласт на южном конце разреза? с) — Маркирующий пласт находится на южном конце сечения (расстояние 2400 м). Построить разрез, принимая в расчет известное положение маркирующего пласта. Для этого интерполировать угол падения между точками, находящимися на расстоянии 450 и 600 м. Какова величина угла падения и каково положение (на чертеже) пласта с углом падения, полученным интерполяцией?

3. Провести широтное сечение поперек серии меридионально ориентированных пластов. Ниже даны значения углов падения пластов. В левом столбце дается расстояние в метрах от западного конца сечения; в правом даются углы падения.

Расстояние в м	Угол падения
0	20°З
30	20°З
45	25°В
60	40°В
90	60°В
135	20°З
150	20°З

а) — Построить складки, полагая, что складчатость параллельная, б) — Каково горизонтальное расстояние по поверхности земли от гребня антиклинали до западного конца разреза? с) — Каково горизонтальное расстояние на глубине 30 м от гребня антиклинали до западного конца разреза? То же на глубине 60 м?

УПРАЖНЕНИЕ 6

СТРУКТУРНЫЕ ИЗОЛИНИИ И ИЗОЛИНИИ РАВНЫХ МОЩНОСТЕЙ (ИЗОПАХИТЫ)

Структурные изолинии

Структурные изолинии — воображаемые линии, соединяющие точки равных отметок одного горизонта, обычно кровли или почвы осадочного пласта. Карта со структурными изолиниями отображает форму горизонта. Структурные изолинии аналогичны топографическим горизонталям, которые отображают форму рельефа поверхности земли.

Угол падения горизонта, изображенного в структурных изолиниях, может быть вычислен с большой точностью. Близкое расположение структурных изолиний друг к другу на карте соответствует крутому падению, подобно тому, как тесно сближенные топографические горизонталы соответствуют крутому склону. Способ определения угла падения аналогичен описанному выше, в гл. 4.

Способ построения структурных изолиний на карте показан на рис. 295. Прежде всего следует выбрать горизонт, который будет изображен в структурных изолиниях; это может быть почва или кровля угольного пласта, кровля нефтесодержащего пласта, или, вообще, почва или кровля пласта, которую легко проследить. Там, где горизонт обнажается на поверхности земли, отметки его можно нанести на карту. Данные можно также получать из буровых скважин или из горных выработок. Если мощность различных стратиграфических элементов определяется точно, то можно предсказать, на какой глубине будет

встречен маркирующий горизонт, даже если он не обнажен или не вскрыт буровыми скважинами или горными выработками.

На рис. 295 даны отметки большого количества точек на кровле пласта известняка. Надо провести структурные изолинии через 30 м. В нижнем левом углу карты (рис. 295) отметка кровли известняка в одной точке равна 240 м. Изолиния 240 м пройдет через эту точку.

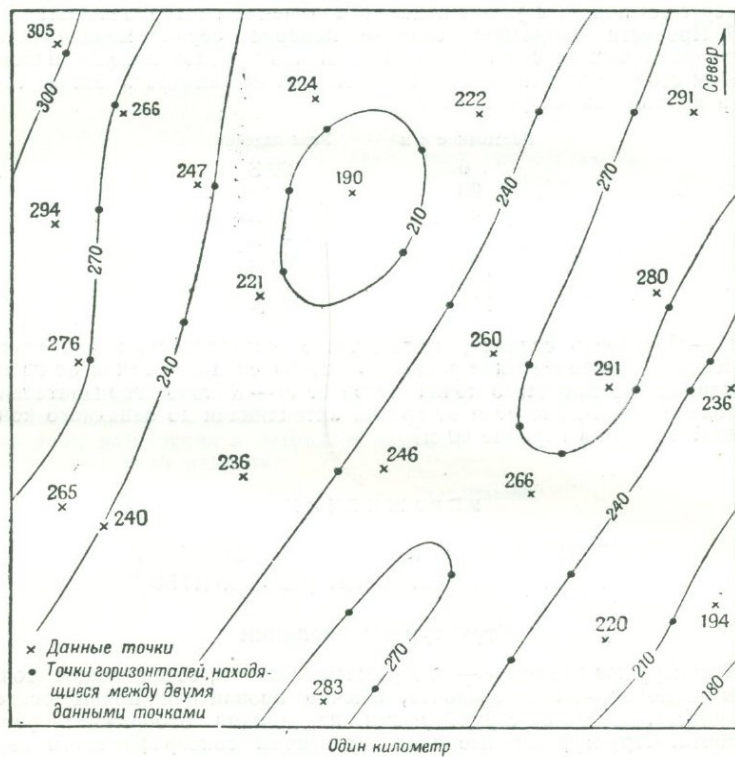


Рис. 295. Построение структурной карты с изолиниями.

В противном случае необходимо пропорционально интерполировать между каждой парой точек, для которых известны отметки. В северо-восточном углу карты две точки на горизонте имеют отметки в 222 и 290 м. Изолинии в 240 и 270 м будут проходить между ними. Разница в отметках между этими двумя точками равна 69 м. Расстояние изолинии 240 м от точки с отметкой в 222 м равно $0,27$ от общего расстояния между двумя точками. Расстояние изолинии 270 м от точки с отметкой 222 м равно $0,72$ от общего расстояния между двумя точками. Положение изолиний на всей карте может быть найдено подобным же способом. Изолинии, полученные таким путем, можно несколько изменить так, чтобы они представляли плавные кривые линии.

Если некоторая площадь полностью окружена одной или более изолиниями, говорят о *замкнутой структуре*; это понятие не следует сме-

шивать с употреблением термина *замкнутая складка*. „Замыкание“ складки характеризуется вертикальным расстоянием между наиболее высокой и наиболее низкой изолиниями, которые полностью ограничивают складку. Точность замера замыкания складки при определении по карте со структурными изолиниями зависит от сечения изолиний. Если складка имеет замыкание меньше, чем сечение изолиний, замыкание не может быть показано на карте.

Изолинии равных мощностей

Пласт или формация не имеет постоянной мощности. Если мощность известна во многих местах, можно провести *изолинии равных мощностей*, т. е. линии, которые будут соединять точки, в которых пласт имеет равные мощности. Предположим, например, что формация обладает мощностью в 30 м в трех точках, обозначенных *a*, *b* и *c*, а в точках *e*, *f* и *g* мощность ее равна 90 м. Изолиния равных мощностей в 30 м будет проходить через точки *a*, *b* и *c*, а изолиния в 90 м будет проходить через точки *e*, *f* и *g*. Изолиния 60 м будет лежать между изолиниями в 30 и 90 м; если нет других данных, она проводится на половине расстояния между ними. Карты с изолиниями мощностей строятся так же, как и карты со структурными изолиниями.

Задачи

1. Рис. 296 представляет карту района со структурными изолиниями кровли пласта угля. Район находится на высоте 540 м над уровнем

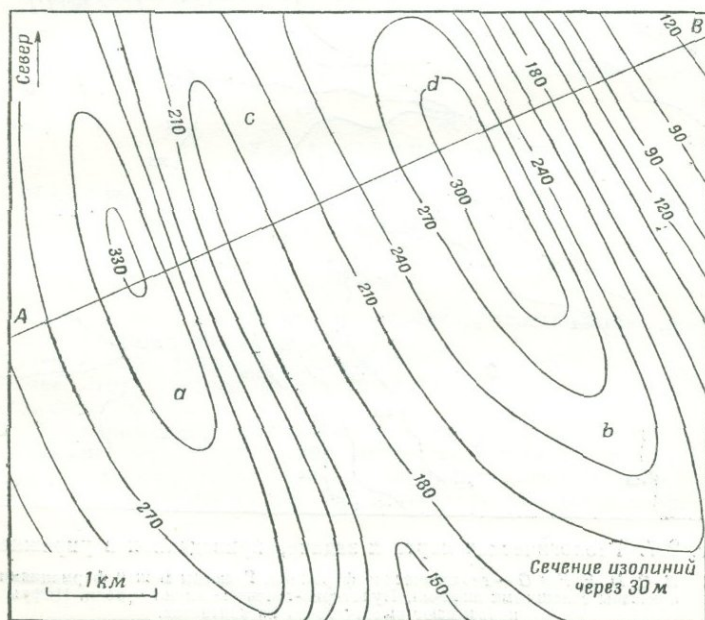


Рис. 296. Структурная карта с изолиниями к задаче, приведенной в упражнении 6.

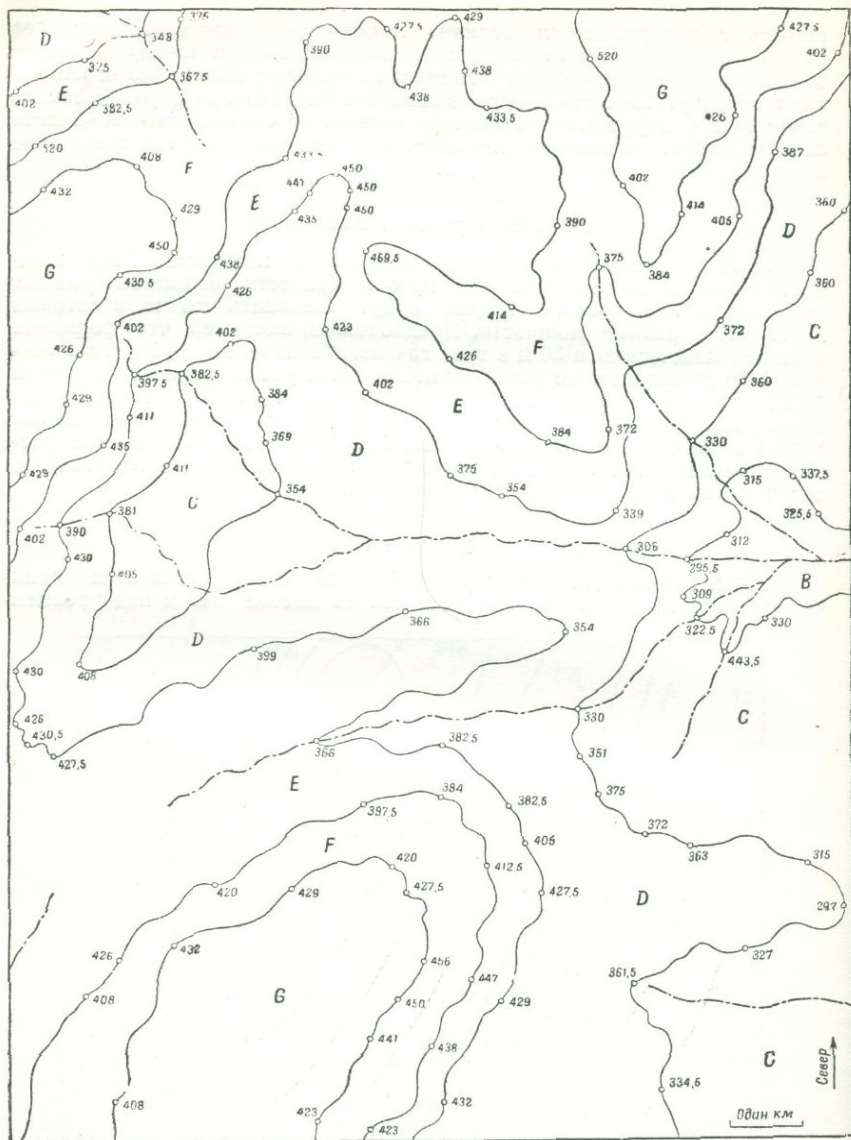


Рис. 297. Геологическая карта к задаче, приведенной в упражнении 6.

B, C, D, E, F и G — геологические формации. Границы между формациями показаны сплошными линиями. Пунктирно-точечные линии — реки. Цифры показывают высоту точек на контактах.

моря, рельеф его пологий. Глядя на карту, решить, есть ли замыкающиеся складки в районе.

2. В какой части района пласт угля падает наиболее круто? Каково падение пласта в этих местах? Определить падение пласта в метрах на километр и в градусах.

3. Чему равен в среднем угол падения пласта угля в изгибе складки в окрестностях точки *a*? В окрестностях точки *b*? Определить падение в метрах на километр и в градусах.

4. Опишите характер и ориентацию пликвативной структуры по карте представленной на рис. 296.

5. Начертите структурный разрез по линии *AB*.

6. Какова глубина залегания пласта угля в точке *c* и в точке *d*?

7. Рис. 297 представляет геологическую карту. Формация *B* — наиболее древняя из обнажающихся формаций, а формация *G* — наиболее молодая. Отметки точек на контактах даны. Формации имеют мощности, равные на участке *F* — 16,5 м, на участке *E* — 52,5 м, на участке *D* — 27 м, на участке *C* — 81 м, на участке *B* — 63 м. Формация *A* не обнажается и варьирует по мощности. По данным бурения, формация *A* имеет мощность 30 м в северо-восточном углу карты. В 11,2 км к западу мощность ее 150 м, в юго-восточном углу карты — 45 м, в 9,6 м к западу она имеет 105 м мощности. Буровые данные свидетельствуют о том, что изменение мощности одинаково по всему району. Построить карту кровли формации *A* в структурных изолиниях при сечении последних в 30 м.

8. Построить карту почвы формации *A* в структурных изолиниях при сечении последних в 30 м.

УПРАЖНЕНИЕ

РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ О СБРОСАХ ТРИГОНОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Метод

Типы нарушений и определение терминов, касающихся движения вдоль нарушений, приводились в гл. 8.

Решение задач должно сопровождаться чертежом в плане и одним или более структурными разрезами, которые вскрывают нарушение и разорванные пласты.

В этом упражнении полезен закон синусов, который можно использовать при решении треугольника. Этот закон основан на том, что синус угла пропорционален величине противолежащей стороны в треугольнике. Как показано на рис. 298, в треугольнике *abc* *x* перпендикулярен к стороне *c*.

$$\sin \alpha = \frac{x}{b}; \quad \sin \beta = \frac{x}{a}; \quad \frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{\frac{x}{b}}{\frac{x}{a}};$$

$$\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{xa}{xb}; \quad \text{и} \quad \frac{\sin \alpha}{\sin \beta} = \frac{a}{b}$$

Для демонстрации этого метода можно решить следующие задачи, иллюстрируемые структурным разрезом на рис. 299, А.

Горизонтальный широтно ориентированный тоннель пересекает сброс меридионального простирания, падающий на запад. На расстоянии 150 м на восток от этого пересечения тоннель сечет пласт песчаника, который простирается меридионально и падает на восток под углом 30° . На расстоянии 210 м к востоку от сброса тоннель сечет пласт песчаника, также простирającegoся меридионально и падающего под углом 30° на восток. Борозды скольжения на стенках лежащего бока ориентированы меридионально (рис. 299, В) и образуют угол 30° с горизонтальной линией в плоскости сброса, т. е. погружение борозд скольжения происходит под углом 30° на север.

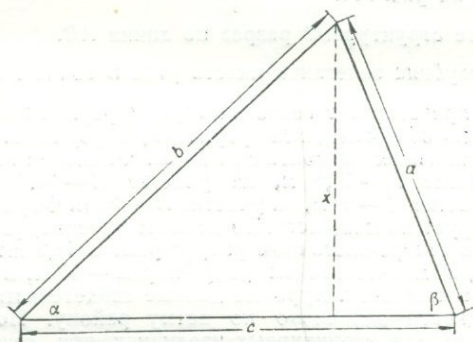


Рис. 298. Треугольник, иллюстрирующий закон синусов.

Вычислить перемещение, смещение по падению, смещение по простиранию, зияние, размах, стратиграфическое разобщение, вертикальное разобщение в плоскости, перпендикулярной к плоскости сброса, и горизонтальное разобщение в той же плоскости.

На рис. 299, А дан вертикальный разрез под прямым углом к простиранию сброса. Из разреза следует:

$$\text{смещение по падению} = DB + BE.$$

В треугольнике ABD

$$\frac{\sin 110^\circ}{\sin 30^\circ} = \frac{AB}{DB}$$

и

$$BD = \frac{AB \sin 30^\circ}{\sin 110^\circ}$$

В треугольнике EBC

$$\frac{\sin 110^\circ}{\sin 30^\circ} = \frac{BC}{BE}$$

и

$$BE = \frac{BC \sin 30^\circ}{\sin 110^\circ}$$

$$\text{Смещение по падению} = DB + BE = \frac{210 \sin 30^\circ}{\sin 110^\circ} + \frac{150 \sin 30^\circ}{\sin 110^\circ}$$

Смещение по падению = 191,4 м.

Из рис. 299, В:

Смещение по простирацию = EH

$$\operatorname{tg} 30^\circ = \frac{DB + BE}{EH} = \frac{191,4}{EH},$$

$$EH = 331,5 \text{ м.}$$

Перемещение = DH

$$\sin 30^\circ = \frac{DB + BE}{DH} = \frac{191,4}{DH}$$

$$DH = 382,8 \text{ м.}$$

На рис. 299, А из треугольника DEF :

Размах = EF

$$\sin 40^\circ = \frac{EF}{DB + BE},$$

$$EF = (DB + BE) \sin 40^\circ; EF = 191,4 \sin 40^\circ = 123 \text{ м.}$$

Зияние = DF

$$\cos 40^\circ = \frac{DF}{DB + BE},$$

$$DF = (DB + BE) \cos 40^\circ,$$

$$DF = 191,4 \cos 40^\circ = 146,4 \text{ м.}$$

На рис. 299, А, из треугольника DEI :

Стратиграфическое разобшиение = EI

$$\sin (30^\circ + 40^\circ) = \frac{EI}{DB + BE},$$

$$EI = 191,4 \sin 70^\circ = 179,7 \text{ м.}$$

На рис. 299, А, из треугольника DEG :

Вертикальное разобшиение = $EF + FG$

$$\frac{\sin (30^\circ + 40^\circ)}{\sin 60^\circ} = \frac{EF + FG}{DB + BE},$$

$$\frac{\sin 70^\circ}{\sin 60^\circ} = \frac{EF + FG}{191,4}.$$

$$EF + FG = 207,6 \text{ м.}$$

Из рис. 299, А:

Горизонтальное разобшиение = $AB + BC$

$$AB + BC = 360 \text{ м.}$$

Задачи

Нижеследующие задачи решить тригонометрическим способом.

1. Пласт, простирающийся широтно и падающий под углом 45° на север, по простирацию пересечен сбросом, угол падения которого равен 45° и падение направлено на юг. Висячий бок переместился на 360 м вниз

по падению плоскости сброса. Вычислить: 1 — перемещение, 2 — смещение по простиранию, 3 — смещение по падению, 4 — размах, 5 — зияние, 6 — горизонтальное разобцение в вертикальной плоскости, перпендикулярное к простиранию сброса, 7 — вертикальное разобцение в той же плоскости и 8 — стратиграфическую амплитуду.

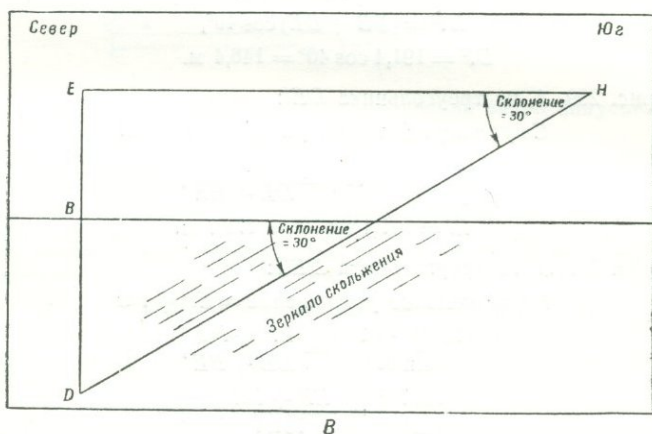
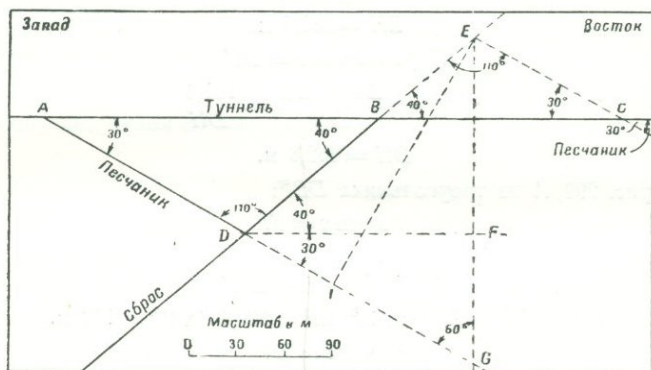


Рис. 299. Тригонометрическое решение задач перемещения по сбросам.

А — вертикальный поперечный разрез мощного пласта песчаника вдоль нарушения; В — борозды скольжения на плоскости сброса; последние погружаются под углом 30° на север.

2. Пласт песчаника с простиранием 45° СВ и падением 50° ЮВ пересечен по простиранию сбросом с углом падения 30° ЮВ. Песчаник обнажен в 450 м на юго-восток и в 270 м на северо-запад от сброса. Полагая, что перемещение было направлено вниз по падению в плоскости сброса, вычислить: 1 — перемещение, 2 — смещение по падению, 3 — смещение по простиранию, 4 — размах, 5 — зияние, 6 — горизонтальное разобцение в вертикальной плоскости перпендикулярно к прости-

ранию сброса, 7 — вертикальное разобшение в той же плоскости и 8 — стратиграфическую амплитуду.

3. Тоннель в меридиональном направлении сечет сброс с широтным направлением простирания и углом падения 55° на юг. Пласты также простираются широтно, но падают под углом 40° на север. Висячий бок двигался вниз по диагонали на запад; склонение перемещения равно 25° , а величина его равна 750 м. Вычислить: 1 — смещение по падению, 2 — смещение по простиранию, 3 — размах и 4 — зияние.

4. Сброс простирается широтно и падает под углом 30° на север. Пласт угля широтного простирания падает под углом 60° на юг и обнажается в 210 м к северу от сброса и в 300 м к югу от него. Склонение плоскостей борозд скольжения на сбросе равно 40° на запад. Полагая, что борозды скольжения параллельны перемещению, вычислить: 1 — перемещение, 2 — смещение по падению, 3 — смещение по простиранию, 4 — зияние, 5 — размах и 6 — стратиграфическую амплитуду, 7 — определить, какой сброс в данном случае — нормальный или обратный.

У П Р А Ж Н Е Н И Е 8

ПРОЕКЦИИ

Методы проекций

Объект, имеющий три измерения, путем проекции можно изобразить на одной плоскости. Проекция точки на плоскость есть точка. Проекция линии на плоскости обычно есть линия. Плоскость, на которую спроектированы линии или точки, называется *плоскостью проекции*. *Направление проекции* — это направление, в котором точка проектируется на плоскость проекции. В *нормальной проекции* (ортогональной) направление проекции перпендикулярно к плоскости проекции; этот принцип и употребляется в этом упражнении.

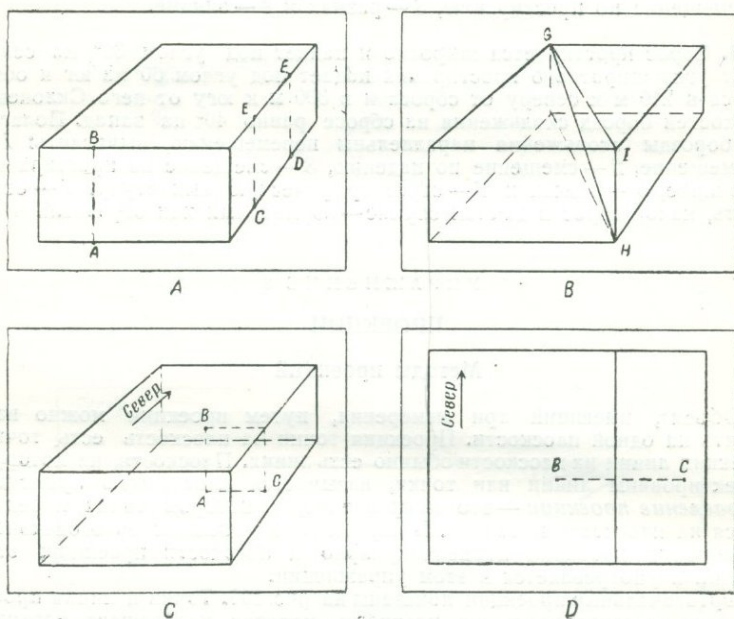
Ортогональные проекции показаны на рис. 300. Точки и линии проектируются на горизонтальную плоскость, которая изображает верхнюю поверхность блока. На рис. 300, А точка В — проекция точки А; линия EF — проекция линии CD. На рис. 300, В линия GI — проекция линии GH на эту плоскость.

Линия пересечения двух плоскостей есть след одной плоскости на другой. След одной плоскости проекции на второй плоскости проекции называется *линией скрещивания*. В ортогональной проекции угол между двумя плоскостями, включающий общую линию скрещивания, имеет всегда 90° .

В большинстве случаев одна плоскость проекции горизонтальна, а другая вертикальна. В геологии горизонтальная плоскость есть плоскость, с большей или меньшей точностью соответствующая плоскости карты. Карта представляет поверхность земли, не считаясь с ее топографическими неправильностями. Карта отражает на плоскости поверхность земли. В районах со спокойным рельефом геологическая карта может рассматриваться как плоскость, и когда бы термин *карта* ни употреблялся в описаниях, он является синонимом слова *плоскость*. В геологии структурные сечения являются также плоскостями проекции. Однако плоскость проекции не обязательно должна быть вертикальной или горизонтальной.

Для приведения плоскости (карты) и разреза в одну плоскость (в плоскость бумаги), необходимо вращать разрез в плоскости карты вокруг линии скрещивания, как вокруг оси. В приводимых ниже зада-

чаж рассматривается разрез, лежащий ниже линии скрещивания; разрез должен быть повернут вверх до совмещения с горизонтальной плоскостью. На рис. 300, *C* точка *B* — проекция точки *A* на горизонтальной плоскости; точка *C* — проекция точки *A* на вертикальной плоскости, изображающей сторону блока. Рис. 300, *D* показывает проекцию после поворота вертикальной проекции до совмещения с плоскостью бумаги вокруг линии скрещивания.



Р и с. 300. Проекция (см. текст).

Положение линии определяется простираем ее горизонтальной проекции и ее погружением.

Следующая задача, аналогичная данным в конце упражнения, иллюстрирует метод проекции, описанный выше.

Задача

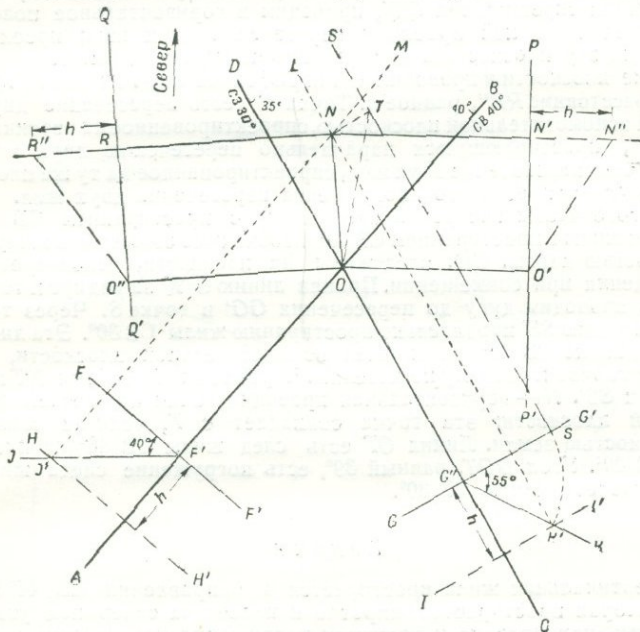
Как показано на рис. 301, простираем жилы — 40° СВ и падение — 40° на СЗ; она пересекается жилой с простираем 30° СЗ и с падением под углом 55° на СВ. Построить проекции пересечения двух жил: 1 — на горизонтальной плоскости, 2 — на вертикальной плоскости меридионального простираем и 3 — на вертикальной плоскости, простирающейся параллельно направлению погружения пересечения, 4 — показать след жилы СВ 40° на плоскости жилы 30° СЗ; для этого необходимо поворачивать жилу с простираем СЗ 30° до совмещения с горизонтом, 5 — каково положение пересечения?

Решение.

Прочертим линии *AB* и *CD* параллельно простираем жил, как показано на рис. 301. Жилы пересекутся в точке *O*. Построим линию скрещива-

ния FF' перпендикулярно к AB ; построим линию скрещивания GG' , перпендикулярную к CD . Эти линии можно построить через любую точку вдоль AB и CD .

Принимая линии скрещивания за горизонтали, построим поперечный разрез. Прочертим HH' параллельно FF' на произвольном расстоянии h ; построим II' на том же расстоянии от GG' . HH' и II' соответствуют уровню, который будем называть *нижней вспомогательной плоскостью*; расстояние h — это расстояние ниже уровня плоскости (карты). При решении задачи положение вспомогательной плоскости остается постоянным. F'' — пересечение FF' с AB ; G'' — пересечение GG' с CD . Построим углы $FF''J$ и $G''G''K$, равные углам падения жил. $F''J$



Р и с. 301. Проекция пересечения двух жил:

одна простирается СВ 40° и падает на СЗ под углом 40°; вторая простирается СЗ 30° и падает на СВ под углом 55°.

пересечет HH' в точке J' ; $G''K$ пересечет II' в K' . Прочерчиваем $J'M$ и $K'L$ соответственно параллельно AB и CD . Эти две линии изображают горизонтальные проекции двух жил на расстоянии h ниже плоскости, т. е. они являются горизонтальными проекциями пересечения двух жил с вспомогательной плоскостью. Точка N — горизонтальная проекция пересечения двух жил на уровне вспомогательной плоскости, точка O — есть пересечение двух жил на плоскости. Линия ON — горизонтальная проекция пересечения двух жил. Простирание пересечения в этом случае СЗ 6°.

Строим линию PP' в меридиональном направлении через произвольную точку. Эта линия есть след меридиональной вертикальной плоскости на плоскости проекции. Вертикальную плоскость поворачиваем вокруг PP' до совмещения с верхней вспомогательной плоскостью для получения проекции пересечения ON на вертикальной плоскости.

Проектируем точку O в O' на меридиональной плоскости, аналогично проектируем точку N в N' в той же плоскости. Строим линию через NN' , проходящую через N' . Намечаем точку N'' на расстоянии h от точки N' . Точка N'' есть пересечение двух жил на верхней вспомогательной плоскости, спроектированная на вертикальную меридиональную плоскость; линия $O'N''$ — пересечение двух жил, спроектированное на меридиональную вертикальную плоскость.

Через произвольно выбранную точку проводим линию QQ' параллельно линии ON . Линия QQ' есть след (по карте) вертикальной плоскости, которая простирается параллельно направлению погружения пересечения двух жил. Эту вертикальную плоскость, вращая вокруг линии скрещивания QQ' , приводим в горизонтальное положение для получения на ней проекции пересечения двух жил; проектируем точку O на эту плоскость в O'' ; аналогично проектируем точку N в R на этой же плоскости и проводим линию NR слева от R . От точки R откладываем расстояние RB'' , равное h . Точка R'' есть пересечение двух жил с верхней вспомогательной плоскостью, спроектированное на вертикальную плоскость, простирающуюся параллельно пересечению двух жил. Линия $O''R''$ есть пересечение двух жил, спроектированное на ту же плоскость. Угол $RO''R''=31^\circ$ есть угол погружения пересечения двух жил.

Для того чтобы построить след жилы с простираем $CB\ 40^\circ$ на плоскости жилы с простираем $C3\ 30^\circ$ необходимо совместить жилу $C3\ 30^\circ$ с плоскостью карты. CD , след жилы на плоскости, используется как ось вращения при совмещении. Приняв линию $G''K'$ за радиус и точку G'' за центр, проводим дугу до пересечения GG' в точке S . Через точку S проводим линию SS' параллельно простираем жилы $C3\ 30^\circ$. Эта линия SS' есть след жилы $C3\ 30^\circ$ на нижней вспомогательной плоскости, приведенной к горизонтальному положению. Через точку N строим NT перпендикуляр к SS' . N — горизонтальная проекция точки на нижней вспомогательной плоскости; эта точка совпадает с T , если ее совместить с поверхностью земли. Линия OT есть след жилы $CB\ 40^\circ$ на плоскости жилы $C3\ 30^\circ$. Угол DOT , равный 39° , есть погружение следа жилы $CB\ 40^\circ$ на плоскость жилы $C3\ 30^\circ$.

Задачи

1. Вертикальная жила простирается в направлении $CB\ 45^\circ$ и сечет жилу, которая простирается широтно и падает на север под углом 30° . Определить направление и величину погружения пересечения жил.

2. Два крыла складки простираются в направлении $C3\ 45^\circ$ и $CB\ 5^\circ$ и падают соответственно под углами 40° ЮЗ и 70° З. Каковы направление и величина погружения складки?

3. Жила, простирающаяся в направлении $CB\ 25^\circ$ и падающая на запад под углом 30° , пересекает жилу с простираем $C3\ 35^\circ$ и падением 50° на ЮЗ. Начертить проекции пересечения: 1 — на горизонтальной плоскости, 2 — на вертикальной плоскости, простирающейся меридионально, 3 — на плоскости жилы с простираем $CB\ 25^\circ$ и 4 — на вертикальной плоскости, простирающейся параллельно направлению погружения пересечения, 5 — в какой из этих проекций можно заметить погружение непосредственно? 6 — каковы направление и величина погружения пересечения?

4. Жила с простираем $CB\ 25^\circ$ и падением 30° ЮВ сечет жилу с простираем 35° СЗ и падением 50° ЮЗ. Прodelать операции и ответить на вопросы, поставленные в задаче 3.

УПРАЖНЕНИЕ 9

ГЕОМЕТРИЧЕСКОЕ РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ О ТРЕХ ТОЧКАХ И СБРОСАХ С ВЕРТИКАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТЬЮ

Задача о трех точках

Метод, применяемый в этом упражнении при решении задачи о трех точках, основывается на графическом решении подобных треугольников. Для примера решим следующую задачу.

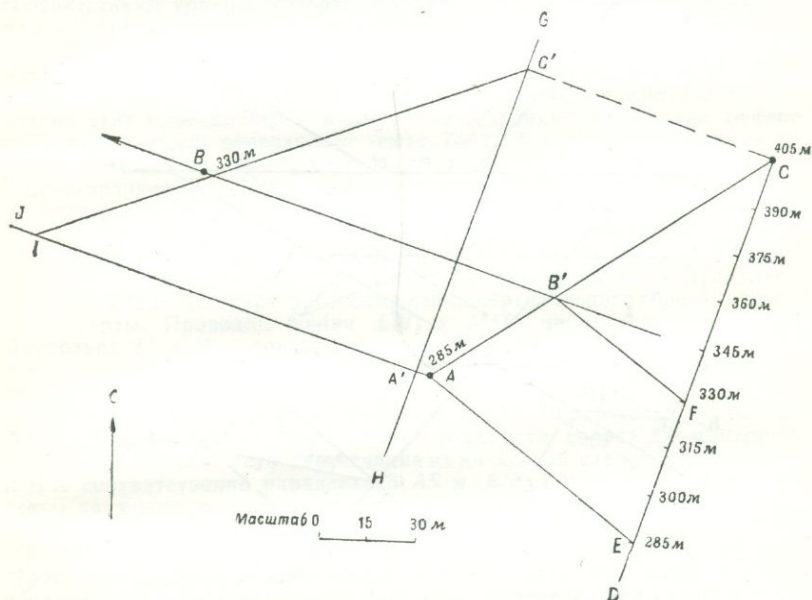


Рис. 302. Графическое решение задачи о трех точках.

Положение и высота A, B и C известны.

Дано (рис. 302). Точки A, B и C находятся на кровле пласта песчаника. Точка B лежит от точки A в направлении СЗ 85° на расстоянии (в плане) 90 м. Точка C лежит в направлении СВ 60° от A на расстоянии 120 м (в плане). Отметки точек A, B и C соответственно равны 285, 330 и 405 м.

Найти: простирание и падение кровли пласта песчаника. В каждом случае кровля пласта — плоская поверхность.

Построение (рис. 302): Наметим три точки по имеющимся данным, выбрав наиболее удобный масштаб. Проводим линию AC, соединяющую точки с наибольшей и наименьшей отметками. Какая-то точка на этой линии будет иметь отметку, равную отметке средней точки B.

Вдоль линии CD, проведенной в любом направлении от точки C, откладываем отрезок CE, равный разнице превышений между точками A и C в любом масштабе. На той же линии, в том же масштабе откладываем отрезок CF, равный разнице в превышениях между точками B и C.

Соединяем точки A и E линией; через точку F проводим линию, параллельную AE до пересечения с линией AC . Точка пересечения B' есть точка, имеющая отметку, равную отметке точки B . Линия, соединяющая точки B и B' , определяет простирание кровли пласта. В произвольном месте проводим линию GH перпендикулярно к простиранию пласта. Проекциями точек A и C на этой линии являются точки A' и C' . Линия CC' определяет простирание линии на кровле пласта с отметкой 405 м, а линия AA' — простирание линии на кровле пласта с отметкой 285 м. Падение таким образом определяется от точки C' к точке A' , т. е. к юго-западу.

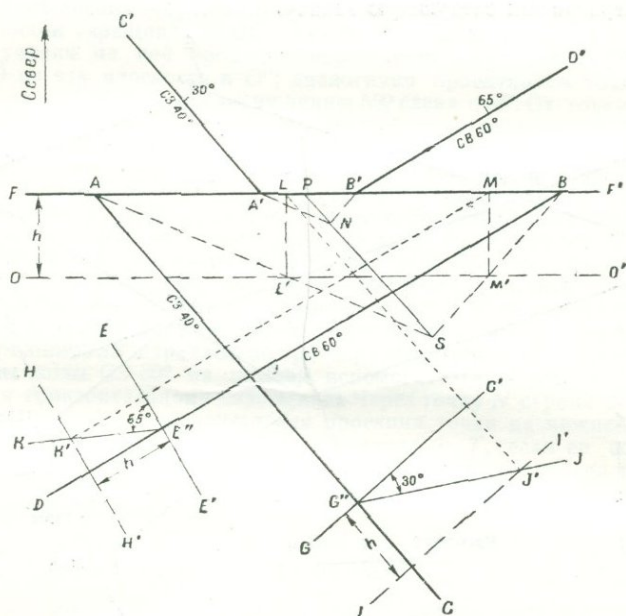


Рис. 303. Графическое решение задачи о перемещениях по вертикальному сбросу.

Строим вертикальный разрез по линии GH . Восстанавливаем перпендикуляр $A'J$ к GH в точке A' и на этой линии в масштабе карты откладываем отрезок $A'I$, равный разнице отметок между точками A и C . Соединяем точки I и C' . Угол $A'C'I$ равен углу падения кровли песчаника.

Вертикальный сброс

Нижеследующий пример является иллюстрацией графического способа определения положения сброса, когда известны отметки и положение двух смещенных им горизонтов на обеих сторонах сброса.

Дано (рис. 303). На поверхности с пологим рельефом имеется сброс с простиранием СВ 90° и с вертикальным падением; жила, простирающаяся в направлении СЗ 40° , падающая под углом 30° на СВ, обнажается в точке A и A' соответственно на южной и северной стороне сброса. Другая жила с простиранием 60° СВ и падением 65° СЗ обнажается в точках B и B' соответственно на южной и северной стороне сброса.

Найти: 1 — перемещение, 2 — погружение перемещения, 3 — простираание горизонтальной проекции перемещения и 4 — относительное движение вдоль плоскости сброса (т. е. определить, который блок двигался относительно другого вверх).

Построение. Проводим AC и $A'C'$ параллельно простираанию жилы $40^\circ СЗ$ и проводим BD и $B'D'$ параллельно простираанию жилы $60^\circ СВ$. Проводим линию EE' и GG' перпендикулярно к простираанию в любом месте, например, в точках E' и G' . Приняв эти линии за горизонтальные, построим структурные разрезы.

Проводим HH' параллельно линии EE' на произвольно выбранном расстоянии h ; проводим II' параллельно GG' на расстоянии h . Эти линии соответствуют уровню, который можем назвать нижней *вспомогательной плоскостью*; расстояние h — это расстояние от поверхности земли. Строим углы $G'G''J$ и $EE''K$, равные соответственно углам падения жил $30^\circ СЗ$ и $60^\circ СВ$. Проводим $J'L$ и $K'M$ соответственно параллельно AC и BD . Эти линии соответствуют горизонтальной проекции обеих жил. Во всех точках на этих проекциях обе жилы точно сохраняют расстояние, равное h от горизонтальной поверхности земли. Точка h есть горизонтальная проекция пересечения сброса, верхней вспомогательной плоскости и жилы с простираанием $40^\circ СЗ$ на южной стороне сброса. Точка h есть горизонтальная проекция пересечения сброса, нижней вспомогательной плоскости и жилы с простираанием $60^\circ СВ$ на южной стороне сброса.

Построим теперь вертикальный разрез по линии FF' , т. е. в плоскости сброса. Проведем OO' параллельно FF' на расстоянии h . Практически это построение делается при совмещении вертикального сброса с плоскостью карты. Проводим линии LL' и MM' перпендикулярно к FF' . Поскольку L' и M' — точки, лежащие на разрезе ниже точек L и M на расстоянии h от поверхности земли, они будут являться и точками жил, лежащими в поперечном сечении.

Проводим AL' и BM' ; продолжаем их до пересечения в точке S . AS и BS представляют следы жил на плоскости сброса (в поперечном сечении) и точка S есть пересечение их на южной стенке. Проводим $A'N$ и $B'N$ соответственно параллельно AS и BS . $A'N$ и $B'N$ представляют следы двух жил на плоскости сброса на северной стенке, а точка N является точкой пересечения их.

Строим NS . Эта линия характеризует общий сдвиг в плоскости сброса между двумя точками N и S , которые были совмещены до сбросообразования. NS является таким образом перемещением (net slip).

Продолжаем NS до пересечения с FF' в точке P . Угол SPF' есть угол склонения перемещения; в вертикальном сбросе погружение и склонение равны друг другу.

Перемещение должно лежать в плоскости сброса. Поскольку плоскость сброса вертикальна и простирается широтно, простираание горизонтальной проекции перемещения также широтно. Точка S имеет меньшую отметку в вертикальном сечении вдоль сброса, чем точка N , и находится на востоке от вертикальной линии, проходящей через точку N ; таким образом, южная стенка сброса двигалась вниз и на восток относительно северной стенки сброса.

Задачи

1. Кровля пласта угля обнажается на высоте 450 м. Второе обнажение этого горизонта находится на расстоянии 150 м к северу и имеет отметку 600 м; третье обнажение находится на расстоянии 75 м (в плане) в направлении $35^\circ СЗ$ от первого обнажения на высоте 540 м. Определить простираание и угол падения пласта угля.

1 Простираание жил дано в румбах, а не в азимутах. (Прим. перев.)

2. Вертикальный сброс простирается широтно по плоской равнине; две жилы *A* и *B* смещаются сбросом. Известно следующее: „расстояние“, замеренное на карте, к востоку от точки, в которой южный сегмент жилы *A* примыкает к сбросу:

Жила	Простирание	Падение	Расстояния	
			по южной стенке	по северной стенке
<i>A</i>	25° СЗ	55° СВ	0	30
<i>B</i>	40° СВ	40° СЗ	165	135

Определить: 1 — величину перемещения, 2 — склонение перемещения, 3 — простирание горизонтальной проекции перемещения и 4 — относительное движение вдоль сброса (т. е. какой блок двигался относительно другого вверх).

УПРАЖНЕНИЕ 10

ГЕОМЕТРИЧЕСКОЕ РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ
С НАКЛОННЫМИ СБРОСАМИ

Метод

Приведенный ниже пример иллюстрирует графический метод решения задачи о перемещениях по сбросу, который наклонен под углом, отличным от 90°, если положение каждого из двух смещенных горизонтов известно на обеих сторонах сброса.

Пример показывает также и метод определения смещенного горизонта на одной стороне сброса, если положение его на противоположной стороне сброса известно; направление и величина перемещения вдоль сброса также должны быть известны.

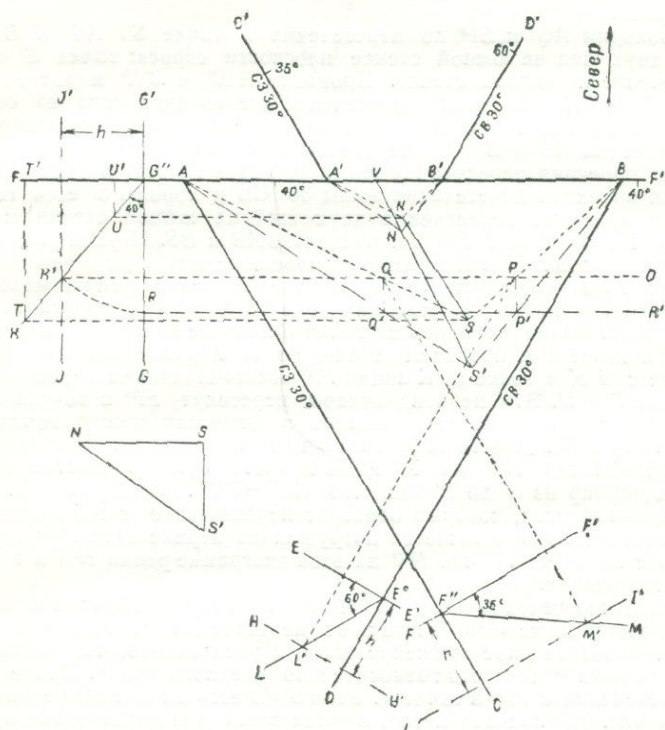
Дано (рис. 304): Поверхность отличается спокойным рельефом. Плоскость сброса FF' простирается широтно и падает под углом 40° на юг; жила простирается в направлении 30° СЗ и падает под углом 35° на СВ и проходит через точки *A* и *A'* соответственно на южной и северной стороне сброса. Другая жила простирается в направлении СВ 30° и падает под углом 60° на СЗ. Она проходит через точки *B* и *B'* соответственно на южной и северной сторонах сброса; третья жила простирается в направлении СВ 40° и падает на ЮВ под углом 70° и проходит через точку *X* на южной стороне сброса (см. рис. 305).

Найти: 1 — перемещение по сбросу, 2 — простирание горизонтальной проекции перемещения, 3 — склонение перемещения, 4 — относительное движение вдоль сброса, т. е. определить, какой блок двигался вверх. 5 — определить выход третьей жилы на северной стенке сброса.

Построение. Как показано на рис. 304, проводим линии AC и $A'C'$, параллельно жиле с простиранием СЗ 30° и линий BD и $B'D'$ параллельно жиле с простиранием СВ 30°. Проводим EE' , FF' и GG' перпендикулярно к BD , AC и FF' соответственно, из любых точек, таких, например, как E'' , F'' , G'' . Приняв эти линии за горизонталь, мы можем теперь приступить к построению поперечного разреза.

Проведем HH' параллельно EE' на произвольно выбранном расстоянии h ; построим II' и JJ' таким же путем. Эти линии соответствуют

уровню, который назовем *нижней вспомогательной плоскостью*; она находится на расстоянии h ниже поверхности земли. Построим угол $GG''K$, равный углу падения сброса; $G''K$ пересекает JJ' в точке K . Строим угол $EE'L$, равный углу падения жилы, равный 30° СВ; $E'L$ пересекает HH' в точке L' . Строим угол $F'F''M$, равный углу падения жилы 30° СЗ. $F''M$ пересекает II' в точке M' . Из K' проводим $K'O$ параллельно FF' .



Р и с. 304. Графическое решение задачи о перемещениях по наклонному сбросу.

Две жилы, одна с простиранием СЗ 30° и падением СВ 35° , другая с простиранием СВ 30° и падением СЗ 60° , смещены вдоль сброса FF' .

Из L' проводим линию, параллельную BD до пересечения $K'O$ в точке P . Через M' проводим линию, параллельную AC до пересечения $K'O$ в точке Q . $K'O$, $L'P$ и $M'Q$ изображают контуры сброса и жил; все точки этих линий лежат на расстоянии h ниже поверхности земли. Точки P и Q есть точки пересечения жил со сбросом на вспомогательной плоскости.

Построим разрез в плоскости сброса. Для этого необходимо повернуть плоскость сброса до совмещения с картой. Линию FF' используем как ось вращения. Радиусом $G''K'$ из точки G'' , как из центра, проводим

дугу до пересечения с GG' в точке R . $G'R$ — истинное расстояние по склону в плоскости сброса, между поверхностью земли и нижней вспомогательной плоскостью. Через точку R проводим RR' параллельно FF' . $BG''RR'$ есть разрез в плоскости сброса.

Из точки Q проводим линию, перпендикулярную к $K'O$ до пересечения RR' в точке Q' . Из точки P проводим линию, перпендикулярную к $K'O$ до пересечения с RR' в точке P' . Точки Q' и P' есть точки пересечения жил с нижней вспомогательной плоскостью, лежащей в плоскости сброса.

Проводим AQ' и BP' до пересечения в точке S' . AS' и BS' есть следы двух жил на южной стенке плоскости сброса: точка S' есть их пересечение на южной стенке. Проводим $A'N'$ и $B'N'$ параллельно AS' и BS' . Точка N' есть точка пересечения следов двух жил на северной стенке. Проводим линию $N'S'$, которая является перемещением (net slip).

Проводим AQ и BP до пересечения в точке S . AS есть горизонтальная проекция пересечения жилы 30° СЗ и сброса. BS есть горизонтальная проекция пересечения жилы 30° СВ и сброса. S есть горизонтальная проекция пересечения двух жил на южной стенке площади сброса. Проводим $A'N$ и $B'N$ параллельно AS и BS . Строим NS , которая является горизонтальной проекцией перемещения.

Для того чтобы определить склонение перемещения, необходимо найти отметки точек, для которых N и S являются горизонтальными проекциями. Проводим линию из точки S параллельно FF' до пересечения с $G''K$ в точке T и проводим линию из N параллельно FF' до пересечения с $G''K$ в точке U . К линии FF' восстанавливаем перпендикуляры в точках T и U . Эти перпендикуляры пересекут FF' в точках T' и U' . $T'U'$ в масштабе карты есть разница в отметках между точками, для которых N и S являются горизонтальными проекциями.

Откладываем NS на отдельном листе бумаги. Восстанавливаем перпендикуляр из S до S' так, что $S'S = T'U'$. Проводим NS' . SNS' — вертикальный угол, который образует перемещение с его горизонтальной проекцией; это и является погружением перемещения. Осложнением в работе является то, что NS' на этой диаграмме равно $N'S'$ в проделанных построениях.

Точка пересечения двух жил на южной стороне сброса с плоскостью сброса лежит ниже и на восток от пересечения на северной стороне сброса. Относительное движение вдоль сброса таково, что южный блок двигался вниз и на восток относительно северного блока. Проведем $N'S'$ до пересечения с FF' в точке V . Угол $S'VB$ есть склонение перемещения.

На рис. 305 показан метод, применяемый для нахождения проекции жилы с простираем 40° СВ на северной стенке сброса аналогичного сбросу, представленному на рис. 304. FF' — след сброса на карте. $K'O$ — горизонтальная проекция пересечения сброса и нижней вспомогательной плоскости, а RR' — то же пересечение после поворота до совмещения с плоскостью карты.

Месторасположение жилы с простираем СВ 40° на южной стенке сброса указано. Проводим XU параллельно простираению жилы. Из любой точки на XU , например, A'' , проводим AA'' перпендикулярно к XU . На расстоянии h от AA'' проводим перпендикуляр BB'' к XU . Строим угол $A'A''C$, равный 70° . Из точки пересечения $A'C$ и BB'' — C' проводим линию, параллельную к простираению жилы СВ 40° до пересечения $K'O$ в точке D . $C'D$ соответствует контуру жилы; во всех точках этой линии жила находится на расстоянии h ниже поверхности карты. Жила и сброс пересекаются на вспомогательной плоскости в точке D . Из точки D проводим линию, перпендикулярную к $K'O$ до пересечения RR' в точке D' . Точка D' есть точка пересечения жилы с нижней вспомогательной плоскостью в плоскости сброса.

Задачи

1. Широкий вертикальный сброс сечет район. Три жилы *A*, *B* и *C* секутся сбросом. Известны данные: расстояние, замеренное с запада на восток вдоль сброса (начальная точка *O*):

Жила	Простиране	Падение	Расстояние	
			по северной стенке в м	по южной стенке в м
<i>A</i>	10° СВ	45° ЮВ	0	45
<i>B</i>	40° СЗ	30° ЮЗ	165	150
<i>C</i>	45° СВ	60° ЮВ	210	—

1 — Определить перемещение (net slip), склонение перемещения, простиране горизонтальной проекции перемещения и относительное движение по сбросу, т. е. определить, который блок двигался вверх, 2 — нанести жилу *C* на южную стенку сброса.

2. Плоскость сброса имеет широтное простиране и падает под углом 40° на север. Три жилы — *A*, *B* и *C* пересекаются сбросом. Дано:

Жилы	Простиране	Падение	Расстояние	
			по северной стенке в м	по южной стенке в м
<i>A</i>	35° СВ	25° ЮВ	0	30
<i>B</i>	0° С	50° З	180	150
<i>C</i>	45° СЗ	55° СВ	240	—

1 — Определить перемещение, погружение и склонение перемещения, простиране горизонтальной проекции перемещения и относительное движение по сбросу. 2 — Нанести жилу *C* на южную стенку сброса.

УПРАЖНЕНИЕ II

НЕСОГЛАСИЯ, СБРОСЫ И СКЛАДКИ

Задачи

Дополнительные пояснения для этого упражнения не нужны.

1. Применить карту, на рис. 308, представляющую карту части района и Национального парка Гласьер, Монтана. 1 — постройте карту со структурными изолиниями контакта между породами альгонкия и мела; 2 — постройте структурные разрезы по линии *AB* и *CD*; 3 — укажите, каково соотношение между породами района Грейт Плейнс.

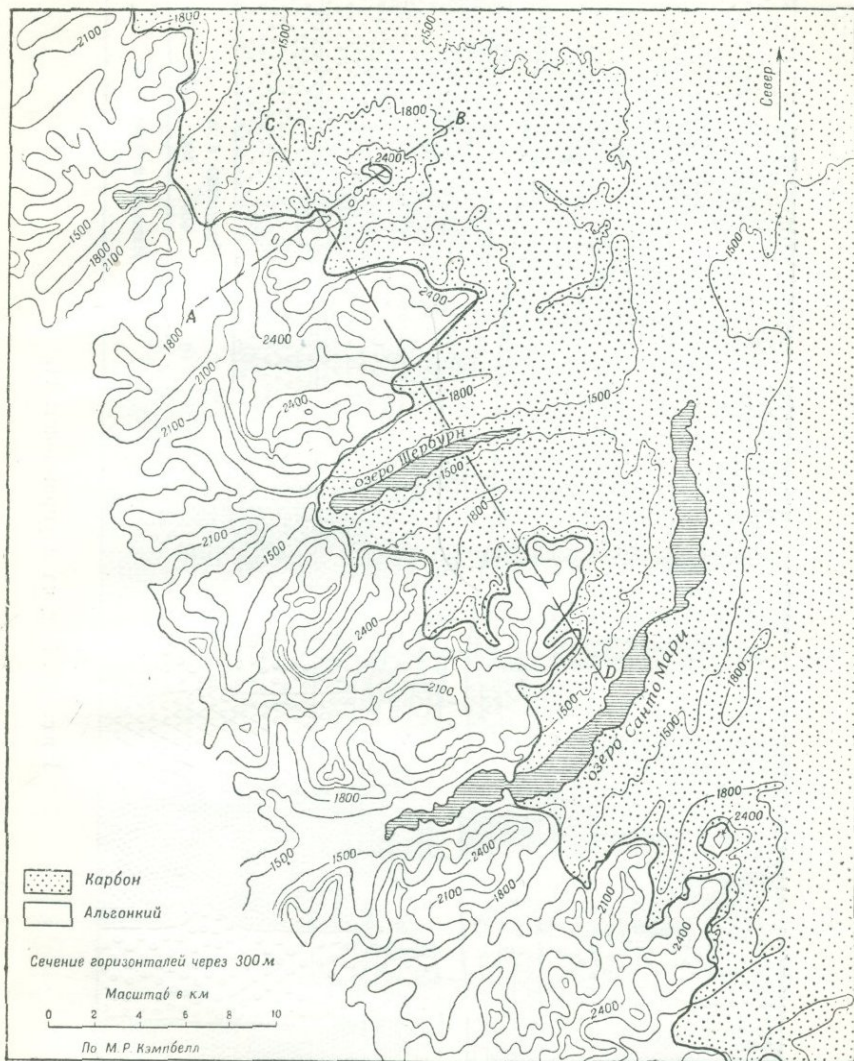


Рис. 306. Задача к упражнению 11.

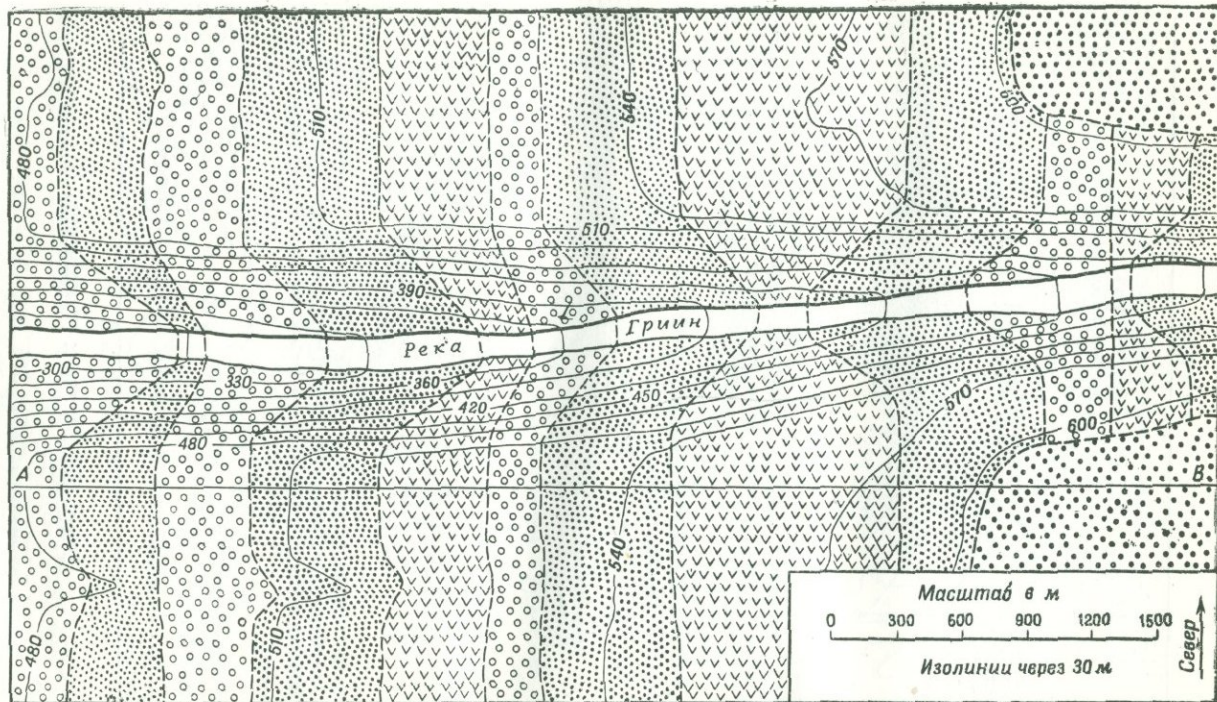


Рис. 307. Задача к упражнению 11.

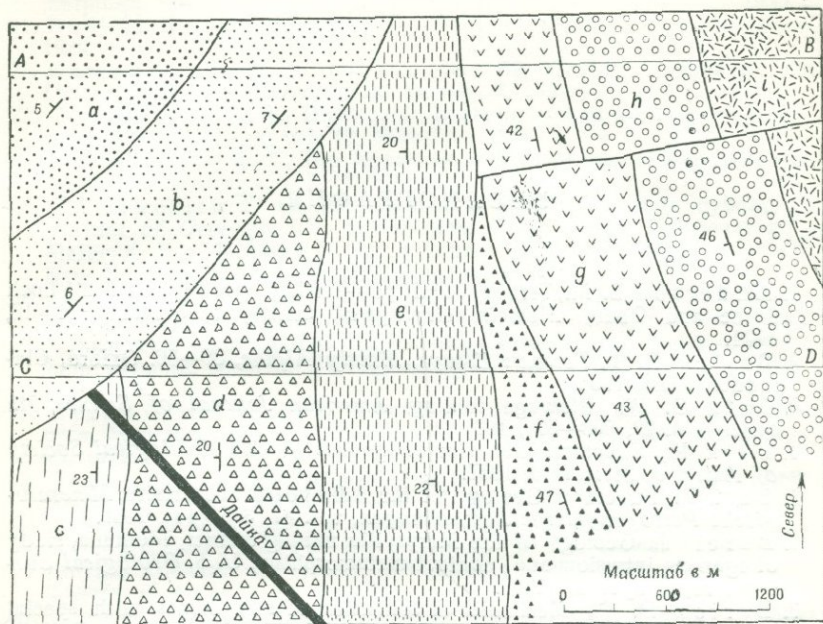


Рис. 308. Задача к упражнению II.

2. На рис. 307 представлено плато, рассеченное крупным ущельем, через которое прорывается река Грин. В районе четыре формации: одна обозначена кружками, вторая точками, третья галочками и четвертая черными точками. Построить структурный разрез по линии AB.

3. Применить карту на рис. 308. Для более быстрого чтения карты на ней даны буквенные обозначения. Алфавитный порядок обозначений не соответствует возрасту формаций. 1 — Построить два поперечных сечения по линии AB и CD; считать, что поверхность полога. 2 — Где несогласий есть в районе (судя по карте) и между какими формациями? 3 — Описать поперечный сброс в северо-восточном углу карты, 4 — описать дайку в юго-западном углу карты. 5 — Представить геологическую историю в виде таблицы.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. Anderson E. M., Tertiary and post-Tertiary geology of Mull, Loch Aline and Oban, *Memoirs Geological Survey of Scotland*, 11—12, 1924.
2. Bailey E. B., *Tectonic Essays, Mainly Alpine*, 36—56. Oxford, Clarendon Press, 1935.
3. Bain G. W., Flowage folding; *American Journal of Science*, 5th series, vol. 22, 503—530, 1931.
4. Balk R., Structural Behavior of Igneous Rocks. *Geological Society of America, Memoir* 5, 1937.
5. Balk R., Structural Geology of the Adirondack anorthosite, *Mineralogische Petrographische Mittheilungen*, vol. 41, 308—432, 1931.
6. Barell J., Geology of the Marysville mining district, Montana, study of igneous intrusion and contact metamorphism, *U. S. Geological Survey Prof. Paper* 57, 1907.
7. Barton D. C., Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf Coast salt domes of Texas and Louisiana, *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, vol. 17, 1025—1083, 1933.
8. Barton D. C. and Sawtell, G., Gulf Coast Oil Fields. Tulsa, *American Association Petroleum Geologists*, 1936.
9. Beckwith R. H., Trace-slip faults, *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, vol. 25, 2181—2193, 1941.
10. Bentz A. Drehwaagmessungen im Ries bei Nördlingen, *Geologische Einführung, Zeitschrift für Geophysik*, Band 7, 1—6, 1931.
11. Billings, K. F., Geological map of the Cardigan quadrangle, New Hampshire, *Bulletin Geological Society of America*, vol. 53, 177—178, 1942.
12. Billings M. P. Loomis F. B. Jr. and Stewart G. W., Carboniferous topography in the vicinity of Boston, Massachusetts, *Bulletin Geological Society of America*, vol. 50, 1939.
13. Billings M. P., Physiographic relations of the Lewis overthrust in Northern Montana, *American Journal of Science*, 5th ser. vol. 35, 260—272, 1938.
14. Billings M. P., Thrusting younger rocks over older, *American Journal of Science*, 5th ser., vol. 25, 140—165, 1933.
15. Birch F. and others, *Handbook of physical constants; Geological Society of America. Special Papers*, No. 36, 1942.
16. Blackwelder E., The recognition of fault scarps, *Journal of Geology*, vol. 36, 289—311, 1928.
17. Bridgman P. W., Reflections on rupture, *Journal of Applied Physics*, vol. 9, 517—528, 1938.
18. Bucher W. H., *Cryptovolcanic structures in the United States*, 16th International Geological Congress, 1055—1084, 1936.
19. Bucher W. H., *The Deformation of the Earth's Crust*, Princeton University Press, 1933.

20. Buddington A. E., Adirondack Igneous Rocks and their Metamorphism, *Geological Society of America, Memoir* 7, 305—333, 1939.
21. Busk H. G., *Earth Flexures*. Cambridge: Cambridge University Press, 1929.
22. Campbell M. R., Bristol folio, No. 59, *Geologic Atlas of the United States, U. S. Geological Survey*, 8, 1899.
23. Chamberlin R. T., Diastrophic behavior around the Bighorn Basin. *Journal of Geology*, vol. 48, 673—716, 1940.
24. Chamberlin R. T., The Appalachian folds of central Pennsylvania, *Journal of Geology*, vol. 18, 228—251, 1910.
25. Chamberlin T. G., The method of working multiple hypotheses, *Journal of Geology*, vol. 5, 837—848, 1897; также перепечатано у Mather K. F. and Mason S. L., *A Source Book in Geology*, 604—612, New York, McGraw-Hill Book Company, 1939.
26. Chapman C. A., Geology of the Mascoma quadrangle, New Hampshire. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 50, 127—180, 1930.
27. Chapman R. W. and C. A., Cauldron subsidence at Ascutney Mountain, Vermont, *Bulletin Geological Society of America*, vol. 51, 191—212, 1940.
28. Clapp C. H., Geology of a portion of the Rocky Mountains of northern Montana, *Montana Bureau of Mines and Geology, Memoir*, 4, 25, 1932.
29. Cloos E., The application of recent structural methods in the interpretation of the crystalline rocks of Maryland, *Maryland Geological Survey*, vol. 13, 27—103; особенно стр. 27—49, 1937.
30. Cloos E. and Hietanen A., Geology of the „Martic overthrust“, and the Glenarm series in Pennsylvania and Maryland, *Geological Society of America, Special Papers* 35, 1941.
31. Cloos H., *Einführung in die Geologie*, 193—200. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1935.
32. Cloos H., Hebung, Spaltung, Vulkanismus, *Geologische Rundschau*, Band 30. Zwischenheft 4A, 406—527, особенно стр. 434, 1939.
33. La Croix A., *La Montagne Pelée et ses Eruptions*, Paris; Masson et Cie, 1904.
34. Daly R. A., Geology of the North American Cordillera at the forty-ninth parallel, *Geological Survey of Canada, Memoir* 38, 492—493, 1912.
35. Daly R. A., *Igneous rocks and the depths of the earth*, New York, and London, McGraw-Hill Book Company, 1933.
36. Daly R. A., Metamorphism and its phases, *Bulletin of Geological Society of America*, vol. 28, 375—418, 1917.
37. Daly R. A., The geology of Ascutney Mountain, Vermont, *U. S. Geological Survey Bull.*, 209, 1903.
38. Daly R. A., *The Strength and Structure of the Earth*, New York, Prentice—Hall, Inc., 1940.
39. Darton N. H., Some structural features of the Northern Anthracite Coal Basin, Pennsylvania, *U. S. Geological Survey Prof. Paper* 193. 69—81, 1940.
40. Daubrée A., *Études synthétiques de géologie expérimentale*, 306—314, Paris, 1879.
41. Eardley A. J., Strong relief before block faulting in the vicinity of the Wasatch Mountains, Utah, *Journal of Geology*, vol. 41, 243—267, 1933.
42. Eardley A. J., Structure and physiography of the southern Wasatch Mountains, *Papers Michigan Academy Science Arts and Letters*, vol. 19, 377—400, 1933.
43. Fairbairn H. W., Elongation in deformed rocks, *Journal of Geology*, vol. 44, 670—680, 1936.

44. Fairbairn H. W., *Structural Petrology of Deformed Rocks*, Cambridge, Addison-Wisley Press, Inc. 1942.
45. Fath A. E., The origin of the faults, anticlines and buried „granite ridge,” of the northern part of the Mid-Continent oil and gas field, *U. S. Geological Survey Prof. Paper 128C*, 75—84, 1920.
46. Gardner L. S., The Hurricane fault in southwestern Utah and northwestern Arizona, *American Journal of Science*, vol. 239, 239—260, 1941.
47. Geikie A. *The Ancient Volcanoes of Great Britain*, vol. I and 2, New York. The Macmillan Company, 1897.
48. Gianella B. P. and Callaghan E., The Cedar Mountain, Nevada, Earthquake of Dec. 20, 1932, *Bulletin Seismological Society of America*, vol. 24, 345—377, 1934.
49. Gilbert G. K., *Report on the geology of the Henry Mountains* U. S. Geographic and Geologic Survey of the Rocky Mountain Region, 1880.
50. Gilbert G. K., Studies of Basin Range Structure, *U. S. Geological Survey Prof. Paper 153*, Fig. 12, 1928.
51. Gilbert G. K., The inculcation of scientific method, with an illustration drawn from Quaternary geology of Utah, *American Journal of Science*, 3rd series, vol. 31, 284—299, 1886.
52. Gilluly J., Geology and ore deposits of the Stockton and Fairfield quadrangles, Utah. *U. S. Geological Survey Prof. Paper 173*, 1932.
53. DeGolyer E. L., and others, *Geology of Salt Dome Oil Fields*. Chicago; *American Association Petroleum Geologists*, 1926.
54. Goodspeed G. E., Dilation and replacement dikes. *Journal of Geology*, vol. 48, 175—195, 1940.
55. Greenly E. and Williams H. *Methods in Geological Surveying*, New York D. Van Nostrand Co. 1930.
56. Griggs, D. T. A., theory of mountain building, *American Journal of Science*, vol. 237, 611—650, 1939.
57. Griggs D. T., Creep of rocks. *Journal of Geology*, vol. 47, 225—251, 1939.
58. Griggs D. T., Deformation of rocks under high confining pressure. *Journal of Geology*, vol. 44, 541—577, 1936.
59. Griggs D. T., Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallization. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 51, 1001—1022, 1940.
60. Griggs D. T. and Bell J. F., Experiments bearing on the orientation of quartz in deformed rocks. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 49, 1723—1746, 1938.
61. Grout F. F., The lopolith, an igneous form exemplified by the Duluth gabbro. *American Journal of Science*, 4th series, vol. 46, 516—522, 1918.
62. Hall A. L., The Bushveld igneous complex of the central Transvaal. *Geological Survey of South Africa, Memoir 28*, 1932.
63. Hancock E. T., Geology and oil gas prospects of the Lake Basin field Montana *U. S. Geological Survey Bull.*, 691, 101—147, 1918.
64. Harker A., *Metamorphism*. 2d edition. London, Methuen and Co., 1939.
65. Harker A. *The Natural History of Igneous Rocks*. 77—78. New York, The Macmillan Company, 1909.
66. Hayes C. W. and Paige S. *Handbook for Field Geologists*, 3rd edition. New York, John Wiley and Sons, 1921.
67. Heim A., *Geologie der Schweiz*, vol. I. and vol. 2. Leipzig, C. H. Tauchnitz, 1919, 1921 and 1922.

68. Hewett D. F., Geology and oil and coal resources of the Oregon, Meeteetse and Grass Creek Basin quadrangles, Wyoming, *U. S. Geological Survey Prof. Paper 145*, Fig. 5, 1926.
69. Hietanen A., On the petrology of Finnish quartzites. *Bulletin de la Commission Géologique de Finland*, No. 122, 1938.
70. Hobbs W. H., The earthquake of 1872 in the Owens Valley, California. *Beiträge zur Geophysik*, vol. 10, 352—385, 1910, 375, and Pl. XI.
71. Howe E., Experiments illustrating intrusion and erosion. *U. S. Geological Survey 21st Annual Report*, pt. 3, 291—303, 1901.
72. Hubbert M. K., Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 48, 1450—1520, 1937.
73. Hurlbut C. S., Jr. and Griggs D. T., Igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana, pt. 1. The laccoliths. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 50, 1043—1111, 1939.
74. Jones J. C., The Pleasant Valley, Nevada, Earthquake of October 2, 1915. *Bulletin Seismological Society of America*, vol. 4, 190—205, 1915.
75. Keith A. Roan Mountain Folio, No. 151. *Geologic Atlas of the United States*, *U. S. Geological Survey*, 1907.
76. Knopf E. B. and Ingerson E., Structural Petrology, *Memoir 6*, *Geological Society of America*, 1938.
77. Krynine P. D., Triassic sediments of Connecticut. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 52, 1919 (abstract), 1941.
78. Lahee F. H., *Field Geology*, 4th edition. New York, McGraw-Hill Book Company, 1941.
79. Lawson A. C., Isostatic compensation considered as a cause of thrusting. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 32, 337—351, 1922.
80. Lee J. S., *The Geology of China*, 282—366. London, Thomas Murby and Co. 1939.
81. Leith C. K., Rock cleavage, *U. S. Geological Survey Bull.*, 239, 1905.
82. Longwell C. R., Geology of the Muddy Mountains, Nevada. *U. S. Geological Survey Bull.* 798, p. 110, 1928.
83. Longwell C. R., Sedimentation in relation to faulting. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 48, 433—442; особенно стр. 436, 1937.
84. Longwell C. R., Thurst faults of peculiar type. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 44, 93 (abstract), 1933.
85. Love A. E. H., *A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity*, 4th ed., Cambridge (England). Cambridge University Press, 1934.
86. Lugeon M., *Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, Nouvelle Serie*, vol. 39, 94, Berne, 1914.
87. Mansfield G. R., Geology, geography, and mineral resources of southeastern Idaho. *U. S. Geological Survey Prof. Paper 1929*.
88. Mead W. J., Folding, rock flowage, and foliate structures, *Journal of Geology*, vol. 48, 1007—1021, 1940.
89. Mead W. J., Notes on the mechanics of geologic structures. *Journal of Geology*, vol. 28, 505—523, 1920.
90. Mertie J. B., Jr., Graphic and mechanical computation of thickness of strata and distance to a stratum. *U. S. Geological Survey Prof. Paper 129*, 39—52, 1922.
91. Mertie J. B., Jr., Stratigraphic measurements in parallel folds. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 51, 1107—1134, 1940.
92. Modell D. Ring-dike complex of the Belknap Mountains. New Hampshire. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 47, 1885—1932, 1936.

93. Mrazec M. L., „Les plis diapirs et le diapirisme en général“, *Comptes rendus, Institut géologique de Roumanie*, vol. 6, 226—272, 1927.
94. Nettleton L. L., Fluid mechanics of salt domes. *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, vol. 18, 1175—1204, 1934; также Gulf Coast Oil Fields, 79—108, Tulsa. *American Association Petroleum Geologists*, 1936.
95. Nichols R. L., Flow-units in basalt. *Journal of Geology*, vol. 44, 617—630, 1936.
96. Nichols R. L., Pressure ridges and collapse depressions on the McCarty basalt flow, New Mexico. *Transactions American Geophysical Union*, pt. 3. 432—433, 1939.
97. Osborne F. F. and Lowther G. K., Petrotectonics at Shawinigan Falls, Quebec. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 47, 1343—1370, 1936.
98. Paige S., The bearing of progressive increase of viscosity during intrusion on the form of laccoliths. *Journal of Geology*, vol. 21, 541—549, 1913.
99. Palmer H. S., New graphic method for determining the depth and thickness of strata and the projection of dip. *U. S. Geological Survey Prof. Paper*, 120, 122—128; 1918.
100. Parsons W. H., Volcanic centers of the Sunlight area, Park County, Wyoming. *Journal of Geology*, vol. 47, 1—26, 1939.
101. Peach B. N. and Horne J., *Chapters on the Geology of Scotland*, Pl. 1. London, Oxford University Press, 1930.
102. Peach B. N., Horne J., Gunn W., Glough C. T., Hinxman L. W. and Teall J. J. H., The geological structure of the North-West Highlands of Scotland. *Memoir Geological Survey of Great Britain*, 463—594, Glasgow, 1907.
103. Phillips F. C., A fabric study of some Moine schists and associated rocks. *Quarterly Journal Geological Society of London*, vol. 93, 581—620, 1937.
104. Raymond P. E. and Willard B., A structure section across the Canadian Rockies. *Journal of Geology*, vol. 39, 97—116, 1931.
105. Reyer E., *Theoretische Geologie*, Fig. 84, Stuttgart E. Schweizerbart'sche Verlagschandlung, 1888.
106. Richey J. E., *The Tertiary volcanic districts*. British Regional Geology. Scotland, Edinburgh, 1935.
107. Robinson H. R., The San Francisco volcanic field, Arizona, *U. S. Geological Survey Prof. Paper*, 76, 1913.
108. Rouse J. T., The structure, inclusion and alternation of the Deer Creek intrusive, Wyoming. *American Journal of Science*, vol. 26, 139—146, 1933.
109. Russell R. J., *Journal of Geology*, vol. 34, 507—511, 1926.
110. Sanders C. W., Emba salt dome region, U.S.S.R., and some comparisons with some other salt dome regions. *Bulletin American Association Petroleum Geologists*, vol. 23, 492—516, 1933.
111. Sederholm J. J., On migmatites and associated Precambrian rocks of southern Finland. *Commission Géologique de Finland Bulletins* 58, 77 and 107, 1923, 1926 and 1934.
112. Sharp R. P., Basin-range structure of the Ruby-East Humboldt Range, northeastern Nevada. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 50, 881—920, 1939.
113. Sharp R. P., Ep-Archean and Ep-Algonkian erosion surfaces, Grand Canyon, Arizona. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 51, 1235—1270; особенно стр. 1244, 1940.
114. Spieker E. M. and Baker A. A. Jr., Geology and coal resources of the Salina Canyon district, Sevier County, Utah, *U. S. Geological Survey Bulletin* 795, 125—170, 1928.

115. Spieker E. M. and Billings M. P., Glaciation in the Wasatch Plateau, Utah. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 51, 1173—1198; особенно табл. 5, 1940.
116. Stearns H. T. and Clark W. O., Geology and water resources of the Kau district, Hawaii, *U. S. Geological Survey Water-Supply Paper* 616, 29—194, 1940.
117. Stearns H. T., Volcanism in the Mud Lake area, Idaho. *American Journal Science*, 5th series, vol. 11, 353—363, 1926.
118. Stevens E. H., Inertia as a possible factor in the mechanics of low-angle thrust faulting. *Journal of Geology*, 729—736, 1935.
119. Stille H. The Upr thrust of the Salt Masses of Germany, Geology of Salt Dome Oil Fields, 142—166 p. Chicago. *American Association Petroleum Geologists*, 1926.
120. Suess E., *Das Antlitz der Erde*, Band I. Leipzig. G. Freytag, 1885.
121. Suess E., *Das Antlitz der Erde*, Band 3. Hälfte 2, 633 p. Leipzig; G. Freytag, 1909.
122. Suess E., *Einige Bemerkungen über den Mond*. Sitzungsberichte der Mathematische-Naturwissenschaftlichen Klasse der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Band CIV, Abtheilung I, 21—54, особенно 52—54, 1895.
123. Suess E., *The Face of the Earth*, vol. 5, Oxford, Clarendon Press, 1904—1924.
124. Taber St., Fault throughs, *Journal of Geology*, vol. 35, 577—606, 1927.
125. Turner F. J., Structural Petrology of the schists of eastern Otago, New Zealand. *American Journal of Science*, vol. 238, 73—106, 153—191, 1940.
126. Twenhofel W. H., *Principles of Sedimentation*, особенно стр. 494—568, New York, McGraw-Hill Book Company, 1939.
127. Tyrrell G. W., *Volcanoes*. London, Thornton Butterworth, 1931.
128. Voitesti I. P., Geology of the Salt Domes in the Carpathian Region of Rumania. Geology of Salt Dome Oil Fields, 87—128, *Chicago American Association Petroleum Geologists*, 1926.
129. Wagner P. A., The Diamond Fields of Southern Africa. Johannesburg. *The Transvaal Leader*, 1914.
130. Waters A. C. and Campbell C. D., Mylonites from the San Andreas fault zone. *American Journal of Science*, vol. 29, 473—503, 1935.
131. Wentworth C. K. and Williams H., The classification and terminology of the pyroclastic rocks. *Bulletin National Research Council*, No. 89, 19—53, 1932.
132. Williams H., Calderas and their origin, University of California, *Department Geological Sciences, Bulletin*, vol. 25, 239—346, 1941.
133. Williams H., Newberry volcano of central Oregon. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 48, 253—304, 1935.
134. Williams H., The history and character of volcanic domes, University of California, *Department Geological Sciences Bulletin*, vol. 21, 51—146, 1932.
135. Willis B. and Willis R., *Geologic Structures*, 3d edition, 19. New York, McGraw-Hill Book Company, 1934.
136. Willis B., The mechanics of Appalachian structure *U. S. Geol.-Survey 13th Annual Report*, pt. 2, 211—281, 1893.
137. Wilson M. E., Structural features of the Keewatin volcanic rocks of western Quebec. *Bulletin Geological Society of America*, vol. 53, 53—70, особенно стр. 62—64, 1942.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие к русскому изданию	5
Предисловие автора	6
Глава 1.	
СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ	7
Положение структурной геологии среди геологических наук.	
Разделы структурной геологии. Содержание данной книги.	
Глава 2.	
ОСНОВЫ МЕХАНИКИ	14
<i>Материя земной коры.</i> Атомы. Газы, жидкости и твердые тела. <i>Сила.</i> Сила и ускорение. Сложение и разложение сил. <i>Напряжения.</i> Понятие о напряжении. Гидростатическое, или всестороннее, давление. Ориентированные силы. Измерение напряжения. <i>Деформация.</i> Определение. Три стадии деформации. Диаграмма напряжения,— деформация. <i>Факторы, обуславливающие поведение материала.</i> Всестороннее давление. Температура. Факторы времени: усталость и ползучесть. Растворы. Выводы. <i>Механика пластической деформации.</i> Постановка вопроса. Межзерновые движения. Трансляционные движения. Перекристаллизация. <i>Эллипсоид деформации.</i> Деформация в земной коре.	
Глава 3.	
ОПИСАНИЕ СКЛАДОВ	40
<i>Введение. Положение пластов. Части складок. Типы складок. Погружение складок. Складчатые области или орогены. Поведение складок на глубине. Вычисление глубины складчатости.</i>	
Глава 4.	
ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ И ИЗОБРАЖЕНИЕ СКЛАДОВ	69
<i>Распознавание складок.</i> Непосредственное наблюдение. Картирование положения пластов. Структурная карта. Рельеф. <i>Определение кровли пластов по генетическим особенностям.</i> Сущность вопроса. Палеонтологический метод. Использование первичной формы залегания пластов. Рябь. Косая слоистость. Ритмическая слоистость. Местные несогласия, эрозивные углубления и отторженцы. Трещины усыхания. Подушечная текстура. Пузырчатая или окисленная кровля лавовых потоков. Полевые методы. <i>Определение кровли пластов путем изучения складок волочения.</i> Зависимость положения складок волочения от осей основных складок. Складки волочения в поперечном сечении. Складки волочения в трех измерениях. Пример использования складок волочения. Складки второго порядка. Ограничения метода. <i>Изображение складок.</i> Фотографии и зарисовки. Карты. Структурные разрезы. Структурные изолинии. Блок-диаграммы. Модели.	

Глава 5.		
МЕХАНИЗМ И ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ		99
<i>Механизм складчатости. Складчатость изгиба. Складчатость течения. Складчатость скальвания. Складки, связанные с вертикальными движениями. Причины складчатости. Горизонтальное сжатие. Горизонтальная пара сил. Подкоровые течения. Интрузия магмы, внедрение соли и вертикальные силы неизвестного происхождения. Дифференциальное уплотнение осадков. Химические изменения. Давление льда. Деформации, одновременные с осадкообразованием.</i>		
Глава 6.		
РАЗРЫВНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ		111
<i>Введение. Растяжение. Сжатие. Пары сил. Кручение. Разрывы и эллипсоид деформации. Разрывы в горных породах.</i>		
Глава 7.		
ТРЕЩИНЫ		123
<i>Основные представления. Геометрическая классификация. Генетическая классификация. Расслоенность.</i>		
Глава 8.		
ОПИСАНИЕ И КЛАССИФИКАЦИЯ СБРОСОВ (faults)		147
<i>Общая характеристика. Природа движений вдоль сбросов. Поступательные и вращательные движения. Относительные движения. Разрывы пластов. Вычисление перемещения. Вертикальная (размах — throw) и горизонтальная (зияние — heave) составляющие смещения. Разобшение. Классификация. Геометрическая классификация. Генетическая классификация.</i>		
Глава 9.		
КРИТЕРИИ ДЛЯ УСТАНОВЛЕНИЯ СБРОСОВ		172
<i>Введение. Прерванность деформационных структур. Повторяемость и выпадение пластов. Характерные особенности плоскостей сбросов. Окварцевание и минерализация. Внезапные изменения в фациях осадочных пород. Геоморфологические критерии. Различия между сбросовыми уступами, уступами выходов плоскостей сбросов и сложными сбросовыми уступами.</i>		
Глава 10.		
НАДВИГОВЫЕ НАРУШЕНИЯ		189
<i>Введение. Терминология. Покровы. Механизм надвигообразования.</i>		
Глава 11.		
СБРОСЫ		208
<i>Введение. Положение, размер и форма. Кулисообразные гравитационные сбросы. Сбросовые глыбы. Грабени и горсты. Периодичность сбросообразования. Происхождение гравитационных сбросов.</i>		
Глава 12.		
ВТОРИЧНАЯ СЛАНЦЕВАТОСТЬ И ЛИНЕЙНАЯ ОРИЕНТИРОВКА		228
<i>Введение. Типы кливажа. Кливаж течения. Кливаж разлома. Кливаж скальвания. Кливаж напластования. Классификация. Различная интерпретация кливажа. Вторичная линейная ориентировка. Связь между кливажем и основными дефор-</i>		

мационными структурами. Введение. Кливаж течения. Кливаж разлома. Кливаж скальвания. Кливаж напластования. Повторная деформация. Выводы. *Применение и происхождение линейной ориентировки.*

Глава 13.

НЕСОГЛАСИЯ 256

Введение. Типы несогласий. Распознавание несогласий. Выход в одном обнажении. Площадное картирование. Резкие различия в степени плотности. Резкие различия в степени метаморфизма. Резкие различия в интенсивности складчатости. Соотношение с интрузивами. Критерии отличия сбросов от несогласий.

Глава 14.

СОЛЯНЫЕ КУПОЛА 269

Введение. Форма, размер и состав. Происхождение соляных куполов. Развитие структур соляных куполов. Экономического значения.

Глава 15.

ПЛУТОНЫ 277

Введение. Внутренняя структура. Возрастные соотношения с смежными породами. Структурные взаимоотношения с вмещающими породами. Определение формы и размера плутонов. Согласные плутоны. Интрузивные залежи. Лакколиты. Лополиты. Факолиты. Другие согласные плутоны. Несогласные плутоны. Дайки. Вулканические жерла. Кольцевые дайки. Батолиты и штоки. Время внедрения интрузии.

Глава 16.

ТЕКТОНИКА ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ 316

Введение. Текстуры стадии течения. Движение магмы. Плоскостная текстура течения. Линейная текстура течения. Текстуры переходной стадии. Состояние магмы. Флексуры. Полости, заполненные гранитом. Текстуры твердой стадии. Состояние магмы. Поперечные трещины. Продольные трещины. Диагональные трещины. Краевые трещины. Первичные пологие трещины. Пологопадающие сбросы. Краевые надвиги. Зависимость между текстурами. Различия между первичными и вторичными текстурами. Постановка вопроса. Плоскостные текстуры. Линейная ориентировка. Критика. Основы механики интрузий.

Глава 17.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ 331

Введение. Лавовые потоки. Характер лавовых потоков. Критерии отличия лавовых потоков от интрузивных залежей. Пирокластические пласты. Трещинные извержения. Общий характер центральных извержений. Вулканы. Общая характеристика. Классификация вулканов, основанная на их внутреннем строении. Классификация, основанная на группировке вулканов. Кратеры, кальдеры и подобные им образования. Кратеры. Кальдеры. Скрытовулканические структурные формы Соединенных Штатов. Жерловины.

Глава 18.

СТРУКТУРНАЯ ПЕТРОЛОГИЯ	351
<i>Введение. Полевые наблюдения. Лабораторные наблюдения. Симметрия микроориентировки. Симметрия движения. Корреляция петротектонической симметрии и симметрии движения. Механизм ориентировки минералов. Типы тектонитов. Применение структурной петрологии в поле.</i>	
ЛАБОРАТОРНЫЕ УПРАЖНЕНИЯ	
1. Мощность и глубина залегания пласта	374
2. Типы выходов горизонтально и вертикально-залегających пластов	382
3. Формы наклоннозалегających пластов; задачи трех точек	386
4. Структурные разрезы складчатых пластов	392
5. Геометрическое построение складок	396
6. Структурные изолинии и изолинии равных мощностей (изопахиты)	399
7. Решение задач о сбросах тригонометрическим методом	403
8. Проекция	407
9. Геометрическое решение задач о трех точках и сбросах с вертикальной плоскостью	411
10. Геометрическое решение задач с наклонными сбросами	414
11. Несогласия, сбросы и складки	418
БИБЛИОГРАФИЯ	422

Редакторы *И. В. Батюшкова* и *Г. П. Горшков*
Технический редактор *А. Н. Никифорова*
Корректор *М. М. Шулименко*

*

Сдано в производство 19/IV 1948 г. Подписано
к печати 30/XII 1948 г. А-12170. Печ. л. 27+2 вкл.
Уч.-издат. л. 25,2. Формат 60×92¹/₁₆. Издат.
№ 5/19. Цена 26 руб. Зак. № 1545

*

2-я типография „Печатный Двор“ им.
А. М. Горького Главподграфиздата при
Совете Министров СССР, Ленинград,
Гатчинская, 26.



26 p.

8597