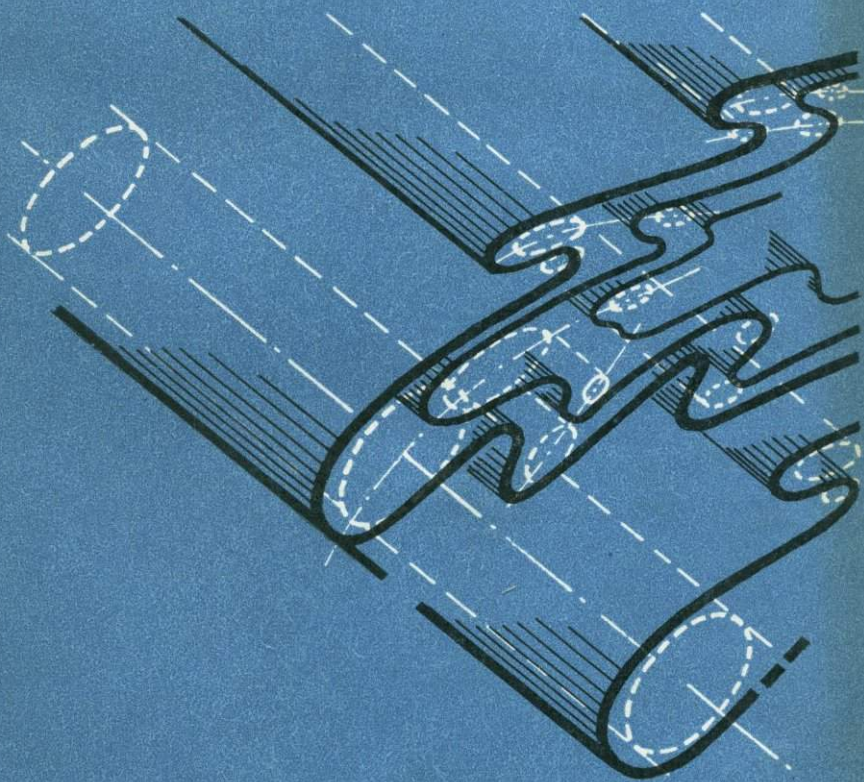


Дж. Уилсон

Геологические структуры малых форм



Дж. Уилсон
Геологические
структуры
малых форм

Gilbert Wilson

Department of Geology
Imperial College of Science and Technology

London, N.W. 2
J. W. Clarendon

London
GEORGE ALLEN & UNWIN

Introduction to Small-scale Geological Structures

Gilbert Wilson

*Department of Geology,
Imperial College of Science and Technology*

in collaboration with
J. W. Cosgrove

London
GEORGE ALLEN & UNWIN
Boston ◦ Sydney

Дж. Уилсон

Геологические структуры малых форм

Перевод с английского П.П. Смолина



МОСКВА „НЕДРА” 1985



4492

Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм. Пер. с англ. — М.: Недра, 1985. — 112 с. — Пер. изд.: Великобритания, 1982.

Рассмотрены типы малых структурных форм, их соотношения, способы получения данных о крупных структурах по результатам наблюдений над мелкими структурами. Описаны трещиноватость, кливаж, сланцеватость, будинаж, наложение разновозрастных малых структур и некоторые другие структуры, широко распространенные в метаморфических толщах. Дается понятие о симметрии структур и принципах ее использования при геологических исследованиях.

Для геологов, занимающихся картированием различных масштабов, поисками и разведкой месторождений полезных ископаемых; будет полезна студентам геологических специальностей вузов и университетов.

Ил. 64, список лит. — 80 назв.

Рекомендовано к переводу докт. геол.-минер. наук В. В. Эзом (Институт физики Земли АН СССР).

© G. Wilson, 1982.

This book is copyright under the Berne Convention. No reproduction without permission. All rights reserved.

Книга впервые издана на английском языке фирмой «Джордж Аллен и Анун Лтд», 40 Мьюнзум Стрит, Лондон WC1A 1JU, Великобритания, © Перевод на русский язык, «Недра», 1985.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящей книге под геологическими структурами малых форм понимаются проявления тектоники, наблюдающиеся в поле невооруженным глазом. По размерам они варьируют от шtuфа до обнажения или даже склона горы. Такие структуры представляют видимые результаты деформации горных пород, обусловленной локальными напряжениями и движениями, которые в свою очередь бывают вызваны внешними тектоническими силами иногда неизвестного происхождения. Распознавание структур малых форм, понимание их происхождения и значения помогают расшифровывать региональные геологические структуры. В регионах, сложенных немymi смятыми в интенсивные складки толщами, рассматриваемые в этой книге тектонические элементы позволяют устанавливать истинную стратиграфическую последовательность слоев, а в местностях, претерпевших наложенные тектонические движения, они предоставляют возможность различать последовательность фаз или событий тектонической истории. В книге приведены описания обычных тектонических структур малых форм, рассматриваются способы их формирования, а также ограничения в генетических выводах, которые возможны на основании их наблюдения в поле.

Дж. Уилсон
Июнь 1981 г.

БЛАГОДАРНОСТИ

Большая часть материала, изложенного в этой книге, в сжатом виде докладывалась на конференции Геологического общества Бельгии в 1958 г., а затем была опубликована в трудах этого общества в 1961 г. Краеугольным камнем в этом материале были лекции по структурной геологии профессоров Ч. К. Лейта и У. Дж. Мида, которые я прослушал много лет назад в Висконсинском университете. Конечно, эти данные дополнены новой терминологией и новыми добытыми за этот период знаниями, однако само по себе понимание значения мелких структур для полевого изучения региональной тектоники пришло ко мне от этих двух учителей.

В подготовке варианта книги, опубликованной в 1961 г., я пользовался помощью многих моих коллег по геологическому факультету Имперского Колледжа в Лондоне. Покойный профессор Х. Х. Рид, профессор Дж. Саттон и его супруга, профессор Ж. Уотсон читали работу на разных стадиях ее подготовки и сделали многочисленные полезные замечания. Очень помог мне профессор Дж. Г. Рамсей со своим глубоким пониманием эффектов наложения фаз тектоники в сложных метаморфических толщах.

В начале 80-х годов возникла необходимость привлечь к переработке этой книги специалиста с более современным подходом к структурной геологии, и я с удовольствием представляю теперь соавтора, преподавателя геологического факультета Имперского Колледжа Дж. Косгроува. Он особенно помог в обработке и использовании публикаций последнего периода.

Разрешение воспроизвести рисунки 21, 22, 42 и 64, в любезно предоставлено Правлением Лондонского Геологического общества. Совет Ассоциации геологов позволил мне воспроизвести рисунки 1, 11, 18, в, 28 и 55. Рис. 15 выполнен с фотографии А. Дж. Балла, рис. 18 и 20 заимствованы из работ Д. Флинна.

Наконец, я благодарен моей жене, особенно за перевод моих записей на французский, а также профессору Паулю Фурмарье за содействие и дружескую поддержку при выполнении этой работы.

1. Введение

Профессор Чарльз Лэпуорт еще в 1893 г. указывал, что помимо обычно рассматриваемых в свете современных процессов двух стадий существования геологических образований — их отложения и разрушения — следует изучать также третью стадию — их деформацию. К познанию деформации нельзя привлечь современные процессы, однако этому во многом способствуют результаты экспериментальных лабораторных исследований и приложение принципов механики к интерпретациям наблюдающихся структур. За время, прошедшее после высказывания Ч. Лэпуорта, в результате «изучения деформации» возникла и развилась в самостоятельную научную дисциплину структурная геология, или тектоника. Во многом положения тектоники, разработанные с использованием математических методов и теории механики, сложны для понимания неспециалистов, которые или вовсе оставляют попытки использовать достижения этой науки, или теряются в лабиринте деталей и терминов.

В настоящей книге предпринята попытка показать рядовым полевым геологам важное значение многих геологических структур малых форм, наблюдающихся в горных породах. К ним, в понимании автора, относятся проявления тектоники, легко наблюдаемые в поле, но слишком мелкие для изображения на картах масштаба менее 1:10 000. Как выразился о них профессор Е. Верманн, такие структуры имеют масштаб обнажения или штуфа. Значение этих тектонических элементов сводится к четырем аспектам: 1) распознавание по частным фрагментам геометрических особенностей более крупных структур и стратиграфической последовательности слоев, 2) использование в качестве «тектонических флюгеров» для оценки направления и знака локальных движений в горных породах, 3) выявление распределения напряжений, обусловивших деформацию, 4) расшифровка последовательности фаз неоднократно деформированных толщ.

В понимании автора структурная геология и тектоника как научные дисциплины имеют самостоятельное содержание. Первая из них изучает преимущественно геометрические элементы, тогда как тектоника в соответствии с определением профессора Х. Рида объясняет «... соотношения геологической структуры с движениями и силами, проявившимися в регионе» [55]. Структурную геологию можно сравнить со статистической фотографией, а тектонику с кинематографом. И хотя Ж. Гогель полагал, что кинематика «... геометрия во времени», мы можем оценивать жизнь пород в результате введения фактора времени. Это означает, что в рамках единой исторической геологии при изучении структур можно переходить от проблем геометрии к динамике.

Обстановка первичной седиментации фиксируется фациальными характеристиками, тогда как дальнейшая эволюция горных по-

род проявляется в них процессами диагенеза, а затем — деформации и метаморфизма. Задачи структурной геологии и тектоники не ограничиваются изучением механизмов деформации горных пород. Эти дисциплины стремятся распространить изучение геологической истории горных пород за обычные рамки стратиграфических и седиментологических исследований. Такие интерпретации, однако, возможны лишь при понимании способов формирования различных структур, что в этой области имеет такое же важное значение, как понимание принципов эволюции органического мира для палеонтолога. Поэтому в следующей главе кратко рассмотрены соотношения между приложенными силами и обусловленной ими деформацией и приведены простые примеры соответствующих геологических структур. Далее детальнее описываются и обсуждаются обычные разновидности этих структур и предпринята попытка оценить их тектоническое значение.

2. Напряжение и деформация

Рассмотрим сферический элемент горной породы в статическом регионе земной коры. Напряжение (сила на единицу площади), действующее на этот элемент, будет одинаковым во всех направлениях. Такое напряженное состояние называется гидростатическим и определено Е. Андерсоном [1] как стандартное. Однако напряженное состояние в земной коре часто бывает не истинно гидростатическим. Тем не менее любая система сбалансированных напряжений независимо от того, какими силами она обусловлена — сжимающими, растягивающими или скручивающими, может быть разложена на три главных напряжения, ориентированных под прямыми углами друг к другу [48]. Эти главные напряжения могут быть обозначены символами как максимальное (P_{\max}), промежуточное (P_{intermed}) и минимальное (P_{\min}). Часто они также обозначаются греческими буквами — соответственно σ_1 , σ_2 и σ_3 .

В общем P_{\max} и P_{\min} представляют напряжения сжатия, и вызывает сомнения возможность реального проявления в земной коре истинных напряжений растяжения. Это, однако, не означает, что горные породы не могут разрушаться в процессе растяжения. Фактор, определяющий способ разрушения пород посредством растяжения или скальвания, заключается в разности напряжений, или дифференциальном напряжении ($\sigma_1 - \sigma_3$) [49]. Большие величины дифференциального напряжения определяют разрушение посредством скальвания, а небольшие — растяжения.

Во всех случаях напряженное состояние можно отобразить тремя взаимно перпендикулярными главными напряжениями. Трехосный эллипсоид с осями, параллельными и равными по длине этим векторным параметрам, называется эллипсоидом напряжения. Для стандартного гидростатического состояния этот эллипсоид упрощается до сферы. Физический эффект напряженного состояния с тремя неравными главными напряжениями наилучшим образом иллюстрируется поведением упомянутого в начале главы сферического элемента горной породы. Последний в этом случае должен деформироваться, также преобразуясь в трехосный эллипсоид (рис. 1), который соответственно и называют эллипсоидом деформации.

При бесконечно малой деформации, которой обычно оперируют в механике, а также при некоторых конечных ее видах, например, «чистом сдвиге», три оси эллипсоида деформации AA , BB и CC отвечают по направлению, но не по величине, соответственно трем главным напряжениям P_{\min} , P_{med} и P_{\max} . Оси CC и AA представляют соответственно направления минимального и максимального удлинения (рис. 2, а). В других видах деформации, например, при «элементарном сдвиге» оси эллипсоидов напряжения и конечной деформации не совпадают (рис. 2, б). Деформа-

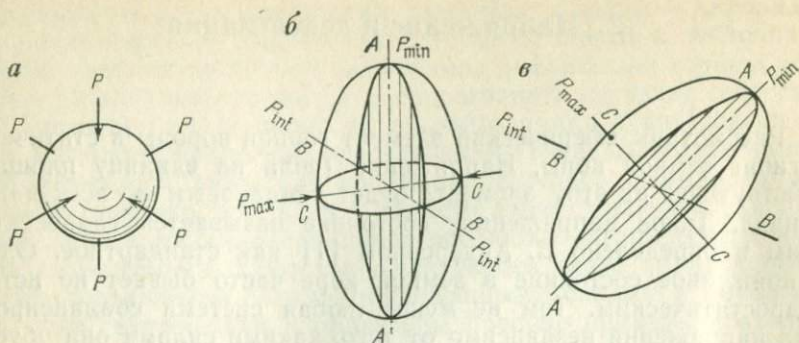


Рис. 1.

Деформация сферического элемента вещества, по Дж. Уилсону [77].

а — сохранение сферической формы при гидростатическом давлении; б и в — трехосные эллипсоиды деформации сферического элемента вещества, обусловленные различиями величины и ориентировки главных напряжений

ция элементарного сдвига может развиваться, когда напряжения в горной породе возникают в результате приложения скручивающих усилий или пары сил. Такие пары сил часто возникают в природе, например, при складкообразовании в результате трения в процессе проскальзывания сминающихся пластов по слоистости. Они могут передаваться сквозь породы в зоне сброса или надвига, а также развиваться при гравитационных оползнях в результате перемещения тяжелых масс поверх какой-либо складки или другой структуры.

Если пара сил приложена к вершине или подошве некоторого незакрепленного элемента, то у последнего будет проявляться тенденция к вращению подобно ролику, помещенному между двумя поверхностями, перемещающимися в противоположных направлениях (рис. 3, а). Изредка результаты такого вращения удается наблюдать в горных породах, например в случае присутствия жестких кристаллов, погруженных в более мягкую матрицу в интенсивно деформированных кристаллических сланцах. Чаще, особенно в стратифицированных породах, вращения жесткого элемента не происходит, поскольку последний удерживается на месте выше- и нижележащими пластами, подобно крестовине, ограничивающей движения поршня в цилиндре. Вращение предотвращается второй парой сил, действующей в плоскости первичной пары, но под прямым углом к ней (рис. 3, б). Разложение этих двух пар показывает, что динамический эффект их взаимодействия эквивалентен двум главным напряжениям P_{max} и P_{min} , действующим под углом 45° к направлению сдвига. В самой начальной стадии деформации, т. е. при первом бесконечно малом ее проявлении, наибольшая и наименьшая оси эллипсоида деформации будут также наклонены под углом 45° к направлению сдвига. Эти две оси будут соответственно параллельны P_{min} и P_{max} (см. рис. 2, б, 3, б). Однако по мере развития деформации конечный эллипсоид дефор-

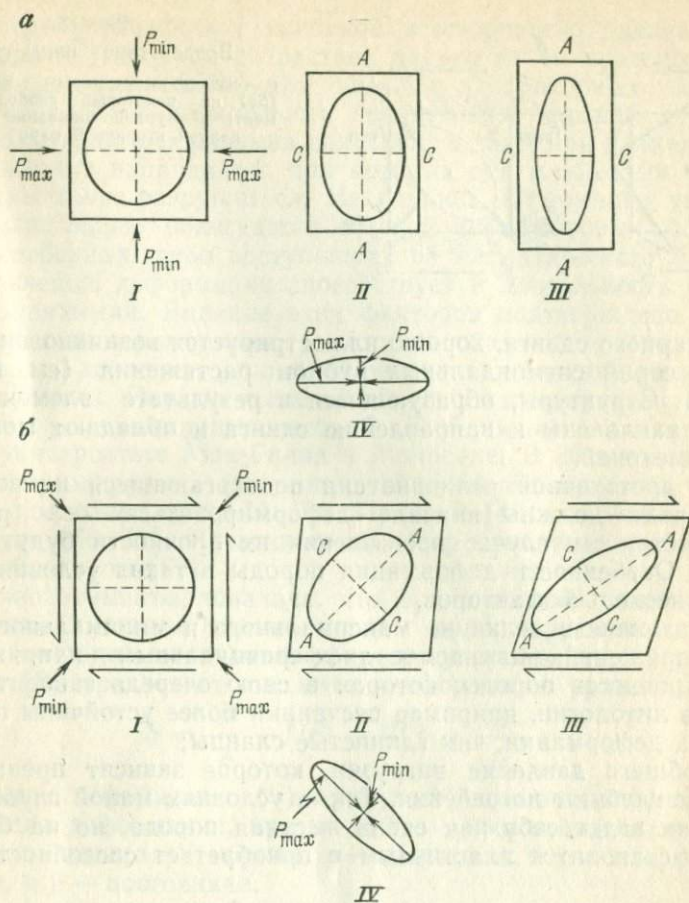


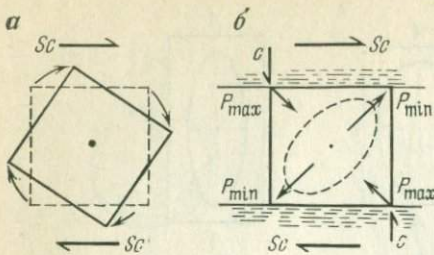
Рис. 2.

Деформация круга и квадрата при чистом (а) и элементарном (б) сдвиге

а — I—III стадии деформации исходного круга, вписанного в квадрат, при чистом сдвиге. Большая и меньшая оси эллипсоида деформации параллельны главным направлениям соответственно максимального и минимального расширения и пропорциональны им по величине (IV — соответствующий эллипс напряжений); б — I—III стадии деформации исходных круга и квадрата при элементарном сдвиге. В возникающем эллипсоиде деформации как и при чистом сдвиге большая и меньшая оси параллельны по направлению и пропорциональны по длине соответственно максимальному и минимальному расширениям (IV — соответствующий эллипс напряжений). При элементарном сдвиге главные оси деформации и напряжения параллельны друг другу лишь при первом бесконечно малом приращении деформации (б, II), а затем оси эллипсоида деформации поворачиваются в сторону от главных осей напряжения (б, III)

мации будет поворачиваться вокруг своей средней оси таким образом, что направление максимального удлинения (А—А) начнет приближаться к направлению сдвига. На этой стадии эллипсоиды напряжения и деформации уже не имеют общих осей. Проявление вращения конечного эллипсоида деформации в геометрических элементах структур, образующихся в процессе развития

a — воздействие пары напряжений (S_c) на некоторый свободный элемент; *b* — уравнивание S_c навведенной вторичной парой сил cc



элементарного сдвига, хорошо иллюстрируется возникновением кулисных серий сигмоидальных рубцов растяжения (см. гл. 5 и рис. 16). Структуры, образующиеся в результате элементарного сдвига, наклонены к направлению сдвига и обладают моноклинной симметрией.

При достаточной величине сил подвергающиеся их воздействию породы должны вначале деформироваться без разрыва сплошности, а в случае превышения их прочности будут разрушаться. Особенности деформации породы в таких условиях определяют несколько факторов.

а. Различие в величине максимального и минимального главных напряжений, называемое дифференциальным напряжением.

б. Прочность породы, которая в свою очередь зависит от:

1) ее литологии, например песчаники более устойчивы по отношению к деформации, чем глинистые сланцы;

2) общего давления нагрузки, которое зависит преимущественно от глубины погребения. Так, в условиях малой глубинности известняк ведет себя как очень жесткая порода, но на большой глубине становится пластичным и приобретает способность к течению;

3) присутствия жидкостей в породе. Флюиды, занимающие поровое пространство горных пород, находятся под высоким гидростатическим давлением, которое может быть достаточным для того, чтобы возникли трещины гидравлического разрыва. Кроме того, поровые флюиды при высоких температурах способствуют перекристаллизации и метаморфизму и во многих случаях уменьшают устойчивость горных пород к деформации.

в. Скорость приложения внешних сил и продолжительность их воздействия на породу.

Следует, однако, отдавать себе отчет, что конечная деформация, наблюдающаяся в поле, обычно обусловлена не одноактным динамическим воздействием. И фактически в процессе образования некоторой структуры или позднее происходят дополнительные смещения. Таким образом, необходимо всегда иметь в виду, что наблюдающиеся в настоящее время структуры возникли в результате разрушения пород под воздействием изначальных напряжений в комбинации с усложняющимися их последующими движениями.

По мере увеличения с глубиной всестороннего давления нагрузки прочность пород возрастает далеко за ее пределы, устанавливаемые испытаниями при обычных лабораторных условиях. Это обуславливает возможность значительно большей деформации горных пород без разрыва сплошности даже при наличии дифференциальных напряжений, при которых они в обычных условиях должны были разрушиться. На глубине деформация увеличивается или скорее облегчается присутствием поровых флюидов либо погребенных, либо поступивших из магматического источника. Увеличению деформации способствует и длительность воздействия напряжений. Влияние этих факторов подтверждено многочисленными экспериментами, в которых образцы горных пород подвергались давлению различной величины в течение разных периодов времени. Первые исследования в этом направлении были выполнены в начале нашего века Ф. Д. Адамсом и его сотрудниками в университете Мак-Гилла в Монреале. В 30-х годах более строго контролируемые эксперименты были выполнены Д. Григгсом, а в последнее время Н. Дж. Прайсом [48] и другими исследователями [60, 71]. Превосходный обзор проблемы опубликован Л. У. де Ситтером [67].

Эти эксперименты показали, что при должной длительности приложения давления горные породы деформируются пластически или посредством некоторого рода упруго-вязкого течения. С. Кари [8] предложил описывать деформацию уравнением

$$S = \frac{P}{\mu} + f(P) + t^{1/3}\beta + \frac{Pt}{\eta},$$

т. е. общая деформация (S) = упругая + пластическая + переменная + вязкая деформация, при этом S — деформация сдвига, P — напряжение сдвига, t — время, μ — жесткость, η — коэффициент вязкости, а β — постоянная.

В соответствии с этой формулой, геологические приложения которой С. Кари обсуждает со всеми подробностями, при кратковременном воздействии напряжений горные породы ведут себя как жесткие упругие твердые тела. При более продолжительном напряженном состоянии они деформируются пластически, а применительно к очень длительным периодам последний член уравнения начинает доминировать над тремя другими и деформация осуществляется как вязкое течение и проявляется ползучесть, или крип. Как отмечали Л. Ситтер и другие авторы, имеются веские основания полагать, что даже при очень длительных напряженных состояниях у горных пород проявляется определенная начальная жесткость. Остаточная деформация посредством течения или по какому-либо иному механизму в них происходит лишь после того, как величина напряжений превышает некоторый определенный предел. Это положение входит и в анализ «механики деформации» земной коры и мантии (A. Scheidegger).

Ориентировка главных напряжений и обусловленных ими структур варьирует в пространстве в зависимости от локальных

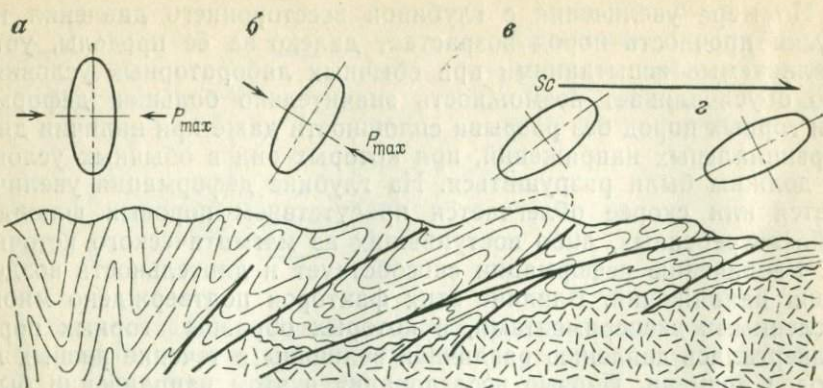


Рис. 4.

Вариации деформации в поперечном сечении идеального орогена

условий. Например, в центральной части идеального орогена (рис. 4), как полагают, горные породы подвергаются воздействию горизонтальных сжимающих усилий и соответственно главное направление снятия напряжений (P_{\min}) будет вертикальным. Главное напряжение сжатия (P_{\max}) в этой части орогена будет, таким образом, более или менее горизонтальным, воздействуя подобно тискам. В связи с этим у относительно крупных дислокаций должна проявляться тенденция к образованию стоячих и симметричных складок и эллипсоид деформации для такой складчатости в целом имеет наименьшую горизонтальную и наибольшую вертикальную оси (рис. 4, а). В боковые стороны от центральной части орогена чистое сжатие сменяется силами скалывания, или парой сил. Это вызывает вращение главных напряжений в пространстве, и P_{\max} уже располагается не горизонтально, а направление снятия напряжений (P_{\min}) становится наклонным. Деформация должна отражать это изменение в ориентировке системы напряжений (рис. 4, б, в). Степень соответствующего опрокидывания структур или их асимметрии будет при этом зависеть от ориентировки главных напряжений. В краевых частях орогена породы могут перемещаться более свободно и здесь, в дополнение к чисто динамическому аспекту деформации, следует учитывать также эффект движения масс. Последнее может приводить к дальнейшему вращению структур и увеличению их асимметрии (рис. 4, г). Здесь возникают аномальные условия, при которых кажущаяся ориентировка P_{\max} становится почти вертикальной.

На примере поперечного разреза идеального орогена видно, что структуры, движения и действующие силы тесно взаимосвязаны. При этом симметрия структур отображает симметрию сил и движений. В центральной части орогена эта общая симметрия более или менее ромбическая, в краевых его частях становится заметно моноклиной с плоскостью симметрии, совпадающей на

рис. 4 с плоскостью листа книги. Если фронт орогена (третье продольное его измерение, не показанное на схеме) ориентирован косо к плоскости разреза или имеет волнообразный характер, то структуры и обусловившие их силы и движения окажутся асимметричными во всех трех направлениях. В этом случае общая симметрия будет, следовательно, триклинной.

Отмеченная связь симметрии структур с кинематикой и динамикой деформации земной коры детально изучена австрийским ученым Б. Зандером и его последователями. Значение этих исследований подчеркнул Ф. Дж. Тернер [72]: «В петроструктурном анализе (Gefügekunde), разработанном Б. Зандером, наиболее существенным было допущение, что симметрия строения деформированных горных пород отражает симметрию напряжений и движений при деформации. Справедливость этого допущения подтверждена многими исследованиями».

3. Структурная симметрия

Любую тектоническую структуру можно описать элементами симметрии, в общем аналогичными используемым в кристаллографии. Так, штупф гомогенной породы, например, массивного гранита или габбро можно назвать изотропным.

Галька, однородно упрощенная или вытянутая по одному направлению в сплюснутый или удлиненный эллипсоид, обладает осевой симметрией. В этой фигуре можно провести ряд плоскостей симметрии, включающих ее ось или перпендикулярных последней.

По отношению к геологическим структурам принято говорить, что они имеют ромбическую симметрию, если в них обнаруживаются хотя бы две (не обязательно три) взаимно перпендикулярные плоскости симметрии. Так, система параллельных симметричных складок в структурном (но не кристаллографическом) смысле обладает ромбической симметрией. Одна из плоскостей симметрии совпадает с осевыми поверхностями, субпараллельными у всех складок этой структуры, а другая может быть проведена перпендикулярно к этим осям (рис. 5, а).

Ромбическую симметрию имеет также, например, система из двух взаимно пересекающихся зон кулисных рубцов растяжения (рис. 5, б).

Моноклинные симметрии наиболее типичны для тектонически деформированных горных пород (рис. 5, в). Такие структуры обладают одной плоскостью симметрии, которая в обычных флексурных складках располагается перпендикулярно к их замкам. В толщах с аспидным кливажом эта плоскость располагается под прямым углом к линии пересечения поверхностей напластования и кливажа (рис. 5, г).

Триклинные структуры вообще лишены плоскостей симметрии. К их числу относятся, например, «спиралевидные» складки, описанные еще в 1888 г. Е. Маргери и А. Геймом. Такие несиммет-

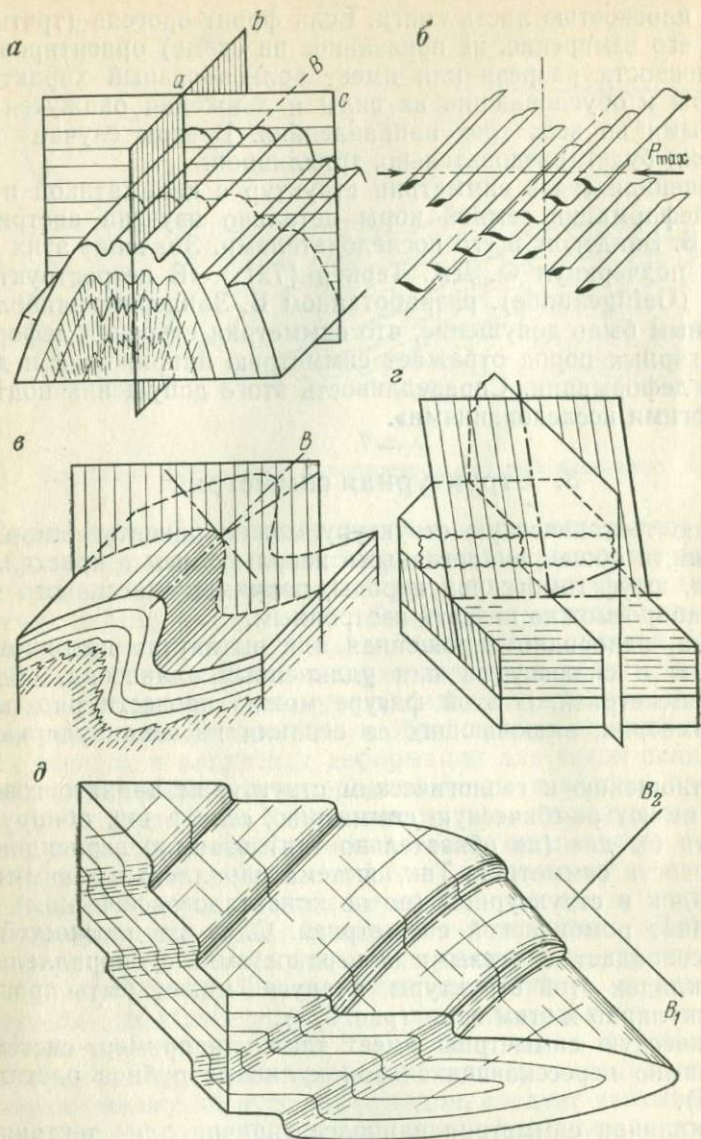


Рис. 5.

Разновидности структурной симметрии (*a, б* — ромбическая, *в, г* — моноклиная, *д* — триклиная).

a, b и *c* — ортогональные оси, по Зандеру. Ось *b* совпадает с линией шарнира складки (иногда она обозначается литерой *B*), ось *c* располагается под прямым углом к осевой плоскости складки, ось *a* ориентирована под прямыми углами к *b* и *c*

ричные структуры могут возникать в результате взаимного пересечения под косым углом двух серий структур различного возраста, каждая из которых, видимо, имеет более простую симметрию (рис. 5, *д*). Могут они образоваться и при одноактном движении при неравномерном его проявлении или в результате скручивания.

В различных частях некоторой крупной структуры обычно проявляются разные виды симметрии. Например, на крыльях крупных ромбических складок могут присутствовать мелкие паразитические складки с моноклинной симметрией. Наоборот, замковая зона крупной моноклинной складки может быть представлена мелкими ромбическими зигзагообразными складками. Растянутый белемнит с осевой симметрией может залегать в зоне надвига, обладающей в целом моноклинной симметрией. Таким образом, симметрия малых структур, обнаруживающаяся в отдельных обнажениях, не всегда отражает симметрию крупных структур. При этом, как правило, более широкая структурная картина лучше поддается однозначной тектонической интерпретации.

4492
Для облегчения описаний и сопоставления ориентировок структур используются системы координат или структурных осей, несколько различающиеся у разных авторов. Эти системы были кратко охарактеризованы в монографии Э. Клооса «Линейность». В настоящее время наиболее употребительны понятия, введенные Б. Зандером применительно к строению тектонитов и во многом сходные с предлагавшимися еще в 1884 г. Е. Жаннетацем. Такую же систему осей, но с обозначением другими литерами, использовал в своих работах А. Гейм. В более поздних работах возникла путаница с использованием осей симметрии Б. Зандера, причины которой специально обсуждал А. Сидденс [66]. Последний указывал, что сущность зандеровского метода изучения строения тектонитов заключается в анализе геометрических соотношений всех измеримых компонентов горной породы — кристаллографической ориентировки отдельных зерен, их формы и аранжировок отдельных видов зерен в некоторые геометрические узоры. Исходя из этого геометрического анализа производятся кинематические интерпретации с точки зрения трансляций, вращения и общей деформации, которые складываются в «картину движения» Б. Зандера. Последняя динамически интерпретируется с точки зрения внутренних и внешних сил. По этим трем стадиям зандеровского анализа последовательно возрастает неопределенность выводов. При этом при кинематических интерпретациях геометрических соотношений главное значение имеет, по мнению Зандера, симметрия движений, фиксирующаяся в геометрических соотношениях. Динамический же анализ зиждется на допущении справедливости конститутивных законов зависимости деформации от напряжений.

Для того чтобы нагляднее подчеркнуть главнейшие структурные особенности тектонитов, Б. Зандер использовал понятие классов симметрии и ортогональные структурные оси *a*, *b* и *c*. Так, под сферическим строением он понимал отсутствие какой-либо

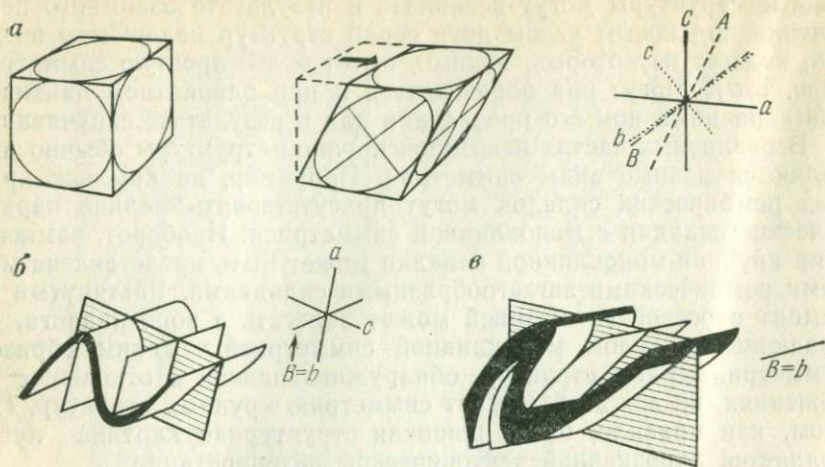


Рис. 6.

Расположение осей при сдвиге (а) и в цилиндрической складке (б, в).
Рис. а, б по [66], рис. в, по [76].

а — деформация элементарного сдвига и соотношения кинематических осей a, b, c и осей конечного эллипсоида деформации A, B, C . б, в — соотношения ортогональных осей a, b, c с цилиндрической складкой: ось b параллельна оси складки B , плоскость $a-c$ представляет плоскость симметрии, нормальную к оси складки. Оси a и c определимы лишь в единичных случаях, когда осевая поверхность складки бывает плоской

ориентировки компонентов тектонитов; листоватое строение с ориентировкой в одной плоскости у него обозначалось плоскостью, проходящей через ось ab , а некоторый элемент структуры в этой плоскости с заметной линейной ориентировкой Зандер относил к оси b . В зависимости от геометрических соотношений элементов структуры друг с другом было выделено четыре типа листоватого строения: осевое, ромбическое, моноклинное и триклинное [75].

Помимо структурных осей Б. Зандер использовал также ромбические кинематические оси a, b, c , которые применялись лишь при описании элементарного сдвига (рис. 6), и ортогональные оси a, b, c для описания симметрии лишь одного вида складок — цилиндрических (см. рис. 5, а). Таким образом, введение Б. Зандером трех систем ортогональных осей, обозначенных одинаковыми индексами, но самостоятельных по значению, создало ситуацию, чреватую путаницей и возможностями неправильного их употребления. Кинематические оси, кроме того, отождествлялись с осями конечного эллипсоида деформации, также ранее обозначенными Геймом теми же литерами a, b, c , и эта ошибка вкралась в большинство геологических работ, посвященных деформации [см. 52 фиг. 6.45]. Все это привело к процветающим в литературе неудачным указаниям на «движения», «течения» и «тектоническую транспортировку» со ссылками на структурные оси или оси симметрии складок и стремлению определять кинематические оси в таких ситуациях, где они по-существу неопределимы.

Из приведенного выше с очевидностью вытекает, что необходимо очень строго разграничивать стадии геометрического анализа кинематической и динамической его интерпретацией. Обычно некорректно допускать, что зандеровские структурные, т. е. геометрические, оси a , b , c совпадают с направлениями максимального, промежуточного и минимального измерений эллипсоида деформации и что эти его параметры совпадают соответственно с минимальным, промежуточным и максимальным направлениями эллипсоида напряжений.

Тем не менее геометрия некоторых структур позволяет судить об особенностях их кинематического развития и проявившихся при этом полях напряжений. Как правило, например, ясно выраженная моноклиная симметрия структур или лежащие ромбические структуры свидетельствуют об участии в их формировании пары сил сдвига.

Положение о том, что моноклинные структуры возникают в результате движения с той же симметрией, уже длительное время признается геологами как само собой разумеющееся. Это, в частности, нашло отражение во французском термине «*déjeté*», означающем асимметричную складку, возникшую в результате движения или коленообразного изгиба в определенном направлении. Еще в середине прошлого века предлагался также термин « *REGARD d'un pli*», означающий направление, к которому обращено более крутое крыло складки. Как указывал П. Фалло, этот термин так же, как и немецкий «*Vergenz*», имеет одинаковое значение и оба они подразумевают направление. Э. Бейли определял тектоническое понимание направления движения как перемещение верхних слоев земной коры относительно нижних и ссылаясь при этом на горизонтальное смещение гребней опрокинутых антиклиналей относительно их корневых частей. Это движение должно быть направлено под прямым углом к оси или замковой части складки. Однако региональные тектонические направления нельзя определять по единичным мелким складкам или по беглому взгляду на структуру как и одна ласточка еще не делает весны. Правильная интерпретация тектонических узора и эволюции возможна лишь при изучении в поле всех структур, и наиболее важны при этом оси крупных и мелких складок, фиксирующие региональную структурную ось b или B .

Понятие «ось складки» по-разному определяется различными авторами. При этом многие считают его синонимами гребня или трога складки. М. П. Биллингс [5], Л. Море в 1947 г. и Ч. М. Невин [44] определяли это понятие как линию пересечения поверхности слоистости с осевой плоскостью; другие (Е. Науг, А. Вонте, С. Н. Стоквелл) рассматривали эту ось как замковую линию складки или линию, вдоль которой какой-нибудь конкретный пласт имеет наибольшую кривизну. Р. Х. Кларк и Д. Б. Мак Интайр [9], обсуждая эти определения, указывали, что поперечные профили во многих складчатых горных сооружениях хорошо выдерживаются на значительных интервалах по их протяжению. Эти

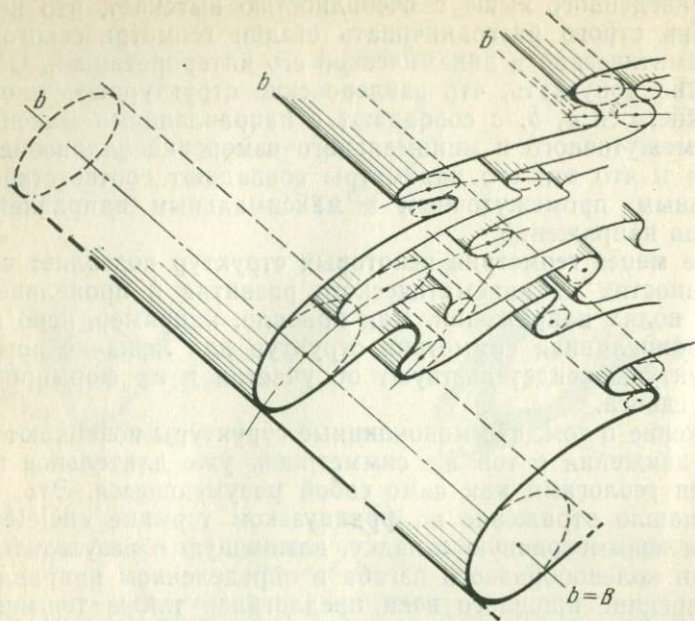


Рис. 7.

Схема системы цилиндрических складок

авторы согласились с Б. Зандером [61], что по форме такие структуры можно трактовать как открытые цилиндры, которые перемещались параллельно самим себе и оси цилиндра. В связи с этим утверждалось, вслед за Е. Вегманном, что оси складок можно определять как линию, наиболее близкую к такой образующей, которая, перемещаясь параллельно сама себе, собирает складку. Это определение еще в 90-х годах прошлого века широко использовалось альпийскими структурными геологами. Сложную складчатую систему, таким образом, можно обрисовать некоторой поверхностью (пластом), проходящей с изгибами в стопе параллельных цилиндров. Направление и склонение структурной оси этой системы в целом не обязательно ограничивается каким-либо конкретным горизонтом, а фиксируется прямой линией, проведенной на любой из цилиндрических поверхностей (рис. 7). Таким образом, гребни, трог и замки представляют такие частные положения образующей, которые определяют ныряние складок.

Нормальная цилиндрическая складка имеет лишь одну плоскость симметрии, перпендикулярную к ее оси. Осевое направление $b=B$ в системе цилиндрических складок одно и то же в крупных и подчиненных им мелких структурах.

Ж. Гогель [25, р. 126], однако, указывал «... обычно обнаруживается, что поверхность маркирующего пласта не совсем цилиндрическая» и, как это показал Ч. Х. Стокуелл, антиклинали,

затухающие по простиранию и превращающиеся после этого в синклинали, могут приближаться по форме к коническим структурам. При достаточно детальных наблюдениях такие нецилиндрические складки выявляются по отсутствию параллельности осей b у подчиненных им мелких складок.

Дж. Рамсей [51] также отмечал, что симметрия многих складок скальвания, представляющаяся на первый взгляд моноклинной, в действительности является триклинной. По его наблюдениям симметрии осей таких складок и развитых в них тектонитов часто не совпадают.

По общему признанию, многие крупные складчатые структуры не истинно цилиндрические, хотя они часто и не резко отклоняются от этой идеальной формы, особенно в пределах относительно коротких интервалов на их общей протяженности. В связи с этим сложную картину тектоники складчатых регионов можно рассматривать, разбив их на отдельные участки с относительно однородными осями и симметрией структур, а затем сопоставлять их друг с другом. Этот метод, предложенный впервые Е. Вегманном в 1929 г., затем с успехом использовался при изучении Шотландских нагорий [10, 11] и др.

4. Тектоническая структура и стратиграфическая последовательность

Одна из наиболее ценных для полевого геолога особенностей геологических структур малых форм заключается в возможности их использования для определения локальной стратиграфической последовательности. Такие возможности, однако, имеют свои ограниченные пределы, и определение стратиграфической последовательности на основании вторичных структурных признаков следует всегда рассматривать как «первое приближение», которое при дальнейшей работе может быть изменено. Такие структуры малых форм можно подразделить на две группы: а) первичноосадочные и б) вторичные тектонические.

Структуры первой группы образуются непосредственно в процессе седиментации и при хорошей сохранности надежно доказывают кровлю и подошву отдельных пластов. К их числу относятся градационная слоистость, волноприбойные знаки, слоистость течения*, подошвенные знаки и др.

* Слоистость течения использовалась для определения стратиграфической последовательности в слоистых толщах Ирландии еще до 1864 г. Это было известно геологам США и Канады уже в начале нашего столетия. В Великобритании важное значение этой структуры было забыто, несмотря на ее использование в ряде структурных исследований в 20-х годах, и лишь после того как в 1930 г. Э. Бейли обратил на нее внимание, она была широко привлечена к структурному изучению метаморфических пород Шотландских нагорий и других регионов [58 и др.]. Указания А. Бонте [7] на приоритет Э. Бейли в этом вопросе ошибочны.

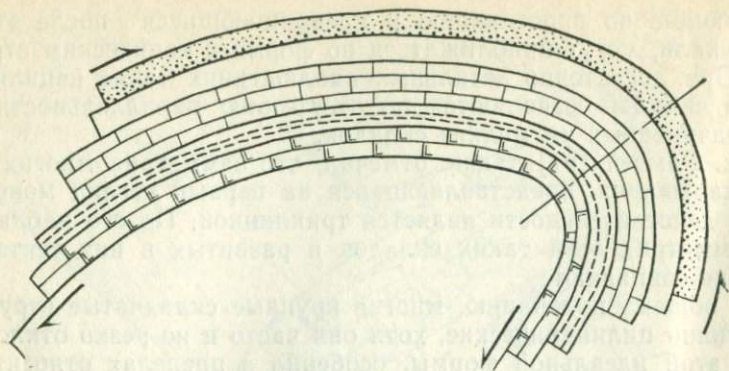


Рис. 8.

Проскальзывание верх пластов по стратификационным границам при формировании флексурной складки

Ниже в общем виде рассматриваются вторичные тектонические структуры, пригодные для определения стратиграфической последовательности — рубцы растяжения, кливаж и сланцеватость, складки волочения и т. д. Конкретные примеры их проявления обсуждаются далее, в соответствующих разделах. К сожалению, многие из этих тектонических структур малых форм могут возникать различными способами. Поэтому основанные на них интерпретации должны всегда рассматриваться как предварительные вплоть до получения веских дополнительных доказательств, подтверждающих (или опровергающих) первоначальное заключение. Ошибочные оценки значения рассматриваемых структур могут быть связаны с их возникновением в разные налагавшиеся друг на друга тектонические фазы. Однако и в этом случае возможны правильные интерпретации, если удастся разграничить проявления этих структур, относящиеся к различным эпизодам тектонической активности.

Лишь в регионах, претерпевших одну фазу складчатости, преобладали тектонические движения, в результате которых формировались структуры малых форм, позволяющие достоверно определять локальную стратиграфическую последовательность. В таких случаях крупные складки и ассоциирующиеся с ними мелкие структуры возникали в процессе единого общего тектонического движения. При этом интересующие нас структуры возникали в результате относительного проскальзывания слоев при формировании крупных складок.

При изгибании слоев в процессе складкообразования неизменно проявляется тенденция к проскальзыванию вышележащих слоев по отношению к нижележащим вверх в направлении к замкам антиклиналей и от трогов синклиналей (рис. 8). Такое проскальзывание может проявляться между отдельными пластами или целыми их группами. И если слоистая толща в начале складкообразования залегала в правильной стратиграфической последова-

тельности, тогда даже в случае опрокидывания складок необходимо установить, который из смежных пластов двигался вверх, для того чтобы решить вопрос об их относительном возрасте.

Проскальзывание слоев легко можно наблюдать на самых простых примерах, согнув эту книгу, стопку листов картона или фетра и проследив при этом относительное смещение смежных листов. При смятии гомогенного бруска пластичной глины в нем возникают поверхности сдвига, концентрические по отношению к верхней и нижней поверхностям бруска. При этом движение материала по этим поверхностям происходит в направлении к гребням миниатюрных антиклиналей. Проявления межслоевого скольжения в складках были установлены при полевых наблюдениях Г. Клоосом и Г. Мартином в 1932 г. по смещению додеформационных жилков кварца. Эти жилки, пересекавшие без перерыва поверхности слоистости, были затем смещены по последним вверх. Аналогичные смещения золотоносных кварцевых жил с амплитудами до 60 см от слоя к слою описывались в 1936 г. Дж. П. Л. Кенни, а позднее Э. С. Хилсом [29] (рис. 9).

В результате межслоевого проскальзывания на поверхностях напластования возникают зеркала и желобки скольжения, описанные еще в 1853 г. Де ла Бехе. Позднее было установлено, что угол (α) между линией падения напластования на крыльях складки и склонением штрихов скольжения, образующихся при складчатости, эквивалентен склонению (Φ) крупной складки в целом (рис. 10). Э. Вегманн и И. П. Шаер описали в 1957 г. наблюдавшиеся ими в Юрских горах межслоевые зеркала скольжения, в которых помимо обычной штриховатости присутствовали «серповидные бороздки» (*crescentic groove*), названные лунулами (*lunule*) и возникшие по тому же механизму. При этом было установлено, что движения, фиксируемые обычными штрихами скольжения и лунулами, не всегда параллельны даже на смежных поверхностях слоистости. Эти соотношения находятся в видимой связи с предположенной авторами малой глубиной формирования складчатости. В описанном случае межпластовое проскальзывание не всегда было ориентировано под прямым углом к современному замку складки, и на это движение оказывало влияние также латеральное взаимное приспособление пластов при развитии флексур.

При детальном исследовании мелких структур в складчатых известняках верхнего визе близ Боейберга (Пломбьер-ле-Бен) Де Ваард описал в 1955 г. резко разреженные штрихи скольжения на поверхностях напластования. Их ориентировка, однако, симметрично отклонялась в обе стороны от линии, нормальной к замку складки. Это явление связано с парами напряжений, возникавших на верхней и нижней поверхностях отдельных пластов или некоторых их пачек. Скручивающие усилия пары напряжений должны быть направлены к замку антиклинали и, таким образом, будут ориентированы прямо противоположно на разных крыльях одной и той же складки (рис. 11). Поэтому даже при однозначном главном движении в процессе образования складчатости на его

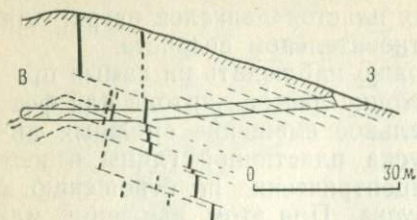


Рис. 9.

Смещение золотоносных жил на месторождении Золотая Лестница в Австралии, по Дж. П. Л. Кенни.

Жилы смещены по напластованию вверх в направлении к гребню антиклинали

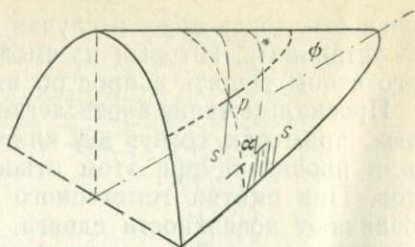


Рис. 10.

Соотношения ориентировки штрихов скольжения в глинках трения (s) и склонения складки (Φ) (ρ — падение напластования, α — угол между штрихами скольжения и линией падения), по V. Нейвенкампу и Ч. М. Невинну

фоне проявляются и подчиненные разнозначные движения, а также скручивающие напряжения внутри смятых пластов, обуславливающие моноклинную симметрию структур, фиксирующуюся на направлениями локального проскальзывания.

Прямо противоположные направления локальных движений в складчатых толщах обнаруживаются обычно во взаимно пересекающейся ориентировке мелких структур на двух крыльях одной и той же складки. На рис. 11 отображены соотношения между относительным знаком движения слоистой толщи и стратиграфической последовательностью. При этом стрелками показаны направления межслоевого проскальзывания.

Выявление относительного возраста отдельных пластов в слоистой толще позволяет судить и о позициях главных структурных единиц. Поскольку ядра антиклиналей сложены более древними породами, чем облегающие их слои, знак межпластового проскальзывания, помогающий определить относительный возраст пластов, вместе с тем указывает, какие — антиклинальные или синклинали — складчатые формы располагаются по сторонам от рассматриваемого обнажения.

Важно подчеркнуть, что в областях развития лежащих складок (или *parres de gescouvement*, франц.) с горизонтальными осевыми плоскостями и фронтальными или корневыми замками невозможно на основании тектонических структур малых форм достоверно решать — наблюдаем ли мы тесно сближенные складки одного знака или перемежающиеся антиклинали и синклинали. В таких случаях можно установить направление межпластового проскальзывания и его соотношения с геометрией главных структур, однако стратиграфические интерпретации будут сомнительными (рис. 12, а). Аналогичным образом проявления межслоевого проскальзывания позволяют судить лишь о геометрии структур, а не относительном возрасте ядра и облегающих его пластов, и при наблюдениях тектонических покровов с ныряющими складками во-

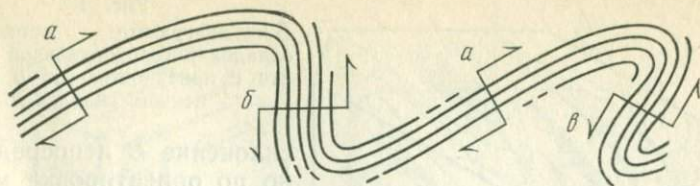


Рис. 11.

Пары напряжений, развивающиеся в результате межпластового проскальзывания при складкообразовании.

a — нормальное, *b* — вертикальное, *v* — опрокинутое залегание пластов

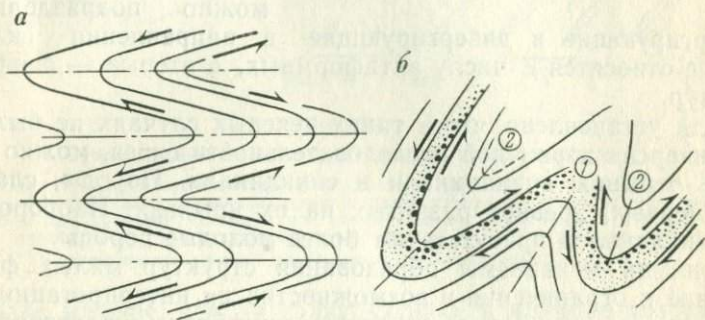


Рис. 12.

Направление межпластового проскальзывания в складках.

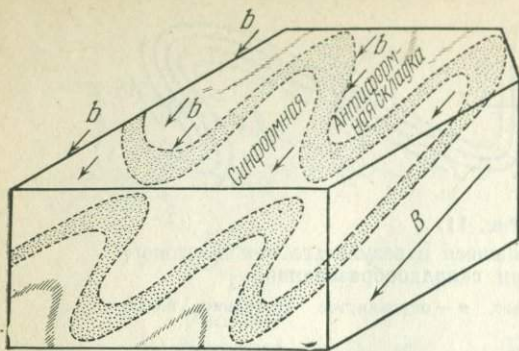
a — схематический разрез лежащих складок с горизонтальными осевыми плоскостями; *b* — соотношения антиформных (1) и синформных (2) складок; мелкие складки, судя по градационной слоистости, перевернуты

лочения (browfold, tête plongeante, франц.) или опрокинутых синклиналей (faux Synclinal), сужающихся кверху, как это, например, имеет место в Аксенском покрове вблизи Аксенштрассе, Швейцария. Э. Б. Бейли и У. Дж. Мак Коллиен в 1937 г. предложили называть складки с геометрическими формами антиклиналей и синклиналей, но с неясным относительным возрастом наложения пород соответственно антиформными и синформными. Истинную природу таких складок нельзя определить по одним малым структурам, и для установления первичных верха и низа слоев необходимо привлекать стратиграфические данные или осадочные структуры (рис. 12, б). Эта проблема обсуждалась Р. М. Шеклтоном [64].

В складчатых толщах кристаллических сланцев часто трудно, а иногда и невозможно разграничить антиклинали и синклинали по падению поверхностей напластования. В этом случае анти- и синформные складки можно распознавать, наблюдая повторения с локальными схождениями или расхождениями отдельных характерных горизонтов (рис. 13). Если при этом удастся установить

Рис. 13.

Блок-диаграмма соотношения складок в горизонтальной плоскости с линейностью по b и наклоном складок B



склонение B непосредственно по ориентировке мелких складок или по петротектонической линейности, параллельной оси главной складки (стрелки b на рис. 13), такие зигзагообразные складчатые формы можно подразделить на

конвергирующие и дивергирующие в направлении склонения. Первые относятся к числу антиформных, а вторые — синформных структур.

Если установлено, что в таких неясных случаях не было крупной инверсии первичной последовательности слоев, можно использовать термины антиклинали и синклинали. Породы, слагающие ядра первых, древнее развитых на их крыльях. Наоборот, в ядрах синклиналей присутствуют более молодые породы.

Понимая механизмы образования структур малых форм, их значение и ограничения в возможностях их интерпретации, можно сознательно использовать их при расшифровке стратиграфических соотношений в слоистых толщах, а также при выявлении геометрических особенностей, кинетики формирования и тектонической истории более крупных структур. Конкретные примеры таких соотношений и рассматриваются в следующих главах. При этом будут подчеркнуты обычно возникающие неопределенности и проблемы в интерпретациях, а также показано, что образование внешне сходных структур может быть обусловлено различными внешними механизмами. Тем не менее можно надеяться, что в случаях с уверенно установленными обычными структурами малых форм и при понимании их соотношений с движениями горных пород, полевой геолог получит в виде этих структур некоторый инструмент, в равной мере полезный стратиграфам, петрографам и тектонистам.

5. Тектонические структуры в хрупких породах: трещины растяжения и зоны скалывания

Структуры малых форм в устойчивых или хрупких горных породах, не деформирующихся сколько-нибудь значительно до разрыва сплошности, по своей природе близки к наблюдающимся при лабораторных испытаниях хрупких материалов — чугуна, бетона и т. д. При сжатии такие породы разрушаются посредством либо растяжения, либо скалывания. Прочность пород на растяже-

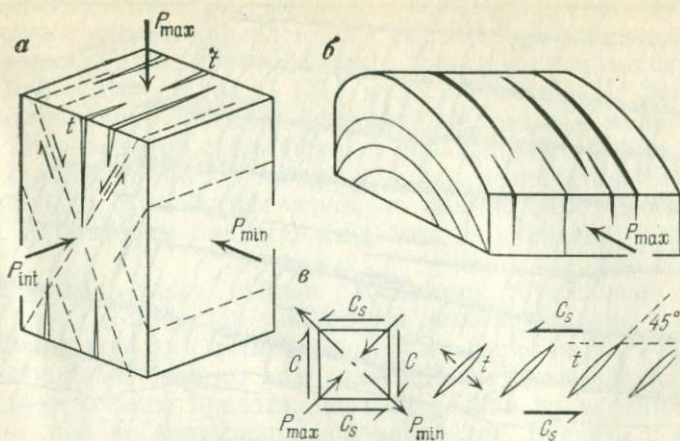


Рис. 14.

Ориентировка трещин растяжения и скалывания.

a — соотношения трещин растяжения (t) и скалывания (пунктир) с направлением главных напряжений; *б* — трещины растяжения ориентируются параллельно главному сжимающему напряжению и под прямыми углами к оси складчатости — трещины и отдельность располагаются в плоскости ac ; *в* — разложение пары сил (C_s , C_s) на главные напряжения и ориентировка трещин растяжения (t) параллельно P_{\max}

ние гораздо меньше, чем на сдвиг. Однако в природе разрушение пород в зонах скалывания наблюдается столь же часто как и посредством растяжения. Для последнего необходимо расширение, которое может на глубине предотвращаться всесторонним давлением, тогда как разрушение посредством скалывания происходит без ощутимого изменения объема. Во многих случаях оба способа разрушения пород проявляются совместно, и при этом трещины растяжения дополняют зоны скалывания, и наоборот.

Образцы горных пород, подверженные в лабораторных условиях одностороннему сжатию, разрушаются либо с образованием трещин растяжения, параллельных направлению приложенной силы, либо по двум поверхностям скалывания, ориентированным по отношению к тому же направлению под углом не более 45° (рис. 14, *a* и *б*). Однако при трехосном сжатии образца, т. е. в условиях, подобных проявляющимся на глубине, ориентировка плоскостей трещин контролируется направлениями и относительной величиной трех главных напряжений. Х. Бриггс отмечал в 1927 г., что исходя из математического анализа и дополняющих его экспериментальных данных главный фактор, определяющий возникновение трещин, заключается в различии между наибольшим и наименьшим главными напряжениями ($P_{\max} - P_{\min}$). Г. Х. Дарвин назвал этот параметр дифференциальным напряжением (stress-difference разностью напряжений). Отсюда следует, что промежуточное напряжение P_{int} довольно обоснованно можно рассматривать как нейтральное (см. рис. 14, *a*). Его направление должно соответствовать линии пересечения двух плоскостей

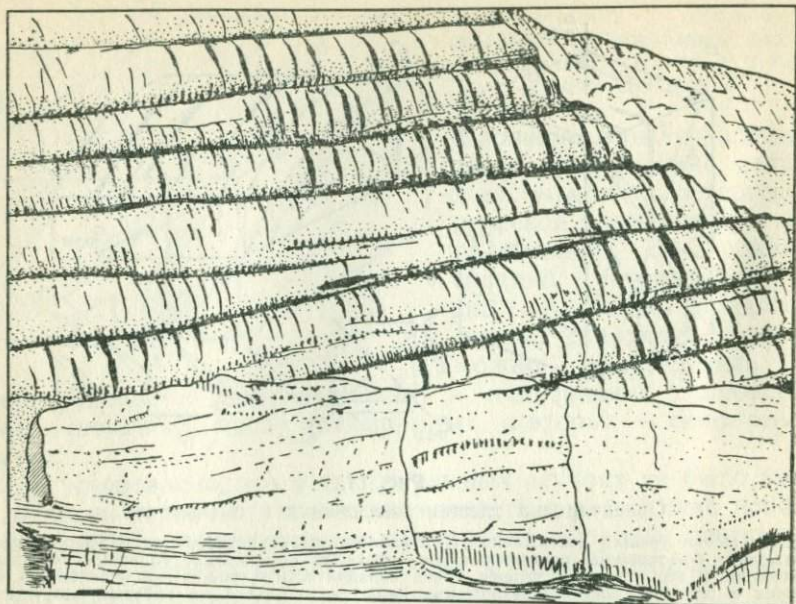


Рис. 15.

Трещины растяжения, секущие оси мелких складок близ мыса Риллейдж, северная часть Девона, по А. Дж. Баллу

скальвания с поверхностями трещин растяжения. Направление максимального напряжения сжатия делит пополам острый угол между двумя плоскостями скальвания и располагается под прямым углом к линии P_{int} [1, 13, 67].

Трещины растяжения, образующиеся в результате простого сжатия, секут под прямым углом оси складок; часто они представлены линзовидными жилами кварца, кальцита или рудных минералов. К ним могут быть также приурочены дайки магматических пород. Такие жилы обычно субпараллельны и встречаются неправильными группами (см. рис. 14, б) или зонами в пределах какой-либо частной структуры или выхода породы одного типа (рис. 15).

Наиболее крупные проявления поверхностей скальвания, возникающие при сжатии, вероятно, представлены разломами срыва и скручивания, косо секущими складчатые толщи. На примере такого рода разломов в Пембрукшире, Южный Уэльс, Э. М. Андерсон [1] показал, что перемещение остроугольных клиньев, ограниченных нарушениями, повсеместно происходило внутрь структур в направлении, показанном на рис. 14, а. Эти разломы ориентированы в двух направлениях симметрично по отношению к осям локальных складок и надвигов и хорошо отвечают теоретическим направлениям скальвания. Направление сжатия, фиксируемое трендами складок, делит пополам острые углы между об-

суждаемыми разломами. Подобные соотношения между главными напряжениями, направлениями скальвания и разломами рассматривались также теоретически с привлечением экспериментов М. К. Хаббертом в 1951 г. [31] и Э. Клоосом [13]. Заключение этих авторов применимы как к крупным, так и к мелким структурам. Мелкие зоны скальвания в обнажениях могут проявляться в малоамплитудных сбросах или как незначительные расчленения жилд на ступенчатые серии, но обычно зарождающиеся поверхности разломов представлены зонами кулисных рубцов разрыва.

Образование таких рубцов растяжения обусловлено податливостью пород в пределах узкой зоны непосредственно у зарождающейся поверхности скальвания. Как показано на рис. 14, в, внутреннее вращение породы под воздействием скальвающих напряжений (C_s) должно предотвращаться равной по величине и противоположной по знаку сколовой парой (c). В связи с этим всю систему напряжений можно разложить на усилия сжатия (P_{\max}), действующие в одном направлении, и усилия относительного растяжения (P_{\min}), ориентированные под прямым углом к P_{\max} . При достаточной величине дифференциального напряжения ($P_{\max} - P_{\min}$) вдоль зоны скальвания образуются рубцы растяжения (t), ориентированные под углом 45° к поверхности скола*. Ж. Гогель полагает, что при наличии порового флюида, находящегося под большим гидростатическим давлением, этот флюид будет расталкивать стенки трещин друг от друга, уменьшая тем самым необходимость дифференциального напряжения.

Кулисообразная трещиноватость, подобная только что рассмотренной, отмечалась в неконсолидированных осадках по линии разлома Сан-Андреас. Такого же типа трещины, называемые иногда оперяющими (feather joints), встречаются в стенках разломов и в краевых частях интрузивов [79 и др.].

Единичные зоны рубцов растяжения представляют хороший пример структур с моноклинной симметрией, однако сопряженные пары таких зон, как показано на рис. 5, имеют типичную ромбическую структурную симметрию.

Три оси симметрии такой сопряженной пары зон скальвания параллельны обусловливающим их образование главным напряжениям. Направление максимального сжатия P_{\max} делит пополам острый угол между зонами скальвания (см. рис. 5), промежуточное главное напряжение параллельно линии пересечения этих двух зон, а наименьшее главное напряжение делит пополам тупой угол между ними.

* Этот механизм привлекался и для объяснения причин образования протяженных зон крупных кулисных разломов в Оклахоме, Монтане и Вайоминге, а также такого же рода разлома Мехия в Техасе. Предполагается, что в результате горизонтальных движений по разломам фундамента в перекрывающих его породах возникали зоны растяжения протяженностью в десятки километров [6, 7].

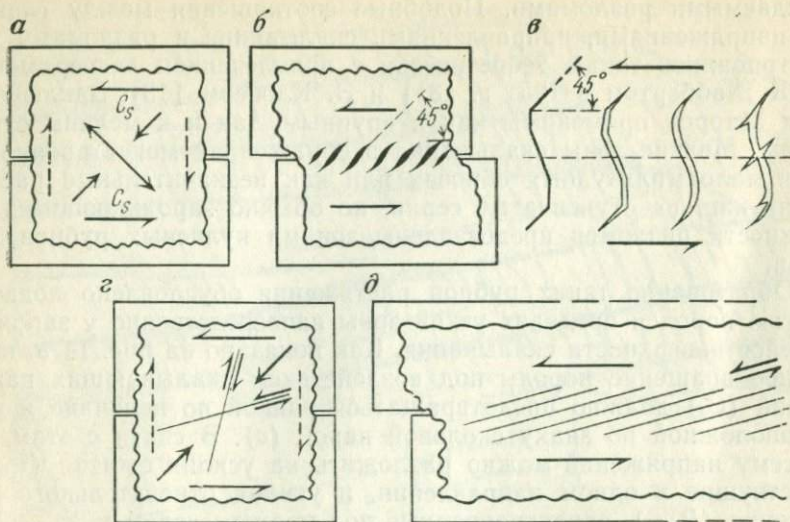


Рис. 16.
Эксперимент В. Риделя.

а — распределение напряжений; *б, в* — развитие и искривление трещин растяжения; *г, д* — образование трещин скалывания и их ориентировка по отношению к главному направлению движения

Кулисные трещины растяжения были воспроизведены в 1929 г. В. Риделем в простейшем опыте с пластиной влажной глины, покоящейся на двух досках, смещенных при опыте друг относительно друга. Это смещение предположительно моделирует сдвиг по единичному разлому жесткого фундамента, тогда как пластина глины соответствует перекрывающему этот фундамент плащу осадков. Как показано на рис. 16, *а, б*, слабое горизонтальное смещение одной доски относительно другой вызвало образование в глине трещин, ориентированных под углом 45° к направлению смещения доски. При слегка большем смещении окончания трещин, в которых концентрируются напряжения, распространялись далее в первоначальном направлении (под 45° к линии соприкосновения досок), однако в центральных частях этих трещин совместно с расположенной между ними глине проявилась тенденция к вращению. Вследствие этого трещины приобрели сигмоидальную, S-образную форму (рис. 16, *в*), свойственную природным трещинам растяжения [65]. Эти формы могут получать дальнейшее развитие с появлением вторичных или подчиненных трещин. В некоторых случаях окончания главных трещин могут сливаться в единые плоскости, почти параллельные направлению скалывания [79].

Механизм образования природных кулисных трещин многие авторы отождествляли с экспериментально наблюдавшимся Риделем. Подобные структуры обычно наблюдаются в связи с тек-

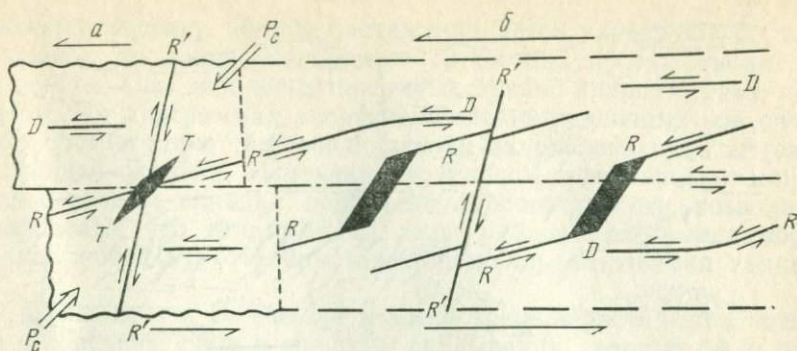


Рис. 17.

Соотношения узора трещиноватости с ориентировкой главных направлений в зоне скручивания, возникшей в результате левостороннего элементарного сдвига (а), и схема узора трещиноватости, возникающей выше, внутри и поблизости от зоны левостороннего скручивающего движения (б), по [80].

P_c — главное напряжение сжатия; R и R' — сколы Риделя; D — сдвиги скальвания; T — трещины растяжения

тоническими зонами скальвания (например, A. W. Skempton). Крупные зоны этого типа возникли, в частности, при землетрясении 31 августа 1961 г. в зоне разлома Дашт-Э-Вайец в Иране (I. S. Tchalenko, N. N. Ambraseys). В последнем случае по главной зоне произошло преимущественно левостороннее горизонтальное смещение. На рис. 17 отображена упрощенная картина узора трещиноватости, возникающего при таком движении. Диаграмма построена с использованием ранее предлагавшихся интерпретаций [80 и др.]. Литерные индексы у различных наблюдавшихся плоскостей трещиноватости показаны по А. У. Скемptonу: R и R' — сколы Риделя, т. е. трещины, наблюдавшиеся этим автором экспериментально; D — трещины скальвания (сколы со смещением Скемптона), параллельные главной плоскости скальвания или зоне смещения; T — направления, по которым могли образоваться рубцы растяжения. Последние могли искривляться и развиваться в трещины скальвания, возможна и обратная эволюция с превращением трещин скальвания после их искривления в трещины растяжения.

Бесчисленные примеры кулисных рубцов растяжения можно наблюдать в формации голубых известняков (calcaire bleu) в Бельгии. Для этого случая также отмечалось перерастание сколовых движений в пластическую деформацию всей массы горных пород с возникновением весьма неопределенных структур [65]. Возможно, здесь окончания трещин повсеместно испытывали деформацию волочения, приобретая форму «пламени свечи», или искривлялись в направлении главного движения, а не в противоположном, как это должно быть.

Пересекающиеся зоны кулисных рубцов растяжения, знаме-

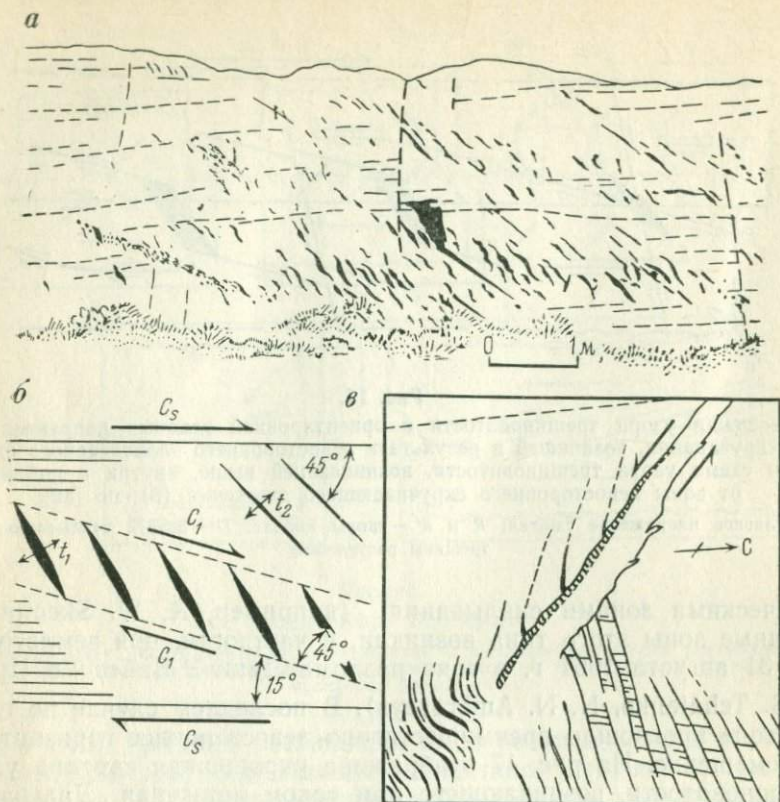


Рис. 18.

Трещины скалывания и растяжения.

a — рубцы растяжения, заполненные кварцем (черное), в горизонтально залегающих кварцслюдяных кристаллических сланцах; *b* — анализ узора трещиноватости, показанного на рис. «*a*», и вероятное распределение вызвавших ее образование напряжений, по [78]; *в* — схема расселин в окрестностях «Великой ледниковой бездны» на шельфовом леднике Филхнер в Антарктиде, по [79]

нующие зарождение двух направлений скалывания, были названы [65] сопряженными рядами, или зонами (см. рис. 5). Описанные под этим названием прототипические структуры приурочены к глинистым известнякам и представлены кальцитовыми жилками выполнения. Отмечены почти вертикальное расположение зон и ориентировка острой биссектрисы угла в их парах, перпендикулярная трендам локальных складок, т. е. параллельно наибольшему локальному напряжению сжатия. Таким образом, ориентировка этих структур и распределение обусловивших их образование напряжений подобны наблюдающимся в разломах срыва.

Сходные структуры наблюдались в торридонских песчаниках близ Кайл-оф-Лохалш в Шотландии. Песчаники образуют крупную лежащую синклираль с осью северо-северо-западного направления. Опрокидывание этой складки обусловлено движениями по

Мойнскому надвигу. Рубцы растяжения здесь варьируют от тонких пленок до жилок мощностью 10 см при протяженности от 3 см до 1 м. Они заполнены преимущественно кварцем, реже пегматитом. На диаграммах линии пересечений различных зон очень близко соответствуют наблюдающемуся направлению оси *B* (замку) главной складки. Изменения локальной ориентировки напряжений в разрезе складки, перпендикулярном к ее оси, позволяют предполагать, что сопряженные зоны рубцов растяжения образовались, когда эта опрокинутая синклиналь фактически замкнулась.

В эксперименте В. Риделя помимо трещин растяжения возникли в конечном счете и трещины скалывания, которые были ориентированы под углом 15—20° к поверхности скольжения на стыке двух досок (см. рис. 16, *г, д*). Э. Клоос [13], прибегнув к несколько отличной методике, получил оба ряда трещин скалывания, почти параллельных направлению скольжения и почти под прямым углом к нему.

Широкое поле развития трещин скалывания и растяжения наблюдалось на ледниковом шельфе Филхнера (рис. 18, *в*) [79]. Здесь поблизости от крупной зоны горизонтального движения «Великой ледяной бездны» лед рассечен расселинами, которые по своему распределению и форме вполне сходны с трещинами, наблюдавшимися В. Риделем и Э. Клоосом. Южнее восточного конца «Бездны» развиты сигмоидальные рубцы растяжения, а в северной ее части присутствуют расселины, отвечающие двум направлениям максимального скалывания.

Тесно сближенные плоскости скола, отвечающие полученным в опыте Риделя, наблюдались Ф. Г. Х. Блитом в некоторых дайках порфиринов, подвергшихся скалывающим усилиям, параллельным их контактам. Дж. Уилсон описал обнажение пород мойнской серии в Шотландии, в котором в результате почти горизонтального движения по локальной плоскости сланцеватости возникли две группы жил, выполняющих трещины растяжения (рис. 18, *а, б*). Одна группа жил (t_1) локализуется в зонах, образующих со сланцеватостью угол около 15°, и отвечает начальным стадиям скалывания (C_1). Вторая группа (t_2) включает жилы, образующие со сланцеватостью угол в 45°. Последние возникли при участии растягивающих напряжений, распределенных повсеместно во всей массе породы. Исходя из наблюдений, в других участках этого района удалось определить силу, обусловившую формирование структуры. Это было скольжение $C_s C_s$, параллельное листоватости и перпендикулярное к протяженности кварцевых жил. Такое заключение согласуется и с распределением напряжений, которое выводится из самой рассматриваемой структуры.

Сходные с описанными выше структуры могут также возникать и в результате проскальзывания пластов по поверхностям напластования при складкообразовании. И такие структуры, в некоторых случаях, можно использовать для определения нормального или опрокинутого залегания толщи. В результате фрикцион-

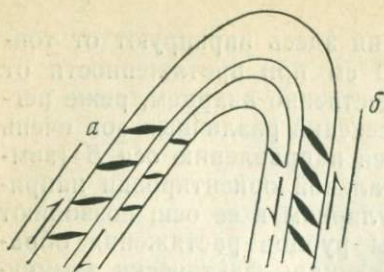


Рис. 19.

Развитие рубцов растяжения в пластах, смятых в складку, при нормальном (а) и опрокинута (б) залегании

ного волочения в направлении к замкам антиклиналей при про- скальзывании верхних пластов по нижним возникают сколовые пары, действующие в кровле и подошве каждого пласта. При благоприятных условиях в этой ситуации должны возникать рубцы растяжения, ориентированные под углом 45° к поверхности напластования (рис. 19). Ориентировка таких трещин по отношению к стратификации будет фиксировать направление скольжения.

Во всех рассмотренных до сих пор в этом разделе примерах трещинообразования в хрупких породах как кулисные трещины растяжения, так и трещины скалывания обращены, если можно так сказать, против направления сдвигового движения. В связи с этим и при длительном движении такого рода тонкие полоски породы, сохраняющиеся между плоскостями трещин, становятся неспособными противостоять напряжениям скручивания и должны разламываться. И действительно, в центральных частях зон кулисных рубцов растяжения проявляется такое вращение и интенсивное дробление с образованием брекчиевых зон, из краев которых вытягиваются суживающиеся во внешние стороны окончания рубцов растяжения. Такие структуры можно наблюдать, например, на полированных мраморных плитах, которыми облицованы фасады общественных сооружений во многих городах.

Иногда удается также установить, что развитие зон тесно сближенных параллельных трещин, которые могут даже постепенно переходить в некоторую разновидность кливажа разлома, может быть связано с направлениями максимального напряжения скалывания, действовавшего непосредственно в массе породы. На ранних стадиях приложения тектонических сил слоистая толща в этих случаях претерпевает складкообразование, а при дальнейшем развитии движения в ней может возникнуть сланцеватость. По мере приближения к пределу возможности снятия напряжений посредством складкообразования горные породы становятся все более жесткими, а если при этом еще происходит перекристаллизация, жесткость может дополнительно возрасти. На этой стадии смятая в складки толща ведет себя не как стратифицированная последовательность разных пластов, а как блок, в котором при достаточно сильном сжатии будут возникать трещины, параллельные локальным направлениям максимального напряжения скалывания. Эти трещины, образуемые той же системой напряжений, которая обусловила и складкообразование, проявляют тенденцию к ориентировке симметрично относительно осевых плоскостей и сланцеватости. Последние же два элемента обычно бывают парал-

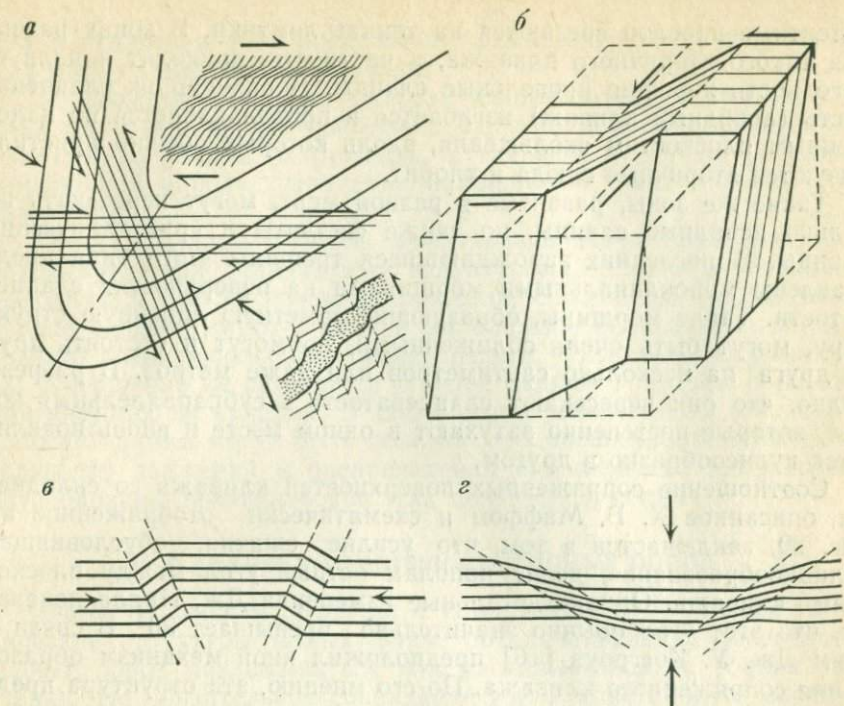


Рис. 20.

Соотношение между главными напряжениями сжатия и структурами.

a — развитие «кливажа скальвания» в складчато-дислоцированной толще (по Х. Б. Маффу) в зависимости от стратификации и сланцеватости; *б* — трещины излома (joint-drag), по [20]; *в*) сопряжение «обратных» полосок излома; *г* — сопряжение «нормальных» полосок излома. Жирными стрелками показано главное направление сжатия

лельны друг другу. Возникающие в этой ситуации структуры и способ их образования обсуждались еще в 1909 г. Х. Б. Маффом. Позднее, в 1940 г., сходные структуры описывал У. Дж. Мид, который предложил образующуюся таким образом систему трещин называть кливажом скальвания. Х. Б. Мафф на простой диаграмме показал соотношения между главными напряжениями сжатия, складчатостью, кливажом осевой плоскости или сланцеватостью и ориентировкой плоскостей более позднего кливажа (рис. 20, *a*). Направление скольжения по плоскостям этих трещин, показанное на диаграмме, можно непосредственно наблюдать в породах. Обе серии трещин редко развиваются совместно. Чаще они проявляются порознь на разных крыльях складки. У. Дж. Мид также отмечал, что вообще может реализоваться лишь одна из двух систем.

В поле эта структура представлена зонами кливажа, в которых отдельные плоскости скольжения отстоят друг от друга на расстоянии 0,25—0,5 мм. По этим трещинкам сдавливаются более ранняя сланцеватость и тонкая слоистость, а относительно ком-

петентные прослой срезаются на тонкие ломтики. В зонах развития такого вторичного кливажа, в частности, приходят в полную негодность хорошие кровельные сланцы. Первичная их сланцеватость (аспидный кливаж) изгибается и проволакивается по наложенным плоскостям скольжения, вдоль которых обычно кристаллизуются вторичные слюда и хлорит.

Такие же зоны, развитые в разной мере, могут пересекать не только аспидные сланцы, но также филлиты и кристаллические сланцы. В последних зарождающиеся трещины этого типа представлены моноклиральными морщинами на поверхностях сланцеватости. Такие морщины, образующие заметную линейную структуру, могут быть очень сближенными, но могут и отстоять друг от друга на несколько сантиметров или даже метров. В разрезе видно, что они пересекают сланцеватость в субпараллельных зонах, которые постепенно затухают в одном месте и вновь появляются кулисообразно в другом.

Соотношение сопряженных поверхностей кливажа со складками, описанное Х. Б. Маффом и схематически отображенное на рис. 20, заключается в том, что усилие сжатия, обусловившее складкообразование, делит пополам острый угол между плоскостями кливажа. Однако детальные измерения Дж. Нилла показали, что этот угол обычно значительно превышает 90° . В связи с этим Дж. У. Косгроув [16] предположил иной механизм образования сопряженного кливажа. По его мнению, эта структура представляет нормальные сопряженные полоски излома, вероятно обусловленные продолжительным действием напряжения изгиба на хорошо развитый кливаж осевой плоскости.

Полоски излома представляют моноклиральные флексуры, возникающие в материалах с хорошо выраженной механической анизотропией. Дж. Ф. Дьюи [18] различает среди них нормальные и обратные (reverse). Последние образуются при ориентировке главного напряжения сжатия параллельно или под небольшим углом к расслоению породы (рис. 20, в), а нормальные полоски излома возникают при ориентировке этого напряжения под прямым или близким к нему углом к листоватости (рис. 20, г). Полоски излома могут развиваться сопряженными сериями, и в этих случаях главное напряжение сжатия всегда делит пополам тупой угол между ними (рис. 20, в, г).

Примеры полосок излома приводились еще в 1899 г. Т. Н. Дейлом из пояса аспидных сланцев восточной части Нью-Йорка и западной части Вермонта. Он определил их как «зоны скальвания», но в местных карьерах они назывались «хогбак» (hogback, дословно «крутой горный гребень»). Х. Х. Рид отмечал сходные структуры в филлитах формации мьюнс на острове Анст в Шетландском архипелаге. В последнем случае они были повторно изучены Д. Флинном [20], который отнес их к типу кливажа волочения (joint-drag) (рис. 20, б). По наблюдениям Д. Флинна, ширина этих мелких структур составляла в каждом случае около 2,5 см. В других случаях она достигает 15—20 см, как это наблю-

дал Г. Уилсон в тонкополосчатых кремнеземистых и полупелитовых метасадках мойнской серии.

Образование обратных полосок излома можно легко наблюдать в кусочке твердой древесины, сжав его в направлении волокнистости до начала разрушения, а также и в хорошо раскливаженной породе, сжав ее в направлении, параллельном кливажу [45].

Полоски излома в своей ориентировке могут быть связаны с более крупными складчатыми структурами, если они обусловлены одним и тем же полем напряжений. Однако при наблюдениях в поле следует иметь в виду и наложенное образование полосок излома, возникающих при более поздних тектонических движениях, совершенно не связанных с более ранним эпизодом образования несущих их складок. В таких резко усложненных структурах полоски излома могут быть полезны при расшифровке последовательности движений и распределения наложенных напряжений, обусловивших возникновение этих поздних структур.

6. Кливаж и сланцевость горных пород

Общие положения. Кливаж и сланцеватость — близкие тектонические структуры малых форм, обуславливающие способность горных пород разламываться или раскалываться на тонкие пластинки. Не обязательное совпадение таких пластинок со слоистостью впервые, видимо, было замечено геологами около 1820 г. В 1819 г. эти соотношения наблюдались Дж. Мак Каллачем на строениях у западного побережья Шотландии, а в 1820 г. описаны Дж. Отли в Озерной области Англии. Должно быть первое научное изучение этого явления следует приписать Э. Седвину (1835 г.), однако более детальные исследования кливажа и сланцеватости с разработкой теории их происхождения относятся к середине прошлого века. В 1842—1856 гг. были опубликованы посвященные им работы Б. Джукса, Д. Шарпа, Ч. Дарвина, Х. К. Сорби, А. Догела, С. Хотона, Дж. Филлипса и Дж. Тиндолла. Этот и накопившийся позднее материал был обобщен в 1885 г. А. Харкером. Последнюю статью Э. Клоос назвал впоследствии фундаментальной. В монографии Э. Клооса «Линейность», вышедшей в 1946 г., дан хороший обзор ранних публикаций, посвященных кливажу. Из числа современных работ наиболее полезен иллюстрированный атлас разновидностей кливажа, составленный австралийскими авторами (B. Baily, G. Borradaile, C. Powell) в 1977 г.

Понятие «кливаж» (cleavage) в английском языке используется очень широко. Первоначально этим словом определяли спайности минералов, но в настоящее время называют также не только трещины кливажа, но и направление наиболее легкого расщепления кровельных сланцев (аспидный кливаж), которое по-французски обозначается «schistosité».

Однако в английской литературе термином schistosité опреде-

ляют преимущественно сланцеватость — наиболее выраженную плоскостную структуру кристаллических сланцев, а иногда и филлитов. Более общее значение имеет термин *fissility*, или *fissile*, тонкая отдельность, расщепляемость, который попросту означает способность горных пород легко расщепляться на тонкие пластинки. В Великобритании существовал еще более определенный термин *foliation*, листоватость, значение которого, к сожалению, утратилось в Америке. Он означал полосчатые или ленточные структуры в метаморфических породах с дискретной пластинчатостью. А. Харкер [27] вслед за Ч. Дарвином так определял листоватость «... более или менее выраженная агрегация отдельных минералов метаморфических пород в линзочках, прослойках или полосах, часто резко контрастно обогащенных одним каким-либо минералом в смежных полосах». Брэмбол для описания листоватых пород использовал термин *streaky basen* (дословно — полосчатый бекон). Следовательно, по Ч. Дарвину и А. Харкеру, листоватые породы не обязательно должны быть рассланцованными, точно так же, как и сланцеватые могут быть не листоватыми. Однако оба свойства могут совмещаться либо вследствие дальнейшей деформации, либо в результате постепенного перехода в гнейсы при сегрегации минералов или тонких послойных инъекциях (*lit-par-lit*). Сланцеватость и листоватость обычно можно разграничивать в поле, и очень жалко, что два термина с ясным самостоятельным значением стали использовать как синонимы*.

Разновидности кливажа описаны рядом авторов. При этом большинство из них исходили из определений Ч. К. Лейта в специальной монографии, опубликованной в 1905 г. В более недавние времена были опубликованы классификации Б. и Р. Уиллисов, П. Фурмарье, а также Дж. Л. Нилла [35] и др. Разновидности кливажа подразделяются на три главные категории:

а) первичный кливаж (*original cleavage*), или отдельность (*parting*). Сюда относятся первичные нетектонические проявления делимости по напластованию (*fissility* — тонкая слоистость, *lamination* — пластинчатость по слоистости);

* А. Нопф в 1941 г. и Ферберн в 1949 г. определили американское понимание термина «лифоватость», проследив его использование до работы Г. П. Скроупа, опубликованной в 1823 г. Эту раннюю работу мне не удалось отыскать, но в книге Г. П. Скроупа «Обсуждение вулканов» (1825 г.) видно, что этот автор понимал листоватость в очень широком смысле. Так, на с. 23 он пишет «... увеличение содержания слюды (в граните) создает листоватую структуру с параллельной ориентировкой слюдяных пластинок, и тогда порода переходит в гнейс, или листоватый гранит...». На следующей странице он объединяет гнейс, слюдяной кристаллический сланец и глинистый сланец в группу «лифоватых пород». Следствием такого общего понимания термина, очевидно, и было определение А. Нопфа и Э. Ингерсона, опубликованное в работе 1938 г.: «Термин листоватость... предназначен для определения параллельного распределения минералов. Параллельно плоскости листоватости горные породы должны более или менее легко расщепляться на тонкие плитки. Породы, расщепляющиеся на тонкие слои, называются кристаллическими сланцами». Американское использование термина «лифоватость» впоследствии поддерживал Д. М. Рейген.

б) кливаж разлома: ложный (false) кливаж, кливаж скольжения (strain-slip) и т. д.;

в) кливаж течения (flow cleavage): аспидный (slaty) кливаж, сланцеватость (schistosity), листоватость (foliation).

К уже рассматривавшемуся кливажу разлома (с. 35) при наблюдениях в поле обычно относится и кливаж скалывания (shear), выделенный в 1940 г. У. Дж. Мидом.

Кливаж осевой плоскости — термин, не имеющий генетического значения, которым можно определять любой кливаж или сланцеватость, ориентированные параллельно или субпараллельно региональным осевым плоскостям складок. Некоторые авторы считают этот термин в качестве синонима сланцеватости или кливажа течения. Однако и кливаж разлома, особенно в участках около замков складок, также может проявляться параллельно осевым плоскостям складок. Использование этого термина следует ограничить негенетическими описаниями геометрических соотношений кливажа или сланцеватости с крупными структурами.

Первичный кливаж, или тонкая отдельность. К этой группе относятся проявления делимости по слоистости в осадках и структуры течения в магматических горных породах, которые не будут детально обсуждаться в этой книге. Некоторые породы, например слюдяные песчаники, разделяются или раскалываются на плиты, параллельные слоистости (напластования). В частности, плитняковые песчаники явно разъединяются по тонким слюдяным слоям. Многие глины в процессе уплотнения под нагрузкой налегающей на них толщи теряют отжимающуюся из них воду, а их мощность при этом уменьшается. Это приводит к образованию глинистых сланцев, в которых развивается горизонтальная тонкая отдельность, или направление легкого раскалывания. Глинистые минералы также приобретают горизонтальную ориентировку, а мелкие органические остатки сжимаются перпендикулярно к вертикальному давлению и приблизительно параллельно напластованию.

Если глинистые сланцы метаморфизуются без тектонической переориентировки первичных слоистых силикатов, должна развиться истинная сланцеватость плоскости напластования. При этом первичные глинистые минералы могут играть роль центров кристаллизации, или зародышей, для новообразующихся метаморфических минералов. Аналогично первичные вариации состава пластов могут при перекристаллизации приводить к возникновению гнейсовидных пород, обнаруживающих листоватость.

Кливаж разлома. Кливаж разлома — механически формирующаяся структура, не обязательно сопровождающаяся перекристаллизацией или метаморфизмом горных пород. Это явление можно определить как простое рассечение пород на дискретные более или менее тонкие пластинки сериями мелких параллельных трещин. Плоскости кливажа разделяются тонкими пластинками горной породы, называемыми микролитонами. В связи с такой дискретностью проявления эта структура определяется как непрони-



Рис. 21.

Кливаж разлома в опрокинутом крыле складки, серия саут-стак, северная часть Уэльса (с фотографии)



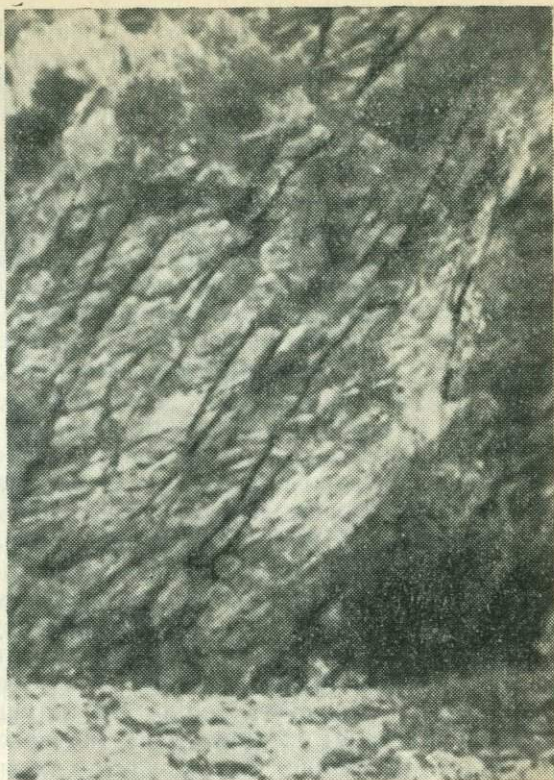
Рис. 22.

Грубый кливаж скольжения, секущий более раннюю сланцеватость осевой плоскости, серия калм, Боскестл, Корнуэлл (с фотографии)

цающий кливаж. Кливаж разлома известен также под многими другими названиями: ложный кливаж (А. Харкер, Т. Дейл), тонкий кливаж (Х. Сорби), кливаж деформации скольжения (strain-slip cleavage, Т. Бонни), ausweichungsclevage (А. Гейм), трещиноватость скальвания (Ферберн), кливаж скольжения (slip cleavage, У. Уайт); мелковолнистый кливаж (crenulation cleavage) [35]. Обзор терминологии раннего периода привели в 1888 г. Де Маргери и А. Гейм, а хороший более поздний обзор терминов опубликован А. Баером в 1956 г. Не все рассмотренные в этих работах термины относятся к структуре одного типа и их можно в той или иной мере разграничить. Кливаж разлома — общий термин, подразумевающий серию ясно секущих поверхностей чисто механического происхождения. Его использование и следует ограничить проявлениями механического кливажа в гомогенных в остальных отношениях нелистоватых породах. Порода в тонких пластиночках (микролитонах), располагающихся между тесно сближенными поверхностями кливажа, сохраняет свое докливажное состояние, а трещинки кливажа проявляются независимо от какого-либо параллелизма в пространственном расположении минералов, слагающих главную массу породы (рис. 21 и 23). Термины кливаж деформации скольжения (strain-slip), ложный (false) кливаж, кливаж скольжения (slip) и мелковолнистой складчато-

Рис. 23.

Кливаж разлома, постепенно переходящий в кливаж течения в граувакках и аспидных сланцах в опрокинутом крыле складки, серия саут-стек, о-в Англии, северная часть Уэльса



сти (crenulation), а также *ausweichungscivage* более приложимы к тесно сближенным зонам прерывистых трещин, сопровождающимся мелкой складчатостью и пересекающим тонкослоистые, листоватые или сланцеватые породы (рис. 22, а также 58, в). Термин кливаж деформации скольжения, предложенный в 1886 г. Т. Г. Бонни, впоследствии определялся в 1928 г. А. Холмсом как «разновидность кливажа..., обусловленная дифференциальным движением, или «скольжением» (slip), по каждой из почти параллельных серий тесно сближенных плоскостей скалывания. Между смежными плоскостями скалывания горные породы собраны в сигмоидальные (s-образные) складочки, внешние крылья которых сливаются по касательной с плоскостями скалывания». Это определение отвечает и предложенному в 1929 г. А. Борном термину *Runzelclivage*. Такая структура была названа Дж. Л. Ниллом [35] кливажом мелковолнистой складчатости (crenulation). Э. Хог в 1927 г. для определения кливажа разлома использовал термин «псевдокливаж», а при объяснении зарисовки, заимствованной у А. Гейма, применил название «кливаж деформации скольжения» (*plis-failles microscopiques*). Э. де Маргери и А. Гейм в 1888 г. в этой связи также упоминали *plis-failles*. Последнее оп-

ределение французских авторов, вероятно, целесообразно было бы сохранить в качестве описательного — в виде *clivage* (ou *fracture*) *aux plis-failles* и в дополнение к характеризующему им облику этой структуры в поле приводить в зависимости от ее масштабности прилагательные «микро»- и «мегаскопический».

Если образование кливажной трещиноватости сопровождается или сменяется метаморфизмом, флюиды будут концентрироваться в трещинках кливажа. В связи с этим по трещинам и в непосредственном с ними соседстве будут предпочтительно развиваться минералы, особенно хлориты и слюды. Многочисленные примеры проявления таких «привилегированных направлений» кристаллизации метаморфических минералов отмечены Х. Х. Ридом. Устанавливается и влияние плоскостей или зон кливажа на мигматизацию. Так, еще в 1910 г. Т. О. Босуорт отмечал, что гранитные жилки, импрегнирующие метапелитовые кристаллические сланцы около гранитоидного интрузива Росс-оф-Малл в Шотландии, приурочены как к поверхностям стратификации, так и к плоскостям кливажа. Очень сходное явление в больших масштабах описывалось в 1931 и 1938 гг. Э. Вегманном и Э. Х. Кранком. Тонкие пластиночки горных пород, заключенные между трещинками кливажа, в результате проявляющегося вдоль последних метасоматоза могут интенсивно замещаться новообразуемыми минералами. При должной интенсивности этого процесса или вследствие последующих движений первичное чисто механическое происхождение кливажа разлома может полностью затухиваться, так что эта структура станет неотличимой от кливажа течения.

Кливаж течения. Эта структура проявляется в перекристаллизации с новообразованием минералов при тектоническом контроле. Термин кливаж течения имеет ряд синонимов — аспидный кливаж, истинный кливаж, сланцеватость, *Transversalschieferung* (А. Гейм). В связи с паратектонической кристаллизацией минералы в породах со структурами кливажа течения обладают уплощенным и удлиненным габитусом зерен при ориентировке кристаллографических направлений, общей с плоскостями кливажа. Эти плоскости по существу повсеместно и непрерывно развиты в породе, в связи с чем структура называется еще проникающим кливажом. Последний, таким образом, непосредственно отображает текстуру, внутреннее строение (*fabric*) горной породы. В отличие от тонкой отдельности напластования ориентировка сланцеватости непосредственно контролируется направлениями тектонических сил и движений и, подобно кливажу разлома, обычно косо сечет слоистость. Сланцеватость обусловлена комбинированным проявлением механического вращения и перекристаллизации компонентов породы. Состав новообразующихся при таком сложном процессе минералов и ориентировка их зерен наиболее тесно отвечают равновесию с физико-химическими условиями, устанавливающимися в это время в породе.

Особенности развития как кливажа разлома, так и кливажа течения прежде всего определяются петрографически типом поро-

ды, а затем уже — интенсивностью тектонической деформации и, наконец, глубиной погружения и обстановкой метаморфизма.

В более прочных породах кливаж течения проявляется хуже. Наиболее легко он развивается в слабдеформированных тонкозернистых горных породах, например, глинистых сланцах и туфах. Последние не только без труда деформируются, но и легче перекристаллизуются, чем залегающие совместно с ними песчаники и лавы. В толщах, представленных перемежаемостью различных пород, обычно обнаруживается, что более жесткие пласты пересекаются кливажом разлома, а менее жесткие превращены в аспидные сланцы. Эти соотношения иллюстрируют дифференциальное проявление единого кливажа в пластах различного состава. Иногда в толщах, лишенных в целом кливажа, наблюдаются изолированные его проявления, приуроченные к резко менее прочным породам. Так, П. Фурмарье установил развитие кливажа в единичном пропластке каменного угля, залегающем в толще без признаков заметной деформации. Подобные же обособленные проявления кливажа деформации скольжения отмечал Г. Слейтер в некоторых смятых в мелкие складки пластах ледниковых глин в Восточной Англии.

Заметное влияние на развитие кливажа оказывает интенсивность деформации. В слоистых толщах движения и напряжения обычно сосредоточены в одной или нескольких зонах или в пределах определенных горизонтов. Именно к этим горизонтам и бывает приурочен более интенсивный кливаж. Неоднократно отмечались локальные проявления кливажа или сланцеватости поблизости от сбросов или зон надвигов [6].

Важное значение нагрузки вышележащих толщ при формировании кливажа показано в ряде публикаций П. Фурмарье. Этот исследователь установил, что в породах одного и того же типа в пределах одного региона кливаж и сланцеватость начинают развиваться лишь после того, как превзойден некоторый предел глубины. В связи с этим иногда, например в Юрских горах, даже в интенсивно складчато-дислоцированных толщах могут отсутствовать какие-либо признаки кливажа. В зависимости от локальных условий начальная глубина проявления кливажа колеблется примерно от 5000 до 7000 м. Этот порог называется верхним фронтом кливажной сланцеватости*. Первым признаком фронта служит появление относительно редких поверхностей кливажа разлома в менее устойчивых пластах, который распространяется вниз до нижнего фронта, сменяясь здесь аспидным кливажом. Ниже зоны аспидного кливажа развиты кристаллические сланцы. Положение этих фронтов может не совпадать со стратификацией, но

* По мнению С. Киенова, в вертикальном интервале от 3000 до 6000 м располагается зона кливажной трещиноватости и сланцеватости в аспидных сланцах (Transversalschieferung), а на глубине более 6000 м присутствуют кристаллические сланцы и гнейсы, образующиеся при ведущей роли процессов перекристаллизации. В Пиренеях кристаллические сланцы развивались при нагрузке вышележащих толщ мощностью не более 3000 м.

отражает глубину погружения в период движений, вызвавших образование кливажа. П. Фурмарье отмечал, что породы одного возраста и одинакового состава в одних альпийских покровах интенсивно рассланцованы, а в других, перекрывающих первые, совершенно лишены кливажа. Этот автор указывал также и на возможность обратных соотношений, обусловленных тем, что породы, рассланцованные на ранней стадии некоторого эпизода тектогенеза, затем надвигаются в конце того же эпизода на лишённые кливажа толщи.

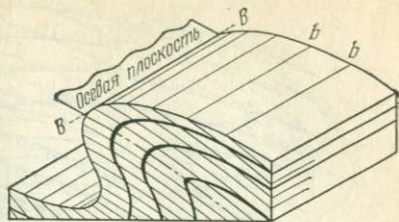
В результате влияния метаморфизма, мигматизации и воздействия интрузивов могут происходить локальные смещения фронтов кливажа и сланцеватости [24]. Вблизи крупных интрузивных тел вследствие прогрева вмещающих пород теплом и эманациями уровни этих фронтов должны подниматься. В связи с этим может наблюдаться быстрое и на первый взгляд кажущееся аномальным увеличение интенсивности сланцеватости и деформации при вступлении в пределы контактово-метаморфических ореолов интрузивов или приближении к мигматитовым комплексам. Однако деформация и сланцеватость пород, вмещающих крупные интрузивные тела, могут быть не связаны с планом региональной тектоники. Во многих случаях такие структуры формировались непосредственно под давлением или в результате напряжений скалывания, вызванных механическими усилиями интрузива при его становлении. Ширина таких деформированных и рассланцованных зон в породах, вмещающих крупные батолиты, может достигать 3 км. При этом и сами интрузивы в пределах зоны такой же примерно ширины внутрь от контакта могут деформироваться с образованием листоватости [3, 47].

Наибольшее значение при полевых наблюдениях имеет параллельная или субпараллельная осевым плоскостям ориентировка хорошо развитых кливажа разлома или сланцеватости в складчато-деформированных пластах. Это соотношение, однако, выдерживается лишь при условии, что обсуждаемые структуры и складчатости генерировались в процессе одного тектонического эпизода*. Если при этом складки не склоняются, простираение кливажа осевой плоскости будет также параллельно их замкам. Следовательно, при отсутствии неясностей в складчатом поведении самих пластов мы в виде кливажа получаем дополнительный критерий оценки направления крупных структур. Выкручивание кливажа обычно означает соответствующее изменение направления складок. Наблюдения такого рода были использованы Р. М. Шеклтоном при составлении тектонической карты Северного Уэльса. Аналогично, изменения падения сланцеватости в регионе обычно свидетельст-

* По замечанию Х. Сорби, «... при падении кливажа под большими углами и оси искривлений (слонности) бывают наклонены подобным же образом; наоборот, наблюдаются совместные субгоризонтальные ориентировки кливажа и этих осей». Кажущаяся на первый взгляд ошибочность этого утверждения объясняется особенностями использования термина ось, под которой Х. Сорби понимал осевую плоскость складки.

Рис. 24.

Соотношения сланцеватости, параллельной осевой плоскости складки, и напластования в опрокинутой складке



вуют о сходном изменении асимметрии складчатости. Это соотношение, однако, можно использовать при отсутствии резко выраженной веерообразности в расположении осевых плоскостей.

В общем, даже до установления истинного стиля складчатости посредством картирования пластов, можно по наблюдениям простираения и падения сланцеватости в пределах относительно небольшого участка понять асимметрию, направление и соотношение крупных структур в ближайшем окружении. Резкие изменения ориентировки сланцеватости, как правило, свидетельствуют, что породы района деформировались при наложенных более поздних движениях. По одной этой причине картирование сланцеватости целесообразно вести с такой же точностью и детальностью, как это обычно принято по отношению к стратификации.

В регионах, в которых складчатость и сланцеватость или кливаж формировались при одних и тех же движениях, т. е. если кливаж не наложился на более раннюю складчатость, в результате анализа соотношений между кливажом и напластованием можно определить не только геометрические формы складок, но и стратиграфическую последовательность. Так, в районе с опрокинутыми складками падение крыла с нормальным залеганием пород положе наклона осевой плоскости складки, а падение подвернутого крыла — круче (см. рис. 21, 24). Следовательно, если сланцеватость или кливаж действительно правильно ориентированы параллельно осевым плоскостям складок, то для этого случая можно сформулировать следующее положение: при падении сланцеватости и напластования в одном и том же направлении более крутое падение сланцеватости свидетельствует о нормальной стратиграфической последовательности пластов и, наоборот, при более пологом падении сланцеватости по сравнению с напластованием вероятно опрокинутое залегание пород. Это правило было проиллюстрировано П. Фурмарье в 1932 г. на примере соотношений в окрестностях Венче, Калифорния. Здесь наблюдалось падение напластования на север под углом 80° , тогда как сланцеватость падала в том же направлении, но под углом 60° . Пласты залегали в северном опрокинутом крыле синклинали, в целом опрокинутой в южном направлении. Другие случаи соотношений между стратификацией и кливажом в опрокинутых крыльях складок показаны на примере синклинали Лох-Олш, Шотландия, в левой части рис. 35, а также на рис. 21, 23, 24 (Англси). Эти соотношения выдерживаются даже в тех нередких случаях, когда сланцеватость веерообразно сечет складку.

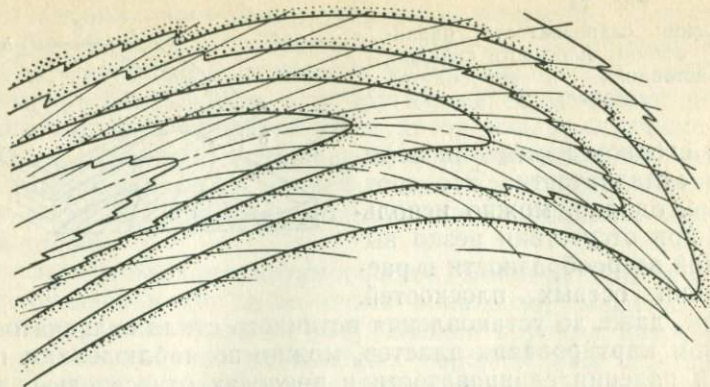


Рис. 25.

Соотношение стратиграфической последовательности и сланцеватости в лежащей складке с перегибом склонения

Это общее правило, сформулированное Лейтом, однако не выдерживается в тех случаях, когда стратиграфическая последовательность была неправильной уже до складкообразования, при котором формировался кливаж осевой плоскости. Оно неприложимо без обстоятельных наблюдений, и к лежащим складкам с варьирующим склонением. Однако и в таких ситуациях его можно использовать для оценки если не стратиграфических, то хотя бы геометрических соотношений анти- и синформных складок, развитых в толщах, лишенных фаунистических остатков.

На рис. 25 показаны соотношения кливажа осевой плоскости или сланцеватости с поверхностями напластования в лежащей складке с варьирующим склонением. В корневой зоне, где складка слабо воздымается в направлении к шарниру, эта структура в целом обращена вверх. Здесь соотношения сланцеватости со стратификацией такие же, как и у нормальной складки. В правой части схемы после перегиба осевой плоскости шарнир складки склоняется вниз, и соотношения сланцеватости с напластованием становятся обратными. В верхнем крыле со стратиграфически нормальным залеганием пластов кливаж падает положе поверхностей напластования. В нижнем подвернутом крыле кливаж падает круче, чем поверхности напластования.

Примеры аномальных соотношений сланцеватости и слоистости приведены на рис. 26, а, б. Здесь показаны пласты рассланцованных верхнеюрских известняков, слагающих верхнее крыло тектонического покрова Моркле в Гельветских Альпах. Обнажение расположено в выемке шоссе, идущего к перевалу Гемми, у южного окончания Добен-Зее. Породы падают под углом около 30° на северо-запад и залегают с нормальной стратиграфической последовательностью. Тем не менее сланцеватость ориентирована почти горизонтально. Это объясняется тем, что обнажение располагается в области перегиба покрова, изгибающегося над

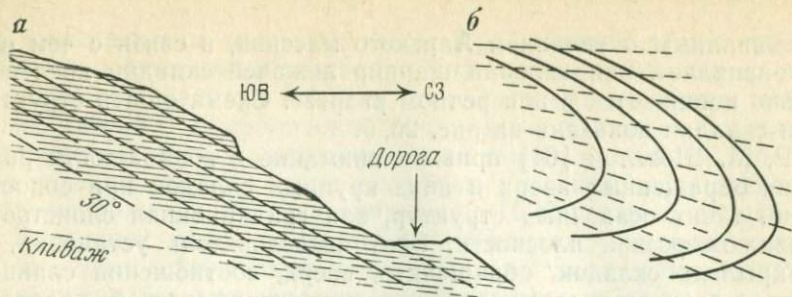


Рис. 26.

Соотношение слоистости и сланцеватости в верхнем крыле тектонического покрова Моркле близ перевала Гемми

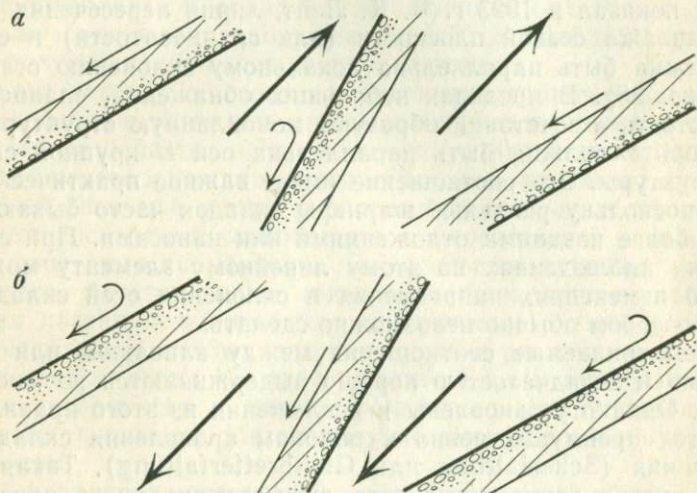


Рис. 27

Обращенные складчатые структуры, по [64].

а — обращенная вверх складчатость — кливаж и осадочные текстуры находятся в соответствии друг с другом; б — обращенная вниз складчатость — кливаж и первичные седиментационные текстуры не соответствуют друг другу

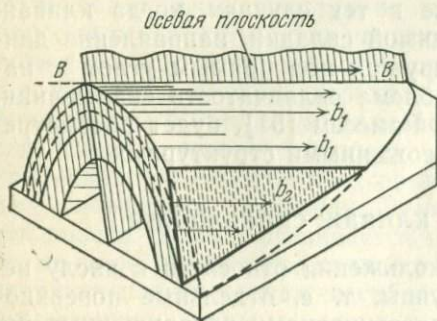


Рис. 28.

Соотношение склонения оси складки (B) и линий пересечения поверхностей напластования и кливажа.

b_1 — след кливажа на поверхности напластования; b_2 — след поверхностей напластования на плоскости кливажа

юго-западным окончанием Аарского массива, в связи с чем в северо-западном направлении шарнир лежащей складки последовательно понижается в поперечном разрезе. Схема общей структуры этой складки показана на рис. 26, б.

Р. М. Шеклтон [64] привлек внимание к возможности различения обращенных вверх и вниз крупных складок при сопоставлении таких осадочных структур, как градационная слоистость с кливажом осевой плоскости. Этот исследователь установил, что на крыльях складок, обращенных вверх, соотношения сланцеватости — слоистости соответствуют стратиграфической последовательности, фиксируемой первичными осадочными структурами (рис. 27, а). При обратных же соотношениях, т. е. при несоответствии соотношений сланцеватости — слоистости и осадочных структур, складки обращены вниз (рис. 27, б).

Как показал в 1923 г. Ч. К. Лейт, линия пересечения плоскостей кливажа осевой плоскости (или сланцеватости) и слоистости должна быть параллельна локальному склонению осей складок (рис. 28). В пределах небольших обнажений, сланцеватость и слоистость в сочетании образуют моноклинную структуру, у которой ось *b* должна быть параллельна оси *B* крупной складчатой структуры. Это соотношение имеет важное практическое значение, поскольку реальные шарниры складок часто бывают открыты более поздними отложениями или наносами. При систематических наблюдениях по этому линейному элементу можно судить об изменении направления и склонения осей складок, что иным способом обычно невозможно сделать.

Рассматриваемые соотношения между кливажом или сланцеватостью и складчатостью хорошо выдерживаются во многих регионах. Однако установлены и исключения из этого правила. Они относятся преимущественно к районам проявления складчатости скальвания (Scherfaltung или Gleitbreterfaltung). Такая складчатость возникает в результате дифференциального проскальзывания пород по множеству тесно сближенных поверхностей. При этом величина смещения по простиранию таких поверхностей может заметно варьировать, а пласты на ранней стадии движений в той или иной мере деформируются. Складчатость скальвания обычно обладает триклинной, а не моноклинной, или гомоосевой, симметрией. Соответственно даже в тех случаях, когда кливаж параллелен осевой плоскости видимой складки, направление движения *a* не обязательно ориентируется под прямым углом к направлению той же складки. Проблема складчатости скальвания, детально обсуждавшаяся Дж. Г. Рамсеем [51], будет рассмотрена далее совместно с другими наложенными структурами.

7. Кливаж разлома и кливаж скольжения

Кливаж разлома и кливаж скольжения относятся к числу непроницающих структур этой группы, т. е. отдельные поверхности кливажа у них отделяются пластиночками ненарушенных по-

род, называемыми микролитами. При наличии этого общего признака обсуждаемые здесь две разновидности кливажа, однако, различимы как при полевых, так и микроскопических наблюдениях тем, что микролиты, образуемые кливажом разлома, в отличие от кливажа скольжения не смяты в складки. Обе эти структуры включены в одну категорию классификации разновидностей кливажа (с. 38), предложенной П. Фурмарье, однако автор настоящей книги полагает, что к кливажу разлома следует относить тесно сближенные неправильные и дискретные поверхности, секущие без новообразований гомогенные породы, тогда как кливаж скольжения развивается как вторичный, или ложный, в породах уже обладающих первичной складчатостью. Таким образом, кливаж скольжения, strain-slip cleavage (деформации скалывания) соответствует понятиям Runzelclivage А. Борна, кливажу мелковолнистой складчатости (crenulation) Дж. Л. Нилла и кливажу скольжения (slip cleavage) Т. Н. Дейла; последний термин получил наибольшее распространение.

Кливаж разлома в своих проявлениях ограничен фактически метаморфизованными или слабометаморфизованными породами. Обычно он развивается в складчато-дислоцированных толщах, но может также сопровождать зоны сбросов и надвигов.

В своей типичной форме в расслоенных породах или в зонах разрывных дислокаций кливаж разлома проявляется в виде серий параллельных плоских трещин. В массивных хрупких породах эти трещины могут довольно широко отстоять друг от друга, заслуживая названия «сближенная отдельность» («close jointing»), но в относительно слабых пластах кливаж разлома может быть представлен более чем 150 трещинками на 1 см. Этот кливаж образуется механически и пластиночки пород между плоскостями кливажных трещин не обязательно метаморфизуются в процессе его развития.

Кливаж разлома, связанный со складчатостью, обычно ориентирован под острым углом θ к напластованию. Однако в жестких, или компетентных, пластах, а также в замках складок этот кливаж может ориентироваться под прямым углом к стратификации.

Угол θ между поверхностями кливажа и напластования обычно характеризует состав кливажированных пород (рис. 29, а). В некомпетентных пластах он мал, но в более жестких может приближаться к 90° . Эта зависимость приводит к возникновению преломленного кливажа, обусловленного резкими отклонениями его поверхностей при переходе из одного пласта в другой (рис. 30, а). Постепенные изменения состава внутри одного пласта, как это имеет, например, место в граувакковых толщах с градационной слоистостью, приводит к образованию искривленных кливажных пластинок. В нижней существенно песчаной части пласта кливаж развивается под большим углом к слоистости, но по мере увеличения количества тонкого глинистого материала вверх по пласту кливаж изгибается и притыкается к подошве вышележащего пласта под относительно небольшим углом

Рис. 29.

Соотношение кливажа и напластования (а) и кливажа и сброса (б).
 θ — угол между кливажем и слоистостью

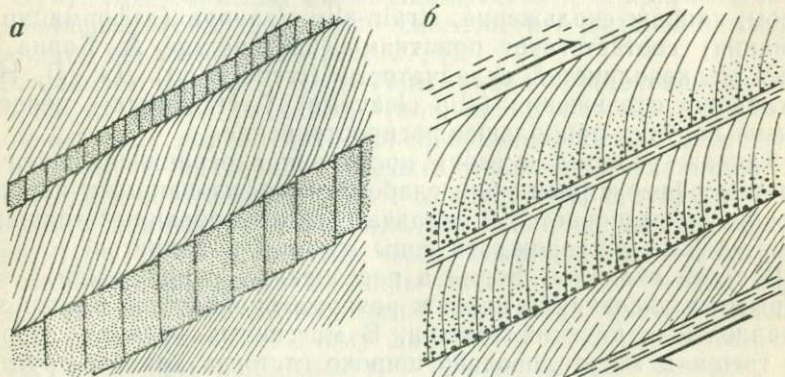
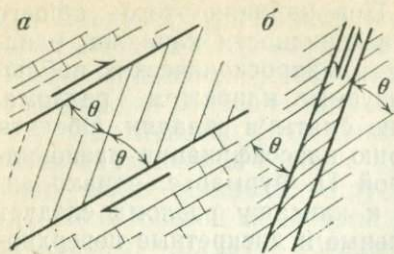


Рис. 30.

Преломление кливажа в толще переслаивающихся жестких и пластичных пород (а) и искривление кливажа в пластах с градационной слоистостью (б)

(рис. 30, б). Иногда в смятых в складки глинистых пластах в результате их изгиба с развитием тонкой отдельности напластования возникают трещины двух направлений — параллельно и перпендикулярно к напластованию. По этим двух системам трещин в породе выкальваются узкие длинные брусочки с прямоугольным или ромбическим поперечным сечением. Эта структура в англоязычной литературе называется карандашный кливаж (по-немецки, в работе А. Борна, — Griffelschiefer). Удлинение «карандашей» ориентировано параллельно осям локальных складок*. Поскольку этот кливаж преломляется при переходе из одного пласта в другой, его нельзя считать в полном смысле кливажом осевой плоскости, исключение составляет область замка складки. Однако в менее компетентных толщах угол между кливажом и поверхностями слоистости часто бывает очень острым, и кливаж по-существу ориентируется параллельно осевой плоскости и может развиваться истинный кливаж осевой плоскости. Чаше, одна-

* В аспидных сланцах карандашный кливаж обычно ориентирован под прямым углом к этому направлению (см. с. 60).

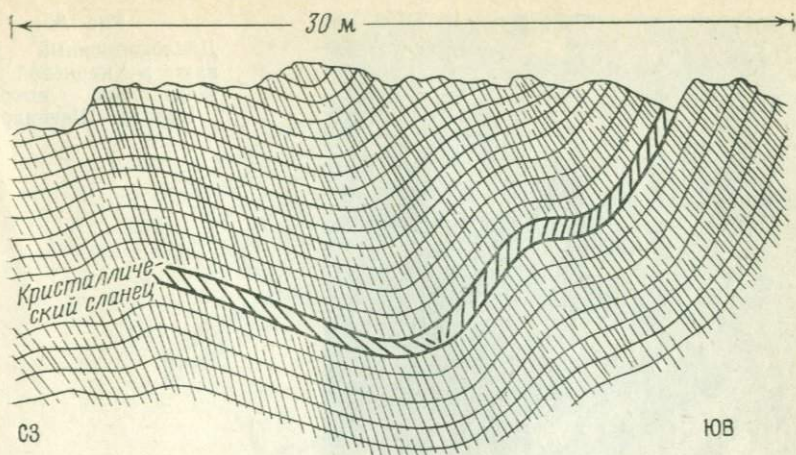


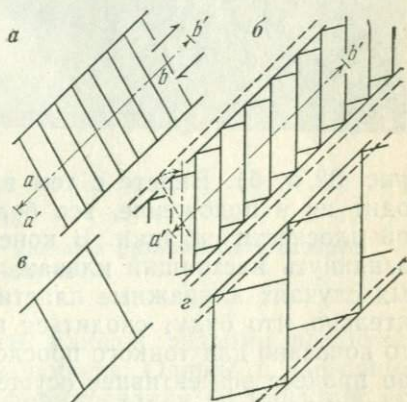
Рис. 31.

Верв кливажа в синклинали, выполненной торридонскими аркозами, остров Айслей, Шотландия

Рис. 32.

Роль интервала между трещинами кливажа в деформации.

a, б — утонение и продольное расширение (от *ab* до *a'b'*) кливажированного пласта в результате вращения пластин, ограниченных плоскостями кливажа разлома; *в, г* — схема, поясняющая предотвращение вращения крупных межкливажных пластин. В случае проявления такого вращения должно было бы происходить утолщение пласта, чему препятствует тяжесть налегающих пород



ко, кливаж разлома образует верв трещин, симметрично ориентированных по обе стороны от осевой плоскости (рис. 31).

По мере формирования складки, после возникновения начальных трещин, тонкие пластинки могут перемещаться друг относительно друга вследствие дальнейшего относительного проскальзывания сминающихся в складку пластов. Каждая кливажная плоскость на крыльях складки может действовать подобно мельчайшему нормальному сбросу, так что иногда наблюдается гофрировка поверхностей напластования бесчисленными сбросовыми уступчиками, параллельными *b*, «вполне отображающими подобие ступенек» (A. Laugel). Это движение (комбинация скольжения и вращения) обуславливает утонение пласта перпендикулярно к слоистости и расширение его в общем направлении движения



Рис. 33.

Дислокационный кливаж в корневой зоне гельветских покровов, Валаис, Швейцария.

(рис. 32, а, б). Вместе с тем вращение кливажных пластин приводит их в положение, все более близкое к параллельному осевой плоскости складки. В конечном счете таким образом может возникнуть настоящий кливаж осевой плоскости. В исключительных случаях кливажные пластинки могут повернуться столь значительно, что будут сходиться в направлении замка складки, как это показано для тонкого прослоя сланца на рис. 31. И в этом случае процесс эффективнее осуществляется с тонкими пластинками малокомпетентных пластов по сравнению с более толстыми пластинками относительно прочных и жестких пластов. Такие различия поведения кливажа при вращении дополнительно усиливают его преломление, обусловленное различиями состава слоев. Как указывал Лавринг [40], обсуждаемое вращение кливажных пластин может осуществляться лишь в том случае, когда верхние и нижние концы плоскостей трещинок кливажа частично заходят друг за друга (см. рис. 32, а, б). Если трещины широко отстоят друг от друга, вращение ромбовидной пластинки должно было бы привести к утолщению пласта в противовес воздействию вышележащей толщи, что противоречит принципу затраты минимума энергии (рис. 32, в, г). Кливажные пластинки нередко деформируются в процессе образования или позднее. В таких случаях их окончания вытягиваются и сигмоидально искривляются в направлении движения (рис. 33).

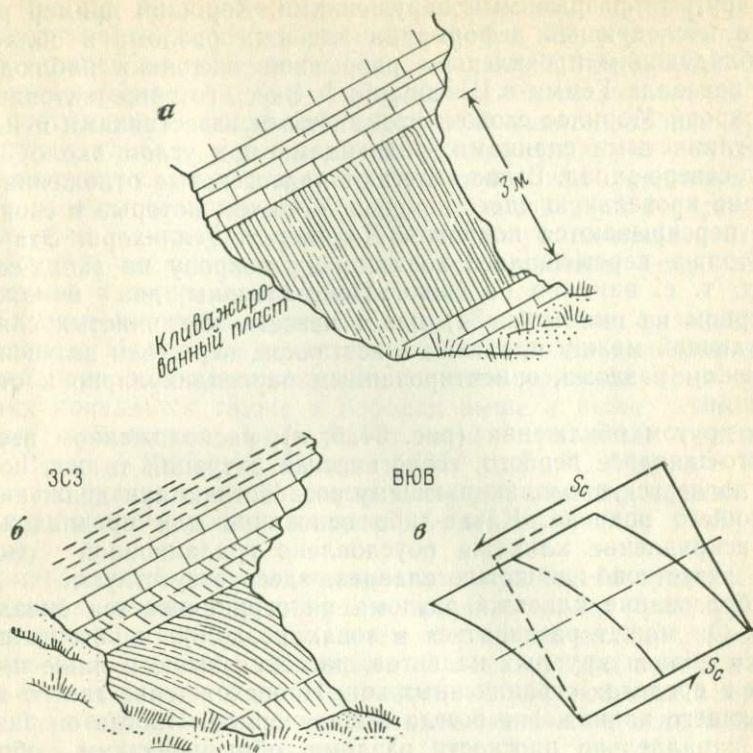


Рис. 34.

Развитие и последующее искривление кливажа разлома близ Шваренбаха, Швейцария.

Некоторые авторы полагали, что кливаж разлома возникает в результате сколового разрушения породы. Однако в настоящее время считают, что по механизму формирования он близок к аспидному кливажу и кливажу течения. При этом проявление того или иного типа кливажа определяется главным образом литологией толщи. Кливаж разлома возникает в более песчаных, а аспидный кливаж — в относительно глинистых породах. На рис. 30, б показано, каким образом осуществляется переход одного типа кливажа в другой в градационно-слоистом пласте. Считается, что плоскости кливажа совпадают с плоскостью уплощения (AB) конечного эллипсоида деформации. Это было убедительно показано Дж. Х. Диетеричем и Н. Л. Картером [19] сопоставлением результатов математического анализа ориентировки плоскости AB эллипсоида на разных стадиях развития складки с ориентировкой кливажа в природных складках.

Кливаж разлома часто обнаруживается в связи со складчатостью. Однако иногда он проявляется и в ассоциации с надвигами

или другими разрывными нарушениями. Хороший пример развития и последующей деформации кливажа разлома в области с преобладающим проявлением разрывной тектоники наблюдается близ перевала Гемми в Швейцарии*. Здесь готерив тектонического покрова Морклес сложен кремнистыми известняками и известково-глинистыми сланцами, падающими под углом около 35° на запад-северо-запад. Выше залегают палеогеновые отложения, слагающие кровельную часть покрова Морклес, которые в свою очередь перекрываются покровом Диаблеретс-Геллихорн. Эта верхняя толща перемещалась по нижнему покрову на запад-северо-запад, т. е. вниз по падению. Показательны два обнажения. В первом из них (рис. 34) пласт известково-глинистых сланцев, залегающий между пластами известняков, пересечен интенсивным кливажом разлома, ориентированным перпендикулярно к стратификации.

В другом обнажении (рис. 34, б, в), расположенном несколько юго-западнее первого, геологическая ситуация та же, но кливаж подвергся проволакивающему воздействию при движении налегающего покрова. Какие-либо основания для предположения, что искривление кливажа обусловлено градационной слоистостью известково-глинистых сланцев, здесь отсутствуют.

Образование кливажа разлома не ограничивается складчатостью. Он может развиваться в зонах разломов и обычно проявляется вблизи крупных надвигов, рассекая выше и ниже них породы в пределах ограниченных зон. Происхождение такого непроницающего кливажа не всегда бывает ясным. Иногда он развивается параллельно плоскости разлома, образуя, таким образом, приразломную зону разлистования (sheeted fault zone), а в других случаях образует с этой плоскостью острый угол (см. рис. 29, б).

Механизм образования кливажа этого типа неясен. Он может возникать вследствие сколового разрушения пород, прилегающих к главным плоскостям, по которым происходит движение. Нередко по таким кливажным поверхностям фиксировались значительные смещения. Обсуждались локальные плоскостные петроструктуры, ассоциирующиеся с зонами скальвания [53]. В этом случае кливаж вначале развивается под углом 45° к направлению движения, в зоне скальвания, и, подобно кливажу разлома, образующемуся в связи со складчатостью, может быть связан с выполаживанием плоскости (AB) конечного эллипсоида деформации.

Г. Ф. Беккер в 1882 г. продемонстрировал воздействие на вмещающие породы тесно сближенных зон скальвания, параллельных разломам и постепенно в них переходящих. Он показал, каким образом дифференциальное скольжение по таким плоскостям перемещает отдельные части толщи и приводит в конечном счете иногда к возникновению складок. Образующиеся, таким образом, структуры тесно связаны с Gleitbretterfalten В. Шмидта.

* Пользуясь случаем, благодарю профессора Вегмана, любезно познакомившего меня с этим районом.

Г. Ф. Беккер экспериментально и посредством математического анализа установил, что смещения пластов поперек зоны разлома, состоящей из многочисленных плоскостей скольжения, близки к логарифмической кривой. Форма последней зависит от углового соотношения плоскостей разлома и напластования. В этих структурах кливаж и движения по его поверхностям обуславливают кажущуюся складчатость, хотя сам кливаж подчинен плоскости разлома и прямо не связан с ориентировкой пересеченных им пластов. Поэтому не следует пытаться устанавливать стратиграфическую последовательность по соотношениям приразломного кливажа и поверхностей напластования*.

Вблизи некоторых разрывных нарушений может развиваться ко-сой кливаж. Иногда он ограничен в своем проявлении лишь дробленными породами непосредственно в зоне разлома, но в других случаях появляется также в породах выше и ниже этой зоны. Случаи проявления кливажа в зонах разлома описывали К. М. Невин в 1936 г., Г. Уилсон в 1951 г., Б. М. Адерка в 1961 г. (в связи с будинажем). Последний автор предложил называть эту структуру сланцеватостью дислокаций (*schistosity de dislocation*, франц).

Приразломный кливаж, распространяющийся за пределы зоны дислокации, может проявляться независимо от региональной складчатости и иногда явно сечет оба крыла складок, расположенных ниже (или выше) надвига. В связи с этим локальные соотношения кливажа и стратификации, наблюдающиеся в отдельных обнажениях, могут быть очень обманчивыми, если, конечно, структура не выяснена полностью.

Проявление кливажа в связи с образованием надвига закартировано в 1952 г. Д. Канунго в районе Кайл-оф-Лохалш, северо-западная часть Шотландии. Район располагается в пределах зоны Мойнского надвига. В ней в свою очередь имеются два подчиненных надвига, по которым льюисские гнейсы (рис. 35) надвинуты на торридонские песчаники, слагающие лежащую синклиналию. Последнюю обычно называют синклиналию Лох-Олш. Она замыкается в восточном направлении и в этом же направлении полого падают оба крыла лежащей складки. В нескольких местах удается видеть замок этой складки, протягивающийся грубо на северо-северо-запад. Слоистость течения и оползневые структуры в торридонских пластах однозначно свидетельствуют о том, что толща, залегающая выше ядра этой складки, опрокинута. Вблизи замка складки развит нормальный кливаж разлома. Его соотношения со слоистостью как раз такие, которые и следует ожидать в подобном случае. По мере удаления от ядра складки этот кливаж исчезает. Однако при дальнейшем движении на восток на меридиане Лох-Лайн Оиг появляется новый кливаж, фиксирующийся в более глинистых пластах группы диабейг, которые сла-

* Г. Каутский в 1953 г. привел пример сланцеватости, параллельной поверхности надвига.

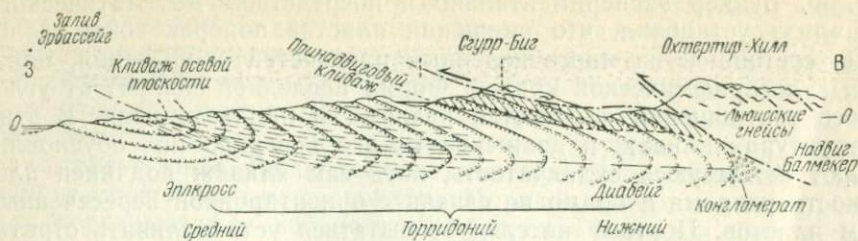


Рис. 35.

Соотношение разновозрастных систем кливажа в ядре синклинали Лох-Олш близ Кайл-оф-Лохалш, по Д. Канунго.

В ядре синклинали развит нормальный кливаж осевой плоскости, а более поздний кливаж приурочен лишь к подошве надвига Сгурр-Биг

гают опрокинутый нижний торридоний. Кливаж падает на восток под большим углом, чем напластование, так что на первый взгляд кажется, что породы здесь залегают в нормальной стратиграфической последовательности. Соответственно замок складки, наблюдающийся западнее, представляется гребнем антиклинали, замкнувшейся в западном направлении. Этот кливаж, становящийся более отчетливым восточнее, обязан своим образованием движению по спокойно падающему надвику Сгурр-Биг. Последний ныне здесь эродирован, но некогда располагался примерно в 100—150 м выше обнажений, в которых удается различить связанный с ним кливаж.

Развитие грубого кливажа разлома в связи с формированием надвига описывали в 1955 г. Р. О. Блумер и Х. Дж. Вернер. Наблюдавшаяся этими авторами [6] структура представляла очень тесно сближенные чешуйчатые надвиги, непригодные для определения по ним стратиграфической последовательности. Параллельно этим надвигам располагаются поверхности кливажа, падающие под углами от 70 до 20°. В граувакках и туфах эти поверхности отстоят друг от друга на 1 мм, а в кварцитах и грубозернистых породах трещины кливажа могут быть разделены интервалом в 1 м и более. Смещения по плоскостям трещин также широко варьируют, от менее 2,5 см до нескольких метров. Р. Блумер и Х. Вернер предложили для этой структуры название «шарьяжный кливаж» (*clivage de chaggiage*, франц.). Вероятно, к этому же типу относится хорошо развитый кливаж, наблюдающийся в Силлона в корневой зоне гельветских покровов (см. рис. 33).

След рассматриваемого кливажа на плоскости дислокации подчеркивает направление b этой структуры и располагается под прямым углом к направлению движения. Последнее же фиксируется острым углом кливажа с плоскостью разлома. Обычно удается наблюдать склонение направления b , в других случаях оно может быть вычислено из падения и простиранья кливажа и главной поверхности движения.

Кливаж скольжения подобно кливажу разлома относится к непроницающим структурам. Первый отличается от второго, однако, тем, что пластины между трещинами (микролитоны) сложены породой, уже обладающей сланцеватостью или тонкой отдельностью. Эти ранние поверхности (S_1) теперь подвергаются интенсивному сморщиванию. Интервал между плоскостями кливажа широко варьирует. В некоторых районах этот кливаж проявляется в ассоциации с зигзагообразными складками (см. рис. 22). А. Гейм отмечал в 1921 г., что в долине Пунтеглиас в Швейцарии плоскости кливажа скольжения отстоят друг от друга примерно на 1 см. Р. Болк в 1936 г. интерпретировал кливаж скольжения как плоскости скалывания и отмечал, что они отстоят друг от друга на 7—13 мм, хотя иногда до 26 мм. В пределах отрезка 52 см в кристаллическом сланце насчитывалась пятьдесят одна трещинка кливажа. В других регионах это расстояние настолько мало, что его удается оценить лишь при микроскопических наблюдениях.

Большинство наблюдателей полагают, что эта структура развивается по ослабленным плоскостям, возникающим в породе в результате смятия в складки ранее существовавших поверхностей. Так, Э. Клоос и А. Хиетанен в 1941 г. считали, что кливаж развивается в участках постепенного перехода мелких складок в тонкую гофрировку, порядок амплитуды которой приближается к размерам чешуй слюды исходного кристаллического сланца. Однако в других случаях можно наблюдать, что в результате скольжения по поверхности кливажа происходит проволакивание ранней сланцеватости, которая приобретает ориентировку, параллельную новообразованному кливажу. Представляется неблагоприятным пока категорически утверждать в этом случае, что здесь причина, а что следствие (рис. 36).

По плоскостям кливажа скольжения обычно проявляется перекристаллизация. Пластинчатые минералы, ориентированные по ранней сланцеватости (S_1), изгибаются и приобретают ориентировку, параллельную плоскостям более позднего кливажа (S_2), которые в свою очередь могут играть роль путей преимущественного движения минерализующих растворов. Наблюдается тенденция предпочтительного роста зерен, располагающихся наиболее близко к поверхностям кливажа; по этим же зернам образуются и новые минералы. Этот процесс перекристаллизации и роста новых минералов должен нарушать раннюю сланцеватость, и возможны все постепенные переходы от четко различимого кливажа скольжения, секущего раннюю сланцеватость или слоистость, до кристаллических сланцев, в которых ранние структуры практически затусованы.

Мелкие складки, с которыми ассоциируется кливаж скольжения, довольно разнообразны по форме (см. рис. 36, а) *. Обычно

* Некоторые проявления кливажа скольжения внешне сходны с формами microplicissement и plis minuscules, описанными профессором П. Фурмарье. Генетические различия между этими структурами обсуждаются на с. 65.

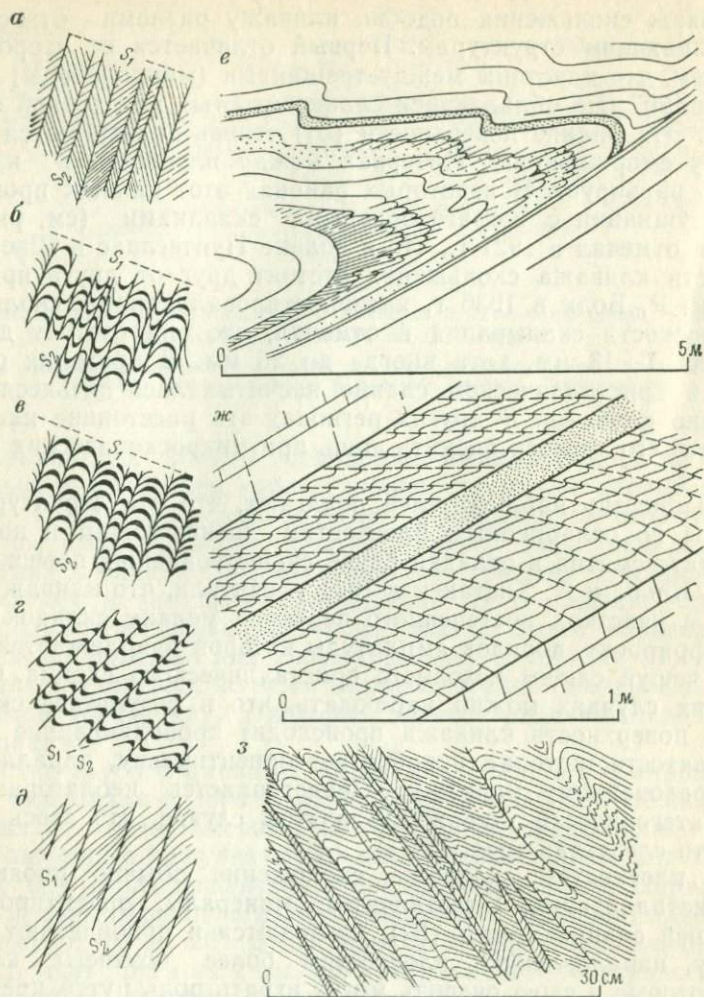


Рис. 36.

Соотношения кливажа скольжения с мелкими формами складок.

a—d — разновидности мелкой складчатости, с которыми ассоциируется и проявляется в поле кливажа скольжения; *e, ж* — проявления кливажа скольжения в метapelитовых и близким к ним кристаллических сланцах мойнской серии, Росс-оф-Малл, Аргилшир, Шотландия; *г* — кливажа скольжения, Сатерленд, Шотландия

по ориентировке этот кливаж совпадает с осевыми плоскостями шевронных (остроугольных) складок (см. рис. 22 и 36, *a*), завершая их развитие по способу, очень четко описанному Л. У. де Ситтером [67], хотя этот автор ошибочно называл эту структуру кливажом разлома. Хорошие примеры приведены также Э. С. Хилсом [28]. Ослабленные плоскости, по которым развивается кливаж, возникают в местах резкого перегиба пород в замках микроскладок.

Иногда образуются не шевронные остроугольные, а сжатые синусоидальные складки (см. рис. 36, б), у которых ослабленные плоскости возникают на крыльях, где первичная сланцеватость (S_1) изгибается до образования новой почти непрерывной поверхности отдельности (S_2). Скольжение в дальнейшем должно осуществляться вдоль крыльев складок, и пластинки между плоскостями кливажа будут содержать почти полные антиформные или синформные микроскладочки. Примеры таких структур приведены Р. Болком и Т. Ф. У. Бартом в 1936 г., А. Геймом в 1921 г., С. Киеновым в 1942 г., Ф. Гонзалез-Бонорино в 1960 г. Очень близки к таким синусоидальным структурам структуры, показанные на рис. 36, в, е, в которых замки одной из двух форм элиминированы и складчатость представлена серией кулисных микроскладок. Подобный стиль проявления кливажа скольжения наблюдается в замковых зонах крупных складок, где он играет роль кливажа осевой плоскости. В этой обстановке кливаж скольжения можно использовать для определения геометрических параметров крупной складки и даже, вероятно, стратиграфической последовательности.

Кливаж скольжения может также развиваться в ассоциации с мелкими асимметричными складками. В этом случае ослабленные плоскости возникают в результате растягивания крутого или подвернутого крыла микроскладок (см. рис. 36, г, ж, з). Эта структура позволяет полагать, что податливость горных пород усилием скалывания, обусловленным сжатием или скручиванием, примерно такая же, как при образовании надвигов. Асимметрия микроскладок фиксирует направление движения на плоскостях кливажа.

Характер изгиба ранней сланцеватости у плоскостей кливажа также позволяет предполагать, что наложенная деформация осуществлялась как сбросовое движение сквозь массу породы (см. рис. 36, д). В этом случае сланцеватость (S_1) не смята в складки в полном смысле, но сигмоидально искривлена. Такая ситуация была хорошо проиллюстрирована А. Борном в 1929 г., а также А. Харкером [27, фиг. 68].

8. Кливаж течения, сланцеватость и линейность

Образование кливажа течения или сланцеватости обуславливается перекристаллизацией пород в тот период, когда они претерпевают внутреннюю деформацию или движение под воздействием приложенных извне напряжений. Представляется, что истинная сланцеватость вряд ли может развиваться в породах в случае предотвращения контрастных движений. При отсутствии таких движений будут происходить, вероятно, лишь кое-какие изменения, помимо тектонического уплотнения, хотя эти изменения и усиливаются метаморфизмом. Почти всегда сланцеватость бывает резко выражена, и исследователь обычно находит признаки не только интенсивного сжатия, но также деформации и смещения мате-

риала в направлении наибольшей податливости среды. Еще Д. Шарп в 1847 г. и Х. И. Сорби в 1853 г. подчеркивали важный вклад такого удлинения или растягивания вещества в образование аспидного кливажа. Однако во многих руководствах этот фактор игнорируется и подчеркнуто лишь, что породы подвергались давлению. Позднее значение и признаки растягивания вещества были обобщены П. Фурмарье в 1949 г.

Кливаж течения или сланцеватость, ассоциирующиеся со складчатостью, хотя и не обязательно с метаморфическими толщами высокой ступени, обычно ориентируются параллельно или субпараллельно осевым плоскостям складок. Следовательно, этот кливаж можно использовать для расшифровки локальной структуры и для определения стратиграфической последовательности складчато-деформированных пластов, как это показано в гл. 6.

Развитие сланцеватости в горных породах в течение многих лет было предметом дискуссии среди геологов. А. Харкер в отчете Британской ассоциации содействия прогрессу наук в 1886 г. превосходно обобщил проблему образования аспидного кливажа, в том числе и результаты предыдущих исследователей. Позднее эту проблему наиболее детально обсуждали Ван-Хайз в 1896 г., Ч. К. Лейт в 1905 и 1923 гг., Ч. М. Бере в 1933 г. (монография об аспидных сланцах Пенсильвании), У. Дж. Мид в 1940 г., Ч. О. Свенсон в 1941 г., Э. Клоос в 1937 и 1947 гг., Ж. Гогель в 1945 г., Г. Уилсон в 1946 г., Б. Ж. Коллеж в 1958 г. и А. У. Сидденс [66]. Различные аспекты сланцеватости рассматривались во многих статьях проф. П. Фурмарье. Образование сланцеватости в той или иной мере обсуждается во всех современных руководствах. Детальное обсуждение проблемы деформированных пород, в том числе развития сланцеватости, можно найти в работах по структурной петрологии [61, 63, 74 и др.].

Отличный обзор кливажа течения (аспидного) приведен А. У. Сидденсом [66].

Наиболее простая разновидность кливажа течения представлена в аспидных (кровельных) сланцах, которые легко расщепляются параллельно сланцеватости на гладкие пластинки. Эти сланцы претерпели метаморфизм низкой ступени близ верхнего фронта сланцеватости. На больших глубинах и при более интенсивном метаморфизме возникают более крупнозернистые породы. Они расщепляются хуже, кливажные поверхности у них обладают атласным блеском и обычно волнистые или тонкоморщинистые. Такие породы называются филлитами, серицитовыми или хлорит-серицитовыми сланцами. Филлиты и близкие к ним породы в свою очередь постепенно переходят в категорию кристаллических сланцев. Последние почти всегда обладают способностью к легкому расщеплению в одном направлении, однако поверхности сланцеватости обычно гофрированы и к ним приурочена хотя бы одна система линейности. Некоторые разновидности относительно крупнозернистых кристаллических сланцев обладают также листоватостью в виде полосчатости состава, и сланцеватость у них

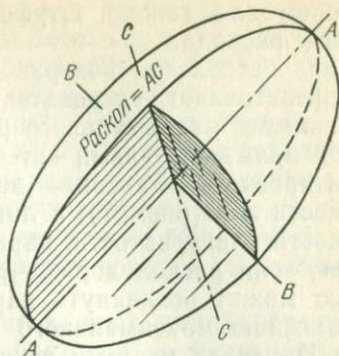
Рис. 37.

Соотношения сланцеватости, кливажа течения, «раскола» (long-gain) и эллипсоида деформации

параллельна первичной слоистости. В таких случаях очень затруднительно бывает разграничить сланцеватость и слоистость, даже в замках складок. При строгом исследовании эти элементы все-таки удается различать даже при очень небольшом угле между ними.

Почти всегда хорошие кровельные сланцы обладают помимо главных плоскостей сланцеватости вторым направлением относительно легкой раскальваемости, которое известно под названием раскол (grain). Иногда это направление проявляется штрихами на поверхности сланцеватости, в других же случаях неразличимо невооруженным глазом. Под микроскопом, однако, видно, что параллельно направлению раскола заметно удлинены зерна и чешуйки серицита и хлорита, кварц слагает вытянутые в этом направлении стерженьковидные обособления и сходным образом ориентирован рутил. Таким образом, раскол определяется параллельным удлинением кристаллов подобно тому, как сланцеватость определяется параллелизмом их совершенной спайности. Соотношения этого направления с движением, которое произошло в породе, было показано Э. Жаннетацем еще в 1884 г.

Этот автор установил, что раскол не только параллелен направлению максимального удлинения окаменелостей в аспидных сланцах, но в этом же направлении проявляется максимальная теплопроводность породы. Продолжая исследование этого явления экспериментально, Э. Жаннетац подверг мягкую глину сжатию в камере со свободным верхом, что создавало возможность легко снятия напряжений в направлении, перпендикулярном приложенному давлению. Глина сдавливалась в одном и выжималась из камеры в другом направлении. После этого опыта было установлено, что максимальная теплопроводность в образце деформированной глины проявлялась в направлении снятия нагрузки и наименьшая — в направлении наибольшего сжатия. Таким образом, изначально изотропная глина приобретала анизотропию, очень сходную с наблюдающейся в аспидных сланцах. При этом глина, однако, не претерпевала никаких метаморфических изменений, кроме механической деформации. Таким образом, фундаментальная молекулярная текстура вещества в данном случае была обусловлена одной деформацией. При перекристаллизации в условиях метаморфизма строение породы должно было бы стать более крупнозернистым, появилась бы сланцеватость и под мик-



Сланцеватость = AB

роскопом или даже в штуде можно было бы наблюдать ориентировку раскола.

След раскола на поверхности сланцеватости в аспидных сланцах представляет, следовательно, линейность, которая фиксирует направление максимального расширения в породе и располагается под прямыми углами к тектонической оси b (см. рис. 24). По ориентировке в эллипсоиде деформации сланцеватость отвечает плоскости AB (рис. 37), а линейность, образованная расколом на плоскости сланцеватости, параллельна оси AA эллипсоида. В том случае, если раскол хорошо развит, в пересечениях со сланцеватостью может возникнуть карандашный кливаж, параллельный направлению максимального расширения. Э. Жаннетац отмечал, что в Пиренеях местами раскол проявляется очень интенсивно и аспидные сланцы расщепляются по двум направлениям, образуя правильные плиты, которые можно использовать в качестве опор механизмов.

Макроскопические структуры, указывающие направление максимального расширения, хорошо известны еще по работам Ч. Х. Бере и Э. Клооса, опубликованным соответственно в 1933 и 1946 гг. Деформированные окаменелости измерялись и описывались более столетия, знаменитые геймовские иллюстрации белемитов были воспроизведены в публикациях по всему миру (Д. Шарп, 1846 г.; Х. К. Сорби, 1855 г.; А. Гейм, 1878 г.; Э. Жаннетац, 1884 г.; в том числе в последний период Ж. Гогель, 1952 г.). Гальки, вытнутые в направлении максимального расширения, были распознаны в северной части Уэльса Дж. Г. Рамсеем еще 1881 г. и еще раньше, в 1861 г., обсуждались Э. Ч. Х. Хичкоком и А. Д. Хейгером в США. Более недавние описания этого явления включают несколько примеров из каледонид (Г. Странд, 1945 г.; Д. Флинн, 1956 г., а также [21]), сопровождаемых аналитическим исследованием процесса. Деформированные подушечные обособления лав, миндалины и обломки агломератов, растянутые и удлиненные в направлении максимального расширения, были описаны Г. Уилсоном в 1951 г. Э. Клоос и А. Хьетанен в 1941 г. наблюдали удлинение пятен в вулканических породах, которые были «... шириной от бумажного листа до дюйма (2,5 см) и протяженностью до фута (30 см) и представляли, следовательно, линзовидные тела со строго параллельными длинными осями... Эта линейность (удлинение) приурочена к плоскости кливажа и, таким образом, независима от напластования... Она грубо перпендикулярна к оси складок». Наиболее ценная работа, посвященная этому вопросу, — исследование Э. Клоосом в 1947 г. деформированных оолитов в Маунтин-Фолд, шт. Мэриленд.

Значение деформации — расширения в одном и сжатия в другом направлениях редко принимается во внимание при оценках мощности толщи в складчатых регионах с развитой сланцеватостью. Дж. Ф. Н. Грин в 1917 г. опубликовал результаты расчетов растяжения «глазков» в вулканических породах Озерной области Англии, исходя из допущения, что первоначально эти формы бы-

ли сферическими. Судя по этим данным, в частности, один горизонт туфов мощностью 215 мм первоначально имел мощность лишь 155 м. Э. Клоос показал в работах 1942 и 1943 гг. на основании большого числа измерений деформированных оолитов в Аппалачах, что при складкообразовании мощность группы пластов резко увеличилась в замках складок. Он даже предполагал, что в связи с этим в других местах мощность толщи должна была уменьшиться на 50—60%. Во многих районах, однако, отсутствие измеримых объектов, по которым можно было бы подсчитать деформацию, позволяет лишь строить догадки об изменении мощности пластов.

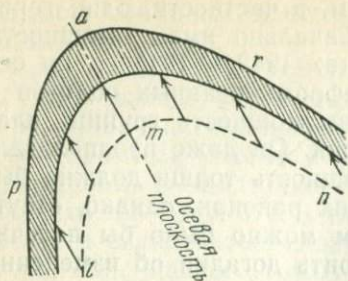
С развитием в складчато-деформированных толщах сланцеватости появляются несколько новых факторов, которые следует учитывать. Так, в результате перекристаллизации изменяются физические свойства пород, и первоначально мягкий легко деформирующийся материал становится более устойчивым и жестким вследствие «наклепа» (упрочнение в результате неоднократной деформации). После завершения деформации посредством образования флексурных складок и в условиях продолжающегося воздействия давления в сланцеватых массах в целом могут возникать трещины скалывания и, в частности, развиваться «кливаж скалывания или нормальные полоски излома» (гл. 7), которые будут выглядеть подобно кливажу скольжения, секущему поперек аспидную сланцеватость и лишаящему практической ценности большие части месторождений кровельных сланцев.

На ранней стадии складкообразования часто роль наиболее важной плоскостной структуры играет напластование. Последнее при зарождении складок обуславливает флексурное скольжение, т. е. проскальзывание пластов друг относительно друга. В результате флексурного складкообразования возникают складки с параллельным или концентрическим строением в поперечном разрезе. Однако при дальнейшем развитии процесса складкообразования возникает структура осевой плоскости, и структура напластования утрачивает свое значение. Соответственно менее важную роль начинает играть (а затем и завершается) складчатость, обусловленная флексурным скольжением. Однако при условии продолжающегося воздействия напряжений сжатия складчатость также продолжает развиваться, но уже посредством однородного уплощения, при котором структура осевой плоскости становится все более резко выраженной, а складки по геометрическому типу постепенно переходят из категории параллельных к подобным (рис. 38).

Кристаллические сланцы лишь изредка представлены такими же простыми тектоническими структурами, какие наблюдаются в аспидных сланцах. Кристаллические сланцы претерпели гораздо более интенсивные движения по сравнению с аспидными сланцами, соответственно, они сильнее метаморфизованы, и перекристаллизация играет в них более важную роль. Тем не менее в принципе аспидные и кристаллические сланцы имеют много общего. На-

Рис. 38.

Утрата параллелизма поверхностей напластования в подобных складках (с постоянной мощностью пластов) в результате межпластового скольжения во флектуре



пример, в некоторых местностях у сланцеватости кристаллических сланцев обнаруживаются точно такие же соотношения со складчатостью, как и у кливажа тонкозернистых аспидных сланцев. В обоих этих случаях сланцеватость параллельна осевым плоскостям складок. Соотношения между напластованием и сланцеватостью могут быть полезными для тектонических интерпретаций (рис. 39). Однако обычно в породах, претерпевших метаморфизм высокой ступени, сланцеватость осевой плоскости не проявляется. Плоскости сланцеватости в таких случаях соответствуют поверхностям стратификации, или пластинчатости напластования, и более или менее непрерывно окаймляют замки складок. Соответственно породы приобретают листоватый облик, как полосчатые гнейсы, в которых сланцеватость повсеместно параллельна напластованию.

На мой взгляд, аспидная сланцеватость представляет окаменевшее ламинарное течение вязкого материала, тогда как эта же структура кристаллических сланцев отражает момент перехода к турбулентному течению или начальные формы его проявления. Главные поверхности сланцеватости остаются еще заметными, но они уже не ровные и гладкие, а неправильные или гофрированные.

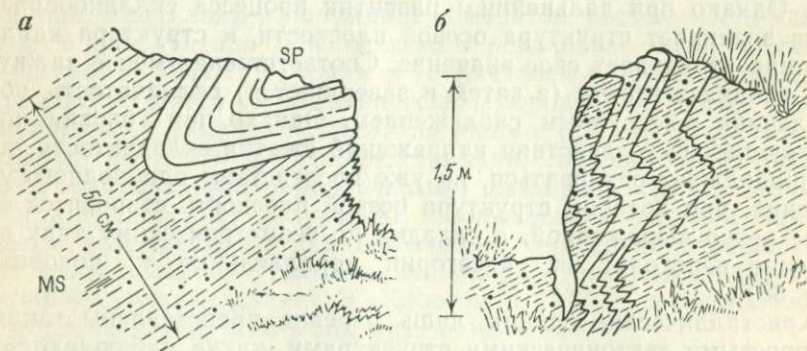


Рис. 39.

Соотношения кристаллических сланцев и складчатости.

a — сланцеватость осевой плоскости в гранат-слюдяном кристаллическом сланце. Сатерленд, Шотландия (MS — слюдяной сланец, SP — метасемипелитовый сланец); *б* — складчатая листоватость и сланцеватость осевой плоскости в гранат-роговообманковом кристаллическом сланце, Росс-оф-Малл, Шотландия

В ряде статей, опубликованных в 1951—1953 гг., в частности [23] П. Фурмарье обсудил особенности развития мелких складок в сланцеватых породах. Он подразделил их на микроскладки (*microplissements*) и миниатюрные складки (*plis minuscules*). Первые представляют гофрировку сланцеватости, вторые — мелкие сморщивания (*chiffonage*) тонких компетентных пластов, заключенных во вмещающей сланцеватой породе.

Полагают, что микроскладчатость развивается непосредственно из обычной плоской сланцеватости по мере увеличения глубины погребения и усиления метаморфизма. Это переход происходит вблизи нижнего фронта кливажа («*le front inferieur de schistosité*», франц.), примерно соответствующего уровню эпизоны по Грубенманну. Фурмарье описал постепенный переход с глубиной нормальной сланцеватости в гофрированную, смятую в мелкие зигзагообразные или синусоидальные складочки, образование которых непосредственно связано с теми же агентами, как и само возникновение первоначальной сланцеватости. Породы, смятые в микроскладки, раскалываются на пластинки, толщина которых контролируется размерами этих складочек; менее важную роль в этом играет ориентировка спайности минералов, обусловливающая сланцеватость. По-видимому, микроскладчатость тесно соответствует британской интерпретации кливажа скольжения. Для того чтобы убедиться в этом, достаточно сравнить рис. 36 этой книги, демонстрирующий кливаж скольжения, и ряд иллюстраций в работе П. Фурмарье [23, фиг. 1, 3, 4, 5], относящихся к выделенной им микроскладчатости.

Понятие П. Фурмарье «микроскладчатость» относится к зонам постепенного перехода относительно грубозернистых кристаллических сланцев в гнейсы и имеет определенное генетическое значение.

Миниатюрные складки отличаются от микроскладок тем, что они фиксируются отдельными относительно тонкими прослоями, включенными в толщи с плоскостной сланцеватостью. Эти складки, обычно сжатые, с признаками волочения, а их осевые плоскости согласны со сланцеватостью вмещающих пород. Они, будучи меньшими по размерам, очень близки к «паразитическим» складкам, описанным Л. У. де Ситтером [68]. Миниатюрные складки хорошо наблюдаются в породах, претерпевших метаморфизм низкой степени, и даже в относительно крупнозернистых кристаллических сланцах они отличимы от микроскладок. Однако в условиях метаморфизма высокой степени эти два типа структур легко можно спутать.

Плоскости сланцеватости у кристаллических сланцев почти всегда гофрированы, и это объясняется тем, что они пересечены одной или несколькими системами мелковолнистой складчатости, замки складочек в которых создают линейность на поверхностях сланцеватости. Линейность на сланцеватости или плоскостях кливажа течения может возникать по различным механизмам. Прежде всего эта линейность может быть параллельна направлению

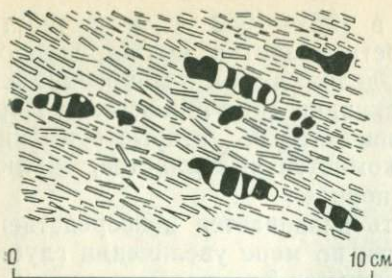


Рис. 40.
Линейность по *b*, Росс-оф-Малл.
Шотландия.

Параллельное расположение призм роговой обманки и вытянутых линзочек граната (черное) с цементом кварца (белое) в гранат-роговообманковом кристаллическом сланце

максимального расширения, как это имеет место у аспидных сланцев, и образуется в результате удлинения зерен минералов или вытягивания включений. В большинстве случаев устанавливается, что оси симметрии мелких и включающих их крупных структур совпадают [38].

Параллельно замкам крупных складок обычно образуются следующие разновидности линейности:

а) линейность, вызванная взаимным пересечением напластования и кливажа осевой плоскости;

б) сланцеватость, может сморщиваться при тонком складкообразовании. Замки этих микроскладок могут быть параллельными замку крупной складки;

в) кристаллизация игольчатых минералов (например, амфиболов) в параллельной ориентировке;

г) растаскивание, возможно в комбинации с вращением некоторых минералов, например гранатов (рис. 40) или включений (например, галек);

е) разделение тонких хрупких пластов на удлиненные полосы, параллельные следу напластования на сланцеватости. Конечный продукт этого процесса называется остроугольным конгломератом (см. рис. 58);

и) развитие таких грубых линейных структур, как складки волочения и паразитические складки, будинаж, маллионы и брусы. Эти структуры обсуждаются в следующих разделах.

После того как разовьется кливаж осевой плоскости или сланцеватость, складка может продолжать развиваться за счет гомогенного уплощения. Другой способ дальнейшего развития складчатости в такой ситуации — это скольжение по плоскостям сланцеватости. Складки, образованные таким образом, следует называть складками скальвания. Если движение параллельное сланцеватости было ламинарным скольжением, систематически изменяющимся по величине в поперечном разрезе складки, последняя приближается по форме к подобной складке без ассоциирующихся паразитических складок. Это, однако, случается далеко не всегда, и нередко интенсивное движение может приводить к смятию плоскостей сланцеватости в мелкие изоклиналильные складки. Этот процесс, вероятно, контролируется скольжением облекающих складку пород вверх в направлении к замкам антиклиналей.

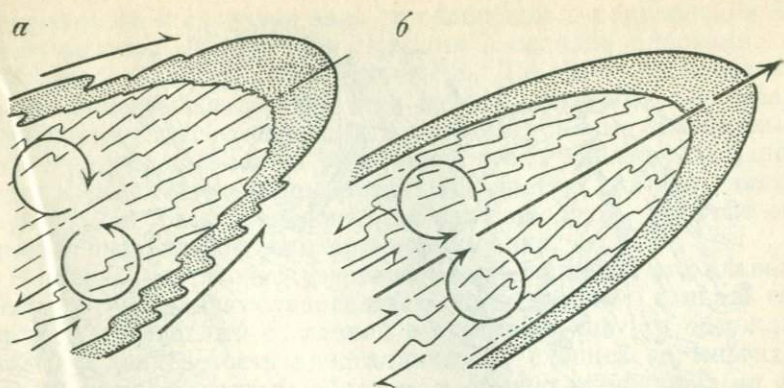


Рис. 41.

Сморщивание сланцеватости в результате фрикционного волочения породами, облекающими складку (а) и вследствие поступательного движения ядра складки (б)

Фрикционное проволакивание толщи передается на плоскости сланцеватости, особенно в тех местах, где кливаж более или менее параллелен крыльям складки. В этой ситуации в мелких складочках сланцеватости происходит такое же скольжение, как и в складках волочения (рис. 41, а). Однако, если складка растет в результате поступательного движения ядра относительно облекающих его пород, любое смятие сланцеватости должно осуществляться с противоположным знаком по сравнению с обычными складками волочения (рис. 41, б). В любом случае дифференциальное скольжение по плоскостям сланцеватости будет комплементарным на двух сторонах от осевых плоскостей крупных складок. В породах, претерпевших крупные горизонтальные движения, такие дифференциальные эффекты могут быть подавлены региональной трансляцией. В этом случае знак движения будет одинаковым повсеместно во всей толще.

Продолжительное дифференциальное скольжение может также привести к движению кручения между плоскостями сланцеватости, как это показано стрелками на рис. 41; при этом кристаллы ранее образовавшихся минералов могут претерпевать вращение. Если такое движение осуществляется в момент роста порфиробластов, могут возникать спиральные или типа «снежка» кристаллы, особенно характерные для граната. Ось этого вращения ориентирована параллельно локальному направлению В [42]. При этом в образцах с разных крыльев небольшой складки установлено, что порфиробласты граната вращались в противоположные стороны. Предпринимались попытки развернуть спиральные порфиробласты У. Шмидтом в 1918 г., а также [4]. При этом было установлено, что на 1 см мощности поперек сланцеватости дифференциальное раскручивание варьировало от 3 до 5,6 см. Зна-

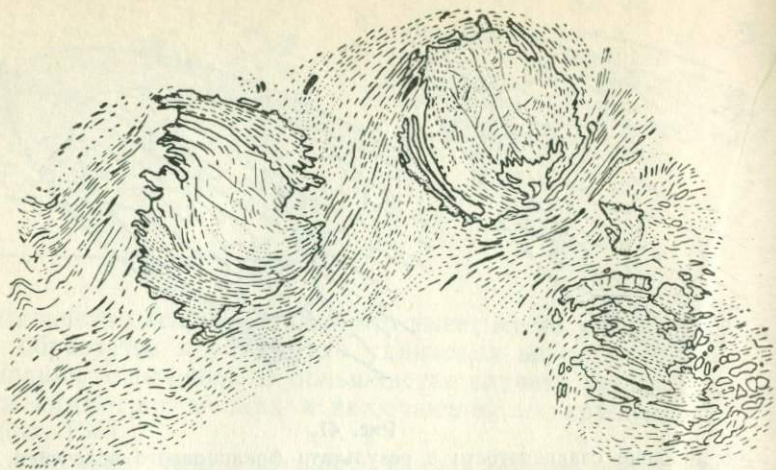


Рис. 42.

Вращение порфиробластов граната по Л. И. Криге и по [56]

чение этих цифр обсуждал Х. Х. Рид [56]. Необходимо здесь отметить, что В. Ж. Колле в работе 1959 г. отверг предположенный ранее механизм образования «гелицитовых» порфиробластов*, предложил трактовать их в рамках теории упругой анизотропии и заключил, что «эти структуры не могут свидетельствовать о сколовых движениях, параллельных плоскости сланцеватости».

В этой главе обсуждались структуры, обнаруженные в регионах с однофазной деформацией, направление b в них повсеместно было постоянным. Такая простота регионального устройства, обусловленная цилиндрической складчатостью, не представляет редкости, и многие структуры действительно очень близки к ней.

Однако в некоторых районах со складчатостью, представляющейся на первый взгляд очень простой, в действительности проявляются линейные структуры, не параллельные ни друг другу, ни замкам складок. Они могут возникать при наложенных тектонических движениях. Такие же соотношения, однако, могут проявляться и при однофазном движении, но с образованием конической складчатости, как это показал в 1950 г. Ч. Х. Стокуелл. Хороший пример взаимоотношений этого типа был описан П. Клиффордом и его соавторами [11]. Здесь линейные структуры с ори-

* Х. Х. Рид [56] указывал, что использование термина «гелицитовый» в смысле, предложенном Вайншенком (для характеристики реликтовых включений минералов, кристаллизовавшихся рано, до роста порфиробластов, т. е. во временном значении)... следует сохранить». Синтектонические спиральные или закрученные порфиробласты, например, иллюстрированные в работах Л. Ж. Крига 1916 г. (рис. 42) и Дж. С. Флетта 1912 г., по Х. Х. Риду [57], не следует относить к типу гелицитовых.

ентировкой по b сходятся вниз по склонению в направлении к вершинам конусов, образуемых смятыми в складки пластами.

В северной части Девона проф. Д. Дж. Шермен показал мне другие аномальные соотношения между крупными и мелкими структурами. Здесь толща смята в асимметричные удлиненные купола. Это сопровождалось генерацией косых движений и напряжениями в складчато-деформированных пластах, так что линейные структуры не только отклоняются друг от друга, но и не обязательно соответствуют осям крупной складки.

В общем, достаточно уверенно можно принять, что кливаж течения или аспидная сланцеватость представляют кливаж осевой плоскости, согласный с главной структурой, как это обсуждалось в гл. 6. Сланцеватость кристаллических сланцев во многих случаях ведет себя сходным образом, и обычно гофрировка на ее поверхностях отвечает линейности, субпараллельной B (оси крупной складки), хотя существуют и заметные отклонения. Относительно глубоко погребенные метаморфические породы могут претерпевать более сложные движения, или их структуры могут искажаться наложенными тектоническими воздействиями, см. [17]. Следовательно, мелкие структуры в них подлежат непременно изучению, а выводы, основанные на них, следует использовать с осторожностью. Лишь после того как будут установлены их соотношения с тектоническими движениями, к ним можно прибегать для расшифровки крупных структур.

9. Будинаж

Много писали о структуре будинаж после того, как она была продемонстрирована на съезде Геологического общества Бельгии в 1908 г. и позднее на Международном Геологическом Конгрессе в 1922 г. профессорами Макс-Логестом, Стайнье и Фурмарье, но вплоть до примерно 1950 г. она еще рассматривалась как редкая. Теперь будинаж хорошо известен, хотя иногда этот термин трактуют неправильно. Нередко любое свободное включение породы в метаморфическом комплексе называют будиной, невзирая на его форму и размеры. Н. Раст [54] для таких тел предложил название «тектоническое включение». Д. Б. Мак-Интайр называл их «рыбами».

Первичное описание будин затем было упомянуто и дополнено новыми примерами в работах исследователей многих стран: П. И. Холмквистом в 1931 г., Э. Вегманом в 1932 г., Х. Х. Ридом в 1934 г. и Э. Клоосом [12]. Эти же данные обсуждал в 1923 г. и Т. Т. Квирк, однако его теория происхождения будинажа в результате сжатия параллельно слою в настоящее время не пользуется признанием.

Наиболее важный факт, выявившийся из этих описаний — форма будин, которые в трех измерениях выглядят как «... серия крупных цилиндров или «сосисок», лежащих рядом на сковородке или похожих на пальцы руки, покоящейся на столе. К сожа-

лению, истинная длина будин наблюдается редко. Почти всегда они видны в поперечном сечении, на срезах в стенках трещин, при этом истинная их длина бывает либо скрыта, либо уничтожена эрозией»*.

Прототипические будины почти изометричны в поперечном сечении и «... имеют форму бочонка, по обоим концам которого локализованы гнезда кварца». В большинстве остальных описанных случаев будины обнаруживают заметные различия в их относительных поперечных размерах. Поэтому представляется, что для удобства описания будинажа следует принять некоторые стандартные определения их размеров. Ниже последние приводятся в основном по работе Э. Вегмана, опубликованной в 1932 г. (рис. 43):

а) длина. Измеряется параллельно оси цилиндрического тела будины или по линии сочленения смежных цилиндров. В этом смысле ошибочно было бы использовать термин удлинение, поскольку расширение или удлинение массы породы в целом осуществляется нормально к длине будин;

б) мощность измеряется точно так же, как у пласта или дайки;

в) ширина — расстояние, измеряемое под прямыми углами к оси цилиндров и параллельно первичной плоскости стратификации поперек отдельной будины, т. е. от ребра и до ребра цилиндра;

г) разобшение — расстояние, измеряемое под прямыми углами к оси цилиндров между смежными цилиндрами. Продольное разобшение можно использовать для измерения разрывов, возникающих поперек главных цилиндров в местах, где они разломлены секущими системами будинажа, подобными структуре «плитки шоколада», описанной Э. Вегманом в 1932 г.

В типичном случае будина образуется за счет пласта или дайки, которые в момент будинирования были более жесткими, чем вмещающая их среда. Поперечное ее сечение может варьировать от почти изометричного бочонковидного до уплощенного линзовидного. Обычно в центральной части ограничения будин параллельны, но сходятся в направлении к ребрам, которые в свою очередь могут быть вогнутыми. Вмещающие менее жесткие пласты согласно облекают будины со всех сторон и искривляются лишь в узком разрыве, или шейке, между смежными будинами. В зависимости от тех или иных обстоятельств разрывы между будинами

* Путаница в отношении смысла термина «будина», несомненно, обусловлена тем, что в различных странах по-разному трактуют механизм взаимного смещения будин. В континентальной Европе в основном наблюдались крупные будины, располагающиеся бок о бок в пределах некоторой пластины. В Британии и Америке более обычны мелкие колбасовидные будины, четкообразно друг за другом выстраивающиеся в цепочки. Поперечные сечения неизометричных будин создают ложное впечатление изометричных тел. Такая ошибочная интерпретация прототипических будин, к сожалению, приведена, по крайней мере, еще в двух статьях.

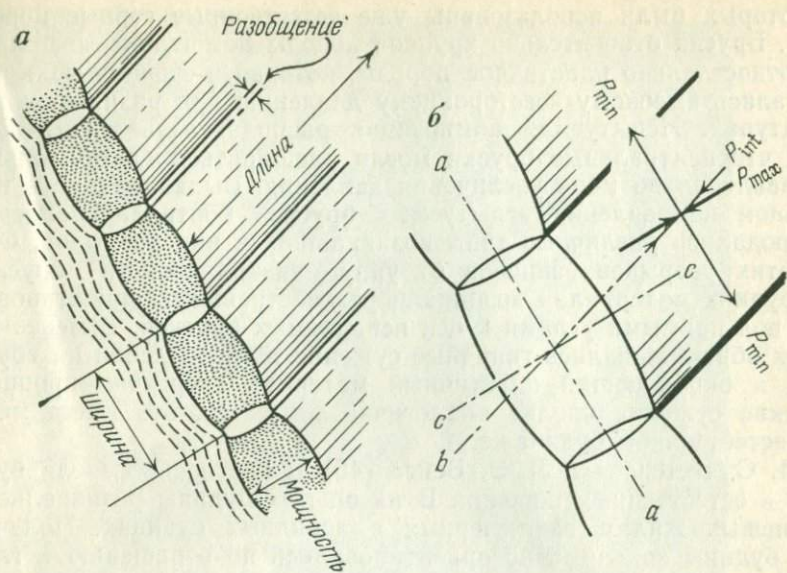


Рис. 43.

Будинаж.

а — параметры размеров и формы будин; б — структурная симметрия будин и распределение напряжений при их образовании

могут быть заполнены линзовидными сегрегациями кварца или кальцита либо вмещающей породой, выжатой в этот разрыв.

В целом структура будинаж обусловлена растаскиванием пород в направлении под прямыми углами к длине будин. По своему облику шейки между смежными будинами аналогичны разрывам, наблюдающимся при испытании мягкой стали на растяжение и возникающими при достижении точки трещинообразования.

Эта аналогия неполная, поскольку условия не вполне идентичные. Испытуемый образец стали разламывается в свободной воздушной среде в результате одного растяжения. Будинаж же проявляется на глубине в земной коре, где имеется всестороннее давление, обусловленное тяжестью вышележащих пород, а также избыточное тектоническое давление. Х. Рамберг [50] экспериментально показал, что будинаж не обязательно отвечает прямо воздействию сил растяжения, но может быть обусловлен дифференциальными напряжениями $P_{\max} - P_{\min}$. Его модель состояла из слоя хрупкого материала, заключенного между двумя слоями более пластичного материала, подобно сэндвичу. При сжатии нормально расслоению модели пластичные слои растекались во внешние стороны, тогда как более жесткий слой между ними разрушался в результате растяжения, обусловленного трением на его верхней и нижней поверхностях. Эта схема была подтверждена дальнейшими экспериментальными работами,

в которых были использованы уже естественные горные породы [26]. Бруски относительно хрупкой породы помещались в цилиндры относительно пластичной породы, которая в свою очередь подвергалась высокому всестороннему давлению при различных температурах. Испытуемая композиция располагалась таким образом, что центральные бруски могли расширяться в продольном направлении по мере увеличения давления. Выдавливание в продольном направлении испытуемых брусков контролировалось, и наблюдались различные типы возникавших в них разрывов. Форма этих разрывов зависела от упруго-вязких свойств брусков. В хрупких материалах возникали резкие трещины, ориентированные под прямыми углами к оси испытуемых брусков. В менее жестких обнаруживались типичные сужения до разделения на «будины», а окружающий пластичный материал энергично проникал в такие сужения вполне аналогично тому, как это имеет место при естественном будинаже.

М. С. Петерсон и Л. Э. Вейсс [45] также воспроизвели будинаж в естественных породах. В их опытах будины развивались в кварцевых жилах, заключенных в аспидных сланцах. Полученные будины закономерно ориентировались по отношению к главным напряжениям (см. рис. 43, б). Оси будин располагались под прямыми углами к направлению P_{\min} , которое было параллельно ширине будин и отвечало направлению расширения массы породы в целом. Длина будин располагалась параллельно P_{med} . Симметрия возникшей структуры была ромбической с хорошо различимыми направлениями сжатия и растяжения при отсутствии движения параллельно длине цилиндров.

Длина будин нормально ориентируется, таким образом, параллельно главной тектонической оси, или оси складчатости, как это показал в 1923 г. Т. Т. Квирк при наблюдении прототипического будинажа. Такие же соотношения затем были отмечены Э. Клоосом [12], Д. Б. Мак Интайром [41] и Д. Х. Сендерсоном [62] и автором (рис. 44, 45). Направление b будин соответствует V . Как отмечал в 1932 г. Э. Вегман, «особенно благоприятны для развития будинажа опрокинутые складки». Позднее, в 1953 г., примеры таких соотношений описал А. Р. Гинди.

Будинаж обычно связан со складчатостью, в которой развитие сланцеватости в относительно мягких пластах сопровождается пластическим растягиванием более жестких пластов на крыльях складок (рис. 46). Такие соотношения рассмотрел также Д. Б. Мак-Интайр [41]. Разлинзование может даже продолжаться в замковой зоне складки (см. рис. 45), как это показал в 1953 г. А. Р. Гинди, затем Н. Раст [54], хотя это наблюдается далеко не всегда.

Растягивание опрокинутых крыльев лежащих складок, как отмечал Э. Вегман, может также сопровождаться будинажем. Аналогично он может проявляться поблизости от крупных надвигов (см. рис. 64, в), как, например, это имеет место близ Тинтейгела



Рис. 44.

73 Поперечные сечения будин, претерпевших слабое вращение, мойнская серия, Росс-оф-Малл, Шотландия



Рис. 45.

Растаскивание будинаж на крыльях прямой складки, образованной слоями загрязненного кварцита и слюдяного кристаллического сланца, мойнская серия, Росс-оф-Малл, Шотландия

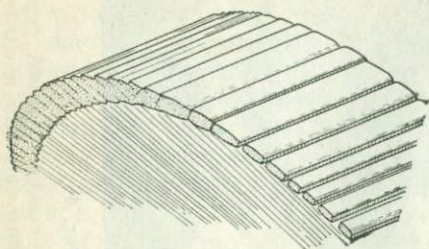


Рис. 46.

Будинаж на крыльях складки

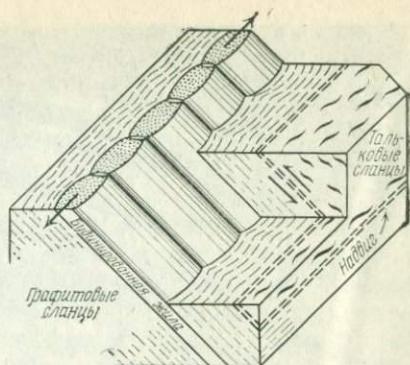


Рис. 47.

Будины по *a*, ориентированные параллельно направлению движения в зоне надвига (по Х. Х. Риду)

в Корнуолле. Здесь в береговых обрывах побережья Требарвит наблюдаются будины мощностью 1—1,5 м и шириной до 6 или 7 м. В одном случае наблюдалась длина будины более 20 м. Дж. Паркинсон в 1903 г. описал в этом районе несколько меньшие структуры как «... серию из трех или четырех эллипсоидальных обособлений, связанных, друг с другом подобно звеньям в цепи». Повсеместно в этом районе длина будин параллельна тектоническому направлению *b*.

Длина будин не обязательно параллельна оси складок. Эти соотношения отмечал Н. Раст [54] на примерах из дальредских толщ в Шотландии, но тогда автор не нашел убедительного объяснения этим аномалиям. Профессор Д. Дж. Ширмен установил, что в северной части Девона, в толще, смятой в асимметричные вытянутые купола, длины всех будин были косо ориентированы по отношению к осям складок, но располагались параллельно локальным рубцам растяжения. Это позволяет предполагать, что локальные напряжения сами были ориентированы косо по отношению к внешним тектоническим силам, обусловившим складчатость. Х. Х. Рид в 1934 г. описал дайку, будинированную в зоне надвига. В этом случае длины будин были параллельны направлению движения. Эта дайка была заключена в мягких графитовых кристаллических сланцах, очевидно, формировавшихся при движениях по надвигу (рис. 47). Э. Клоос и А. Хиетанен в 1941 г. описали будины, ориентированные в пределах одного карьера как параллельно, так и нормально к локальной тектонической оси. Структура «плитки шоколада», описанная Э. Вегманом в 1932 г., обусловлена взаимопересечением систем будинажа, развившихся в двух направлениях под прямым углом друг к другу [15].

Иногда удается установить вращение будин относительно их продольных осей, что приводит к уменьшению симметрии струк-

туры от ромбической до моноклинной. Обычно уплощение будин предотвращает их вращение в пласте в ту или иную сторону. Такое вращение может происходить у будин с изометричным поперечным сечением, особенно в случае, если в породе происходит интенсивное движение скальвания. В складчатой толще знак вращения должен соответствовать межпластовому проскальзыванию, направленному вверх к замкам антиклиналей. Вследствие их асимметрии эти мелкие структуры можно использовать для определения формы главной структуры. Например, на рис. 45 небольшое кручение будин по часовой стрелке находится в соответствии со скольжением пластов главной структуры. Изображенное здесь обнажение расположено на крутом (вертикальном) крыле крупной асимметричной синклинали, замок которой располагается на фотографии слева. Каждый более левый пласт здесь перемещался вверх (из синклинали) по отношению к каждому более правому пласту (см. рис. 64).

Э. Клоос [12] описал вращение всех будин структуры примерно на 40° . Эти будины имели ромбическое поперечное сечение, обычно для них не характерное. Вероятно, жесткие пласты первоначально разрушались не посредством растяжения, а в результате скальвания. Призматические тела, таким образом, обособлялись в виде изометричных блоков трещинами кливажа, а не трещинами растяжения. Тем не менее эффект вращения был одинаковым. Позднее будины с ромбическим сечением и их вращение рассматривал К. Э. Стромгард [69].

Развитие будинажа в гнейсовых толщах обсуждалось Э. Вегманом в 1932 г. и Х. Рамбергом [50]. Оба автора описали базитовые прослои или дайки в полосчатых гнейсах. Эти прослои разламывались и растаскивались в результате движения окружающего их относительно кислого материала. Обратные взаимоотношения описаны К. Х. Шейманом в 1956 г. в результате детального изучения мелких сложных будин в сильно деформированном плагиоклазовом амфиболите, претерпевшем вязкое течение.

Описанные А. Геймом четковидные разлинзованные белемниты следует рассматривать как линейную разновидность будинажа. Эти окаменелости были сильно вытянуты и разломлены на сегменты, а затем сцементированы кварцем. Вследствие первоначально цилиндрической формы белемнитов у возникших за счет них будин «длины» и «мощности» оказались одинаковыми. Расширение при этом будинаже происходило в направлении a [30]. Аналогичное растаскивание наблюдалось для линз граната и в гальках, которые расчленились на отдельные сегменты с выполнением пространства между последними кварцем. В этом случае, как это показал в 1897 г. С. Т. Клаг, удлинение иногда было параллельно a , а в других случаях b (см. рис. 40).

В общем, структура будинаж обычно имеет ромбическую симметрию, в которой длины цилиндрических будин фиксируют направление локального промежуточного главного напряжения, или направление наименьшего искажения. Ширина будин отвечает на-

правлению растаскивания или локального минимального главного напряжения. Таким образом, будины обычно ориентированы параллельно тектоническому направлению *b*, но иногда нормально к нему, по *a*. Изредка наблюдалась и косая ориентировка будин. При вращении будин возникают моноклинные структуры, а знак вращения свидетельствует об относительном направлении скольжения пород по той или иной стороне будинированного пласта или дайки.

10. Складки волочения и паразитические складки

Складки волочения, дословно по-французски *plis d'entrainement*, но названные Л. Море в 1947 г. *plis de frottement* (фрикционные складки), представляют собой асимметричные складки, возникающие в некомпетентных пластах в результате дифференциальных движений более устойчивых пластов, расположенных выше и ниже их. Складки волочения дисгармоничные и обычно ограничены пространственно определенными зонами или группами пород. При этом менее компетентные пласты, будучи неспособными противостоять фрикционным напряжениям, обусловленным движениями более прочных пластов, залегающих выше и ниже, проволакиваются и сминаются в опрокинутые или асимметричные мелкие складки, оси которых располагаются под прямыми углами к направлению движения. Знак этого движения фиксируется наклоном осевых плоскостей. Складки волочения обычно обладают моноклинной симметрией (см. рис. 5, в).

Размеры складок волочения варьируют в широких пределах от мелкого коробления тонких пластов до складок, слагающих целиком склон крупной горы, как это имеет место у автохтонных складок Альп.

Чаще всего складки волочения бывают приурочены к крыльям более крупных главных складок. Могут они присутствовать в участках проявления надвиговой тектоники и в местах проскальзывания залегающих субгоризонтально масс стратифицированных горных пород. Изредка складки волочения встречаются и поблизости от нормальных сбросов. Во всех случаях они свидетельствуют о движении скольжения, параллельного или субпараллельного стратификации.

В областях развития простой флексурной складчатости складки волочения преимущественно обусловлены скольжением по плоскостям напластования в период формирования главных структур. Как уже указывалось, такое скольжение связано с движением верхних пластов относительно нижних при смещении вверх в направлении к замкам антиклиналей (см. гл. 4). Асимметрия мелких складок фиксирует знак этого относительного движения между различными пластами. Примеры этих соотношений приведены в многочисленных публикациях, в работах Ч. К. Лейта 1923 г., Ч. М. Невина [44], Э. С. Хиллса [28], М. П. Биллинга [5], Г. Уилсона [77]. В простой складке с горизонтальной осью

Рис. 48.

Складки волочения, сопровождающие крупную складку. Для них характерно параллельное расположение склонов

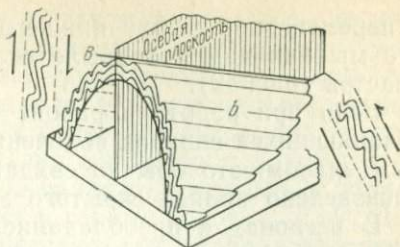


Рис. 49.

Складчатость волочения на опрокинутом крыле более крупной складки, Копанникские горы, Югославия

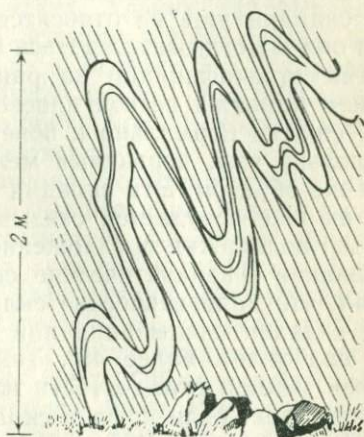


Рис. 50.

Изоклинные паразитические складки метасемипелитового прослая в слюдяном кристаллическом сланце. Установлено, что слева от этого обнажения расположена синклиналь, а справа — антиклиналь

такое движение должно быть направлено вверх по восстанию пластов. Плоскость симметрии главной складки в этом случае ориентирована вертикально, а оси мелких складок должны быть горизонтальными, параллельными оси крупной складки. Если главная складка склоняется, то и подчиненные ей складки волочения имеют такое же склонение. Следовательно, нанеся на диаграмму ориентировку осей мелких складок, можно получить картину поведения главной структуры, на крыльях которой расположены замеренные мелкие складки (рис. 48).

В районах развития опрокинутых крупных складок оба их крыла падают в одном направлении. И здесь складки волочения, как и кливаж, можно использовать для разграничения крыльев в нормальном и перевернутом залегании. Если верхний пласт в их паре переместился вверх, мы наблюдаем крыло с нормальным залеганием. Если же асимметрия мелких складок свидетельствует

в перемещении кверху нижнего пласта, можно уверенно считать, что мы находимся в крыле складки с перевернутым залеганием пластов (рис. 49).

Если при работе в районе с плохой обнаженностью и слабо склоняющихся складок волочения наблюдается движение с обратным знаком, это обычно свидетельствует о том, что наблюдение произведено вблизи скрытого замка главной складки.

В регионах с преобладанием складчатости скальвания над обычными флексурными складками развитие мелких складок на крыльях крупных становится более сложным. В этом случае мелкие складки уже не относятся к истинным складкам волочения, хотя они и могли зародиться в результате скольжения по поверхностям стратификации на ранних стадиях движения. С образованием кливажа осевой плоскости и при росте складки в результате сжатия нормально к поверхности кливажа и растяжения параллельно ему, первичные мелкие флексуры развиваются подобным же образом. Эти складки становятся настолько растянутыми, что их уже не удастся связывать с одним волочением. Л. У. де Ситтер поддержал предложенное проф. Д. Дж. Ширменом их наименование — паразитические складки [68]. Де Ситтер также показал, что паразитические складки переходят в категорию истинных складок скальвания при наклоне крыльев к осевой плоскости под углом более 45° . Тем самым он объяснил присутствие резкой мелкой складчатости или гофрировки в области замка таких складок. Если крылья складки сближены с осевой плоскостью на угол менее чем 45° , складка как пликативная структура перестает существовать и резко растягивается или даже будинируется, как это показано на рис. 46. Поскольку многие крупные складки возникают в результате комбинированного проявления флексурного и сколового складкообразования, вероятно, и паразитические складки могут формироваться посредством обоих этих механизмов, функционировавших совместно или последовательно. В результате образуются мелкие резко сжатые и растянутые складки, которые, однако, еще можно использовать для структурных интерпретаций таким же образом, как и простые складки волочения (рис. 50, а также см. рис. 62, 63).

О мелких складках, соответствующих крупной складчатой структуре, говорят, что они подчиняются «правилу Пумпелли»* и названы в 1939 г. Д. Р. Дерри «подчиненными складками волочения». В отличие от последних «независимыми складками волочения» называют складки, образующиеся в результате некоторых вторичных движений и непараллельные главной тектонической осн. Э. С. Хиллс [28] в том же смысле использовал определения «гармонирующие и негармонирующие».

* Первоначальное утверждение Р. И. Пумпелли и его соавторов в работе 1894 г.: «Степень и направление склонения крупной складки четко фиксируется теми же элементами у осей мелких складок на ее крыльях».

Обычная причина образования независимых складок волочения — горизонтальные движения, параллельные плоскостям слоистости в пластах, которые были уже круто наклонены. Такие движения могут осуществляться после главного регионального складкообразования, и в результате их в более или менее вертикально залегающей толще возникают складки волочения с крутым наклоном осей. Этот же механизм может также приводить к образованию круто наклоненного кливажа в горных породах. Д. Р. Дерри в 1939 г. обсуждал значение независимых складок волочения в некоторых рудных районах Канады. Хорошие примеры таких структур установлены в Австралийских Альпах (Schlingentektonik) О. Шмидеггом в 1936 г. и К. Метцем в 1957 г. [43], в Канаде Х. Р. Уинн-Эдварсом в 1957 г., в Вогезах М. Рухландом в 1958 г., в Новой Зеландии А. Р. Лилли в 1961 г. В большинстве этих проявлений склонения контролировались не только направлением движения, но и падением пластов.

Толщи, смятые в складки волочения, ассоциируются также с надвигом. Оси этих мелких складок бывают параллельны направлению главной структуры, а их асимметрия фиксирует знак движения по надвигу. Могут возникать складки волочения и в связи с тектоническими покровами, при становлении которых верхняя часть воздействует на породы лежащего блока подобно дорожному катку. В качестве примера такого рода образований можно привести автохтонную складчатость Альп. Опрокинутые складки волочения развиты в кембрийской толще ниже Мойнского надвига в северо-западной части Шотландии. Здесь залегают относительно жесткие породы, в которых довольно быстро, хотя и постепенно, при деформации начинают возникать мелкие надвиги и чешуйчатые структуры. Направление и знак этого посткембрийского движения по крупной дислокации подчеркиваются также четко видно деформированными гальками и изгибами ходов червей, подобных пламени свечи на сквозняке, как это отмечали Б. Н. Пич и Дж. Горн в 1907 г.

Такие же структуры обнаруживают в регионах с гравитационной тектоникой, где главные движения — это уравновешивающее скольжение пород по плоскостям слоистости или сланцеватости. Местами такое движение прерывается в результате гофрирования поверхностей и образования асимметричных складок (см. рис. 64, б, в).

Обычно эти мелкие складки и гофрировка ориентируются под прямыми углами к направлению главного движения. Однако в тех случаях, когда деформация осуществлялась только посредством образования складок скалывания, симметрия мелких структур может не соответствовать симметрии главного тектонического движения [51].

Конечно, в регионах с надвиговой и гравитационной тектоникой ориентировку мелких складок можно использовать лишь для определения направления и знака главной тектонической транспортировки вещества, но эти структуры непригодны для выявления



Рис. 51.

Паразитические складки волочения, пересеченные рубцами растяжения и склоняющиеся параллельно главной структуре. Затухание всех складок по длине свидетельствует о том, что фактически они представляют собой стручковидные складки (pod-folds)

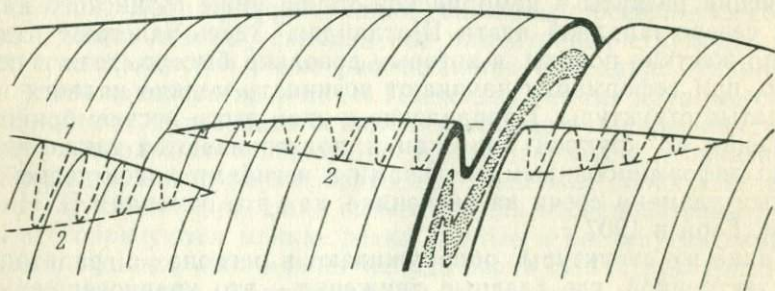


Рис. 52.

Схема стручковидной складчатости в крупной складке. Видна конвергенция замков антиклиналей (1) и синклиналей (2), по Ф. Мендельсону

ния стратиграфической последовательности пластов как в простых, так и опрокинутых складках.

Отдельные складки волочения и паразитические складки (в северной части Девона они в просторечии называются «окаменелыми деревьями») при прослеживании по простиранию выглядят как обычные. В центральных своих частях они более или менее цилиндрические (см. рис. 15), но затухают или становятся коническими к своим окончаниям (рис. 51). В связи с этим склонение отдельных мелких складок, наблюдающееся в разрезах, не всег-

да параллельно склонению главной структуры. Однако при изменении склонения ряда мелких складок статистическое среднее из этих замеров будет тесно соответствовать склонению главной структуры.

На медном руднике Чалая Антилопа Ф. Мендельсон в 1959 г. описал разновидность паразитических складок, которую легко можно спутать с другими формами. Эта структура была названа стручковидной складкой (*pod-folds*), поскольку своей формой она напоминала стручок гороха или бобов (рис. 52). Сходные структуры были выявлены Дж. Д. Кемпбелом в 1958 г., который назвал их остроконечно-эллиптическими складками (*pointed elliptical folds*).

Структуры, идентичные стручковидным складкам Мендельсона, но более крупных размеров, были выявлены в мойнской серии Дж. Саттоном и Дж. Уотсоном в 1951 г. Специального названия они не получили, но рассматривались как разновидность изменчивых (*inconstant*) складок, описанных в той же работе. Наиболее яркий пример последних — складка длиной порядка 4 км близ Олтдирга.

У стручковидных складок оси располагаются не параллельно, а расходятся, но затем сходятся от одного конца структуры к другому. Соответственно, как говорят Дж. Саттон и Дж. Уотсон, крутое или перевернутое среднее крыло, общее для пары этих складок (антиклинали и синклинали, которые совместно образуют одну стручковидную складку) утолщается, утоняется или вообще элиминируется в результате вариаций склонения этих двух структур. Следовательно, ни замок антиклинали, ни замок синклинали не могут быть параллельны главной тектонической структуре. Однако, как указывали авторы, среднее из этих двух направлений (их геометрическая сумма) соответствует региональному тренду.

Детали стручковидных складок наиболее ясно можно видеть в рудных районах при возможности наблюдений их формы в трех измерениях с использованием подземных выработок. Мендельсон указывал, что складки этого типа, вероятно, развиты на месторождении Брокен-Хилл в Австралии и близ Хоумстейка, Южная Дакота. Этот исследователь также полагал, что они встречаются гораздо чаще, чем это обычно считается. Ф. Мендельсон даже утверждал, что стручковидные складки совместно с кулисными (*en échelon*), вероятно, фактически — главные формы складок.

В общем, можно констатировать, что мелкие дисгармоничные асимметричные складки (волочения и паразитические) обычно можно использовать для определения направления и знака локальных дифференциальных движений горных пород. В складчатых толщах они позволяют оценивать, как правило, и настоящую стратиграфическую последовательность пластов. Последнее, однако, нельзя сделать в зонах надвигов. Полого склоняющиеся мелкие складки обычно параллельны главной тектонической оси. Круто склоняющиеся складки этого типа позволяют предполагать вто-

ричное горизонтальное скольжение в пластах, которые ранее уже приобрели крутое залегание. Для этого случая, однако, возможно и приобретение крутого склонения ранее пологих складок при наложенной деформации. Тем не менее существуют исключения из общего правила и необходимо, как впрочем и всегда, быть осторожным в экстраполяциях мелких структур на главные, особенно при изучении регионов с высокометаморфизованными породами или с неоднократными разновозрастными тектоническими движениями.

11. Структуры маллион и брусовидная

Структуры маллион и брусовидная — это две разновидности грубой линейности, развивающиеся в сильно деформированных породах. В общем они ориентируются параллельно замкам складок. Ранее эти два термина рассматривались как синонимы. А. Холмс в работе 1928 г. описывал структуру маллион как напоминающую «... группу колонн, поддерживающих арки в готических соборах. Эта структура, называемая также брусовидной, в типичном проявлении хорошо известна в горнорудном районе Эйребол, где «брусы» белого кварца, варьирующие по размеру от телеграфного столба до трости, располагаются параллельно и ориентированы по склону в пределах выхода мойнских кристаллических сланцев. Удлиненные зерна роговой обманки и биотита в породах со структурой маллион, или брусовидной, также располагаются параллельно друг другу, а вместе с тем — падению и склонению складок».

Я предлагаю различать по содержанию эти две структуры и ограничить использование термина маллион проявлениями в массе самих пород (рис. 53, 54), а «брусами» называть обособления кварца или других минералов, сегрегировавшихся в момент движения за счет вещества вмещающих пород или привноса извне.

Самое первое использование термина «структура маллион» неизвестно, в печати он упоминается в работе Э. Халла, Г. Х. Кинейхена и Н. Нолана, опубликованной в 1891 г. Эти авторы наблюдали маллионы в Донеголе, Ирландия. Они используют термин «маллион» как уже ранее известный. В 1909 г. Л. Л. Фермор наблюдал сходные структуры, которые он описал как «параллельные штрихи и призматические желобки, создающие впечатление поверхности расколотого бревна». Эти образования, наблюдавшиеся на марганцевых месторождениях Индии, Л. Л. Фермор назвал бороздчатостью зеркал скольжения (slickensides-grooving). В 1924 г. этот же исследователь показал, что эти грубые линейные структуры параллельны склонению локальных складок. Позднее, в 1937 г., Э. Б. Бейли и У. Дж. Мак-Коллин для всех разновидностей линейности, образующих гребни и волнистость на поверхностях пород, предложили название «вельветовая структура». Помимо маллионов они отнесли сюда рябь кристаллических сланцев, плетевидную текстуру (gaufrage) и микроскладчатость.

Рис. 53.

Круто склоняющиеся маллионы, дальредская серия, Банфшир, Шотландия

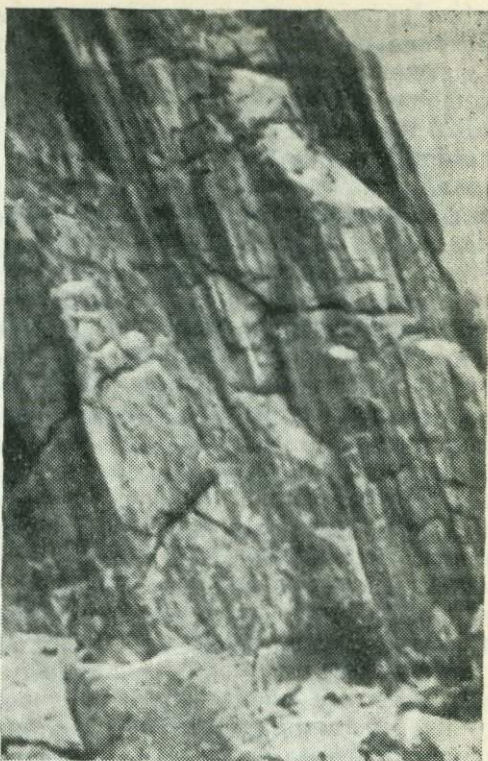
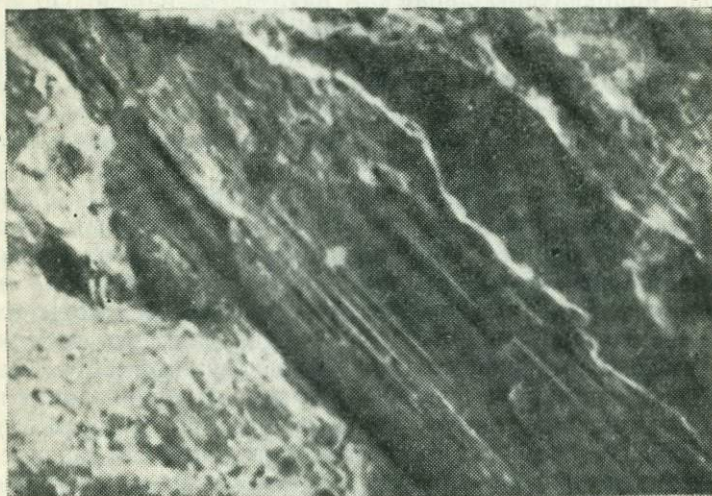


Рис. 54.

Маллионы на вертикальной плоскости слоистости, склоняющиеся параллельно оси локальной складки



Ч. К. Лейт в руководстве 1923 г. рассматривал маллионы как грубую форму штрихов на зеркалах скольжения. Ранее таких же представлений, вслед за Х. Э. Грегори, придерживались геологи, изучавшие Северо-Западные Нагорья Шотландии. Позднее в 1926 г., Х. Х. Рид связал маллионы с взаимодействием двух деформаций — сжатия, нормального к их длине, и растаскивания параллельно длине. После изучения микроструктуры маллионов близ Ойкелл-Бридж в северной части Шотландии представление Рида поддержал в 1937 г. К. Филлипс. Я посетил этот район в 1949 г. и позднее описал [78] геологическую ситуацию проявления в нем маллионов. Я полагаю, что вторая деформация, параллельная длине маллионов, предположенная Ридом, играла лишь очень подчиненную роль. Позднее проф. А. Пилгер и В. Шмидт выявили и детально описали в 1956 и 1957 гг. структуру маллион в районе Эйфеля в ФРГ. Наблюдались маллионы и в каледонидах Скандинавии, описавший их в 1958 г. М. Линдстром обсудил также данные А. Пилгера и В. Шмидта.

Обычно маллионы образуются в сильно деформированных метаморфических породах, хотя в районе Эйфеля они развиты в толщах, претерпевших метаморфизм относительно низкой ступени. В Шотландии они описаны в льюисских гнейсах и породах биотитовой или гранатовой ступени. К. Филлипс в 1937 г. показал, что длины маллионов в районе Ойкелл-Бридж были параллельны b , а я установил, что они параллельны осям локальных складок $b=B$. Позднее мне довелось картировать маллионы в ряде мест в мойнской серии в Шотландии, а также в Индии и при этом подтвердилось ранее выявленное соотношение. Тем не менее в 1959 г. У. С. Питчер и Х. Х. Рид описали хорошо выраженные структуры маллион во вмещающих породах Главного Донегольского гранитного массива и пришли к выводу о том, что их ориентировка параллельна направлению движения интрузива, т. е. a . По мнению М. Линдстрема, маллионы в районах надвиговой тектоники ориентированы более или менее параллельно главному направлению движения. А. Квале [39] также предполагал, что маллионы Ойкелл-Бриджа и значительная часть линейных структур мойнской серии в Шотландии аналогичным образом располагаются по a .

По форме маллионы представляют собой длинные цилиндрические образования, поверхность которых может быть округлой или похожей на лист гофрированного железа, подвергнутого продольному прокату. С внешней стороны эта поверхность может быть приполированной, покрытой тонким слоем слюды или какого-либо другого минерала. В других случаях эти поверхности бывают продольно исштрихованы. Во внутренних частях маллионов порода твердая и массивная даже при наличии иногда полосчатости состава. Они обычно пересекаются поперечными трещинами отдельности под прямыми углами к длине. В связи с этим они выламываются из обнажения подобно секциям рифленых колонн [61, 78]. По размерам маллионы варьируют от цилиндров

или неправильных призм радиусом не более 2 см до обособлений, ограниченных криволинейными поверхностями радиусом 2 м и более, так что они выглядят подобно частично выступающим водопроводным магистралям. В некоторых местах, например в Донеголе, маллионы используются в качестве столбов изгородей и ворот, а в Ойкелл-Бридж они водружены в качестве монолитов иногда высотой до 3 м.

Среди маллионов различаются три разновидности: а) складчатые или пластовые, б) кливажные, в) неправильные.

Нередко проявляются комбинации этих трех типов.

Складчатые маллионы обладают правильными криволинейными цилиндрическими поверхностями, соответствующими первичному напластованию или ранее существовавшим плоскостям листоватости. Обычно они преимущественно образованы отчлененными или отжатыми замками паразитических складок, и отдельность напластования внутри маллионов бывает согласна с внешней их поверхностью [78]. Так называемые «водопроводные трубы» района Ривер-Гарри в Шотландии, описанные в 1905 г. Г. Дж. С. Барроу и его соавторами, вероятно, возникли именно за счет замков резких складок, которые не обязательно были полностью отчлененными.

Маллионы напластования — это волнистость поверхностей стратификации, обычно гладких и приполированных, но иногда штриховатых. Иногда они образуются посредством сужения и скручивания единичного пласта, но в других случаях представлены пологими флексурами или крупной гофрировкой (см. рис. 54). На марганцевых месторождениях центральных штатов Индии такие маллионы имеют рубашки из сильно приполированных пластинок окислов марганца. Один складчатый маллион здесь имел длину до 100 м и все они неизменно были параллельны склонениям осей локальных складок.

Кливажные маллионы — это длинные призматические тела, которые могут быть более или менее угловатыми, а иногда частично округлыми в поперечном сечении [78]. Поверхности этих призм представлены плоскостями кливажа и обычно смяты в складки при дальнейших движениях. У кливажных маллионов один или два резких ребра межкливажных микролитов могут быть уничтожены, в связи с чем они обычно имеют облик цилиндров с овальным поперечным сечением. В других случаях половина маллиона бывает округлой, а другая часть его поверхности — относительно плоская. Все поверхности, однако, притертые (полированные), покрыты слюдой или иштрихованы.

Неправильные маллионы наиболее обычны. Это длинные цилиндрические тела, но с очень неправильным поперечным сечением, совмещающиеся друг с другом подобно кусочкам в составной картинке-загадке. Цилиндрические поверхности иссечены бороздками и похожи на зубчатое колесо. Они также иштрихованы или покрыты тонкой слюистой оболочкой (см. рис. 53) [78]. Для внутреннего строения маллионов характерна гофрированная

полосчатость слоистости, иногда в общем соответствующая их внешней поверхности, хотя чаще последняя срезает слоистость, как это отмечал К. Филлипс в 1937 г.

Все разновидности маллионов могут встречаться совместно в одном районе и ориентируются в этом случае строго параллельно. По моим наблюдениям — это цилиндрические *B*-структуры [61], возникшие в результате движения, перпендикулярного к их длине. Однако непосредственные наблюдения маллионов в поле не позволяют оценивать знак движения, поскольку эти структуры не имеют явной моноклинной симметрии.

Способ их образования — резко выраженная линейность, в том числе, например, ориентировка кристаллографических осей с роговых обманок параллельно оси цилиндров; все это позволяет полагать, что, помимо вращения или деформации сжатия, маллионизированные породы претерпевали сопутствующее растаскивание в направлении, параллельном их длине. Таким образом, я не согласен с концепцией Х. Х. Рида о том, что образование маллионов обусловлено двумя самостоятельными деформациями. На мой взгляд, их следует рассматривать как пример проявления *Einengung* [61 и др.], т. е. движений, при которых породы претерпевают сильное сдавливание нормально их длине, но при условиях, когда возможно также растаскивание в направлении их длины.

В породах, смятых в цилиндрические складки, оси маллионов располагаются параллельно осям складок. По ориентировке они соответствуют замкам складок волочения, рассмотренным в гл. 10. Маллионы могут возникать также в районах более сложной складчатости, например, названной профессором Дж. Саттоном «изменчивой» (*inconstant*) [77]. Следовательно, их ориентировка контролируется локальным распределением напряжений. Например, в горах Фенних в Шотландии, где развита изменчивая складчатость, у маллионов и других линейных структур обнаруживаются устойчивые вариации ориентировки между конвергирующими и дивергирующими осями региональных складок, как это показали Дж. Саттон и Дж. Уотсон в 1954 г.

Круто наклоненные маллионы, подобно складкам волочения с крутым склонением осей, могут также возникать в регионах с более или менее горизонтальными движениями, осуществлявшимися вдоль круто падавших напластования или листоватости (см. рис. 53).

Брусы — это цилиндрические тела кварца или других минералов, которые сегрегировались (или были привнесены) в момент деформации при тектонических движениях. От маллионов они отличаются тем, что сложены мономинеральным агрегатом, а не обычной полиминеральной вмещающей породой. Наиболее обычны брусы, сложенные кварцем. В известковых породах они иногда могут состоять из кальцита. В коллекции геологического факультета Имперского Колледжа имеется брус пирита из горнорудного округа Рио-Тинто в Испании.

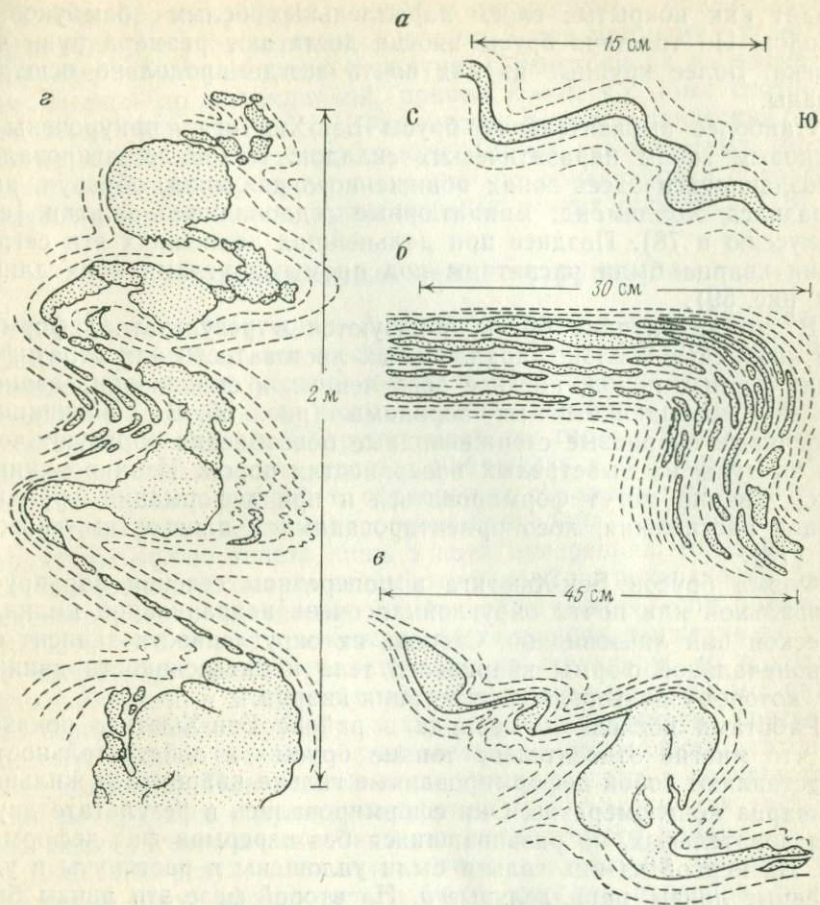


Рис. 55.

Поперечные сечения кварцевых брусов, Бен-Хьютиг, Шотландия.

а — жила кварца, параллельная слоистости и смятая совместно с вмещающей толщей в складки; *б* — вытянутые и вовлеченные в складчатость линзы кварца, параллельные слоистости и образовавшиеся из галек конгломерата; *в*, *г* — относительно крупные кварцевые бруссы, возникшие в результате сегрегации кварца в замковых зонах паразитических складок, по [78]

Классическое проявление бруссов в Британии — на склонах горы Бен-Хьютиг в северной части Сатерленда в Шотландии [78]. Здесь можно видеть бруссы жил кварца, варьирующие от 60 до 1 см в диаметре. Они, по описанию Б. Н. Пича и Дж. Горна в монографии 1907 г., «... сложены зернами кварца неправильной формы с небольшим количеством чешуек светлой слюды. Эти бруссы ассоциируются со слюдяными кристаллическими сланцами мойнского типа. Последние, развитые между бруссами, денудированы, так что кварцевые тела отчетливо выступают в рельефе». Некоторые выходы с обнажившимися по падению бруссами вы-

глядят как покрытые слоем параллельных белых бамбуковых стволов. По толщине брусы иногда достигают размера руки человека. Более крупные из них почти всегда продольно исштрихованы.

Наиболее выразительные брусы Бен-Хьютига приурочены к замковым зонам паразитических складок. Кварц сегрегировался в создающихся здесь зонах пониженного давления, образуя, как выразился Холлимонд, миниатюрные седловидные залежи [см. дискуссию в 78]. Позднее при дальнейших движениях эти сегрегации кварца были раскатаны под прямыми углами к их длине (см. рис. 59).

В других случаях брусы образуются в результате деформации кварцевых жил, параллельных листоватости или стратификации горных пород, позднее вовлеченных в складкообразование вместе с вмещающими их породами (рис. 55, а). Возникшие устойчивые кварцевые стержневидные обособления образуют четкие выступы на выветрелых поверхностях пород. Изолированные брусы кварца могут формироваться и при деформации ранних рубцов растяжения, косо ориентированных к плоскостям движения [78].

Форма брусков Бен-Хьютига в поперечном сечении варьирует от овальной или почти округлой до очень неправильной цилиндрической или линзовидной. Степень их округленности зависит от первоначальной формы кварцевого тела и интенсивности движения, которому подверглась сегрегация кварца.

Работами последнего периода в районе Бен-Хьютига показано, что многие относительно тонкие брусы в действительности представляют собой деформированные гальки кварцита и жильного кварца конгломератов. Они сформировались в результате двух последовательных, но развивавшихся без перерыва фаз деформации. На первой из них гальки были уплощены и растянуты в удлиненные линзы, параллельные *b*. На второй фазе эти линзы были смяты совместно с вмещающими их породами в складки (см. рис. 55, б) или сами по себе прокатаны в кварцевые брусы посредством скольжения. В обоих случаях оси вращения (*B*) были параллельны или почти параллельны первичному направлению *b*. Некоторые относительно крупные гальки, деформированные таким способом, закручены косо по отношению к их длине. Это позволяет полагать, что местами, возможно, существовали небольшие расхождения в направлении движения на двух фазах. Совершенно очевидно, что брусы, образовавшиеся в результате вытягивания и прокатывания галек конгломератов, не отвечают определению этой структуры, приведенному на с. 82 и подразумевающему сегрегацию кварца в момент деформации. Тем не менее конечные продукты в двух этих случаях иногда настолько затруднительно разграничить в поле, что целесообразно прибегать в обоих случаях к нейтральному негенетическому термину «брус». При уточнении генезиса и необходимости структуру можно охарактеризовать дополнительными определениями.

Таким образом, брусы, подобно маллионам, ориентируются параллельно осям локальных складок и под прямыми углами к направлению максимального сжатия. Симметрия их варьирует от ромбической до моноклинной, причем $b=B$. Сходные соотношения были установлены К. Филлипсом в кристаллических сланцах на мысе Старт в южной части Девона, где «местами хорошо развиты кварцевые брусы, согласные по ориентировке с другими линейными элементами, проявленными в этих породах» [78].

12. Наложённые мелкие структуры

В 1888 г. Э. Маргери и А. Гейм в своей монографии писали: «Следует учитывать интересную возможность повторного смятия складки при более поздней или в той же фазе складкообразования». Эти слова вполне могут служить вводными для настоящего раздела. В Альпах и других молодых горных цепях сложную повторную складчатость удается наблюдать в огромных поперечных естественных разрезах, образуемых скальными склонами гор. В других, более древних орогенических зонах, большую часть структуры можно видеть лишь в двух измерениях, тогда как треть выводится, исходя из взаимоотношений на поверхности. Такие реконструкции в значительной мере облегчаются, если полностью отдавать себе отчет, что каждое последующее движение не только преобразует ранее существовавшую структуру, но и создает свои собственные мелкие формы. Следовательно, если мы видим, что серия мелких структур, закономерно деформирует другую их систему, можно уверенно признавать неоднократность тектонических движений. При возможности увязки мелких и соответствующих им крупных структур создаются предпосылки для достоверной оценки тектонической истории исследуемого района.

Конечные результаты наложенного воздействия тектонических движений могут варьировать в очень широких пределах. В некоторых регионах более поздние движения были настолько интенсивными, что стерли все признаки предшествующей деформации. В других случаях внимательное изучение позволяет выявить структуры, свидетельствующие о неоднократности деформации. Так, Э. Вегман в работах, опубликованных в 1923 и 1931 гг., показал проявление последовательных фаз складчатости в комплексах кристаллических сланцев Скандинавии. При этом каждая такая фаза сопровождалась образованием новой сланцеватости, стирающей ранее существовавшие структуры. В льюисском комплексе Шотландии ранние скаурские фации и структуры (+2700 млн. лет) почти полностью преобразованы в период лаксфордских движений, осуществившихся примерно на 1000 млн. лет позже. Лишь около контакта двух этих комплексов удается распознать признаки наложения лаксфордских структур на скаурские [70]. Дж. Г. Брутон в 1946 г. рассмотрел способ повторной деформации смятой в складки толщи с проявлением кливажа осевой плоскости. При наложенном движении возникла новая склад-

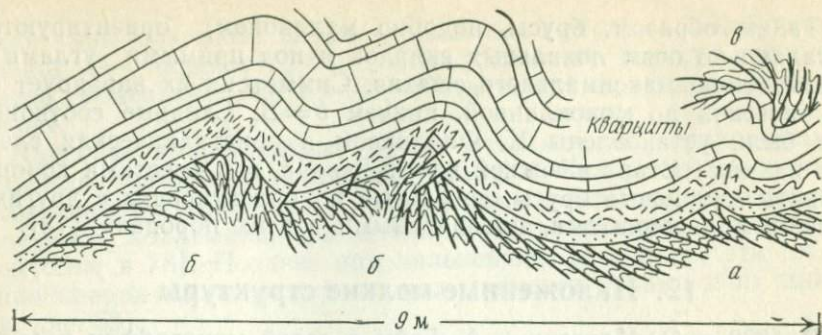


Рис. 56.

Складчатый кливаж, мойнская серия, Росс-оф-Малл, Шотландия.

а — нормальные соотношения кливажа и напластования; б — кливаж скручен и отжат в ядра антиклиналей; в — кливаж искривлен поверх сжатой антиклинальной складки

чатость, причем смятию подвергнулся и ранний кливаж. Новая складчатость сопровождалась образованием своего кливажа осевой плоскости. Повторная складчатость была связана с надвиговыми движениями.

На рис. 56 показаны наложенные структуры, в которых ранний кливаж, ориентированный под углом 30° к стратификации, был нарушен при более позднем складкообразовании. Этот кливаж свидетельствует о движении верхнего пласта налево относительно нижележащих пластов, в то время как складчатость имеет противоположный знак движения. Простираение поверхностей кливажа также не совпадает с направлением осей складок. Эти складки волочения располагаются на крыле крупной синклинали, расположенной левее рисунка (см. рис. 64, а). Происхождение кливажа неясно, однако особенности структуры свидетельствуют о том, что породы претерпели доскладчатое движение.

Искажение раннего кливажа может происходить и в результате непрерывного продолжения без перерыва движения, генерировавшего этот кливаж. В районе А'Мойн в северной части Сатерленда, Шотландия, я наблюдал первичную структуру, возникшую в результате скольжения пластов, представленную сланцеватостью, более или менее параллельной слоистости. Это рассланцевание сопровождалось уплощением в той же плоскости галек конгломерата. Гальки также удлинились параллельно линейности в сланцеватости. Непрерывно продолжающиеся движения привели к смятию пластов и сланцеватости в складки. Соответственно и уплощенные гальки согласно искривлялись в этих складках (см. рис. 55, б, 64, б). Местами повторная сланцеватость осевой плоскости сечет смятые в складки напластование и первую сланцеватость. Кварцевые брусы Бен-Хьютига в этом же районе формировались прокатыванием уплощенных галек и сегрегаций кварца на обеих фазах движений (см. гл. 11, с. 86—89).

В береговых обрывах островов Холи и Англси, в северной ча-

Рис. 57.

Нарушение ранней сланцеватости S_1 более поздними движениями, серия саут-стек, о-в Англи, северная часть Уэльса



сти Уэльса, проф. Дж. Г. Рамсей и я наблюдали стадии повторной деформации ранних складок и их сланцеватости осевой плоскости. Повторная деформация проявилась в наложенном кливаже скальвания, который в свою очередь развился в сланцеватость осевой плоскости второй серии складок. Многие из интересных структур, наблюдающихся в этом районе, показаны в классической региональной работе Э. Гринли, опубликованной в 1919 г. На рис. 21, 23, 58, а показаны типичные примеры напластования, кливажа и сланцеватости (S_1) в перевернутом крыле ранней складки. Дальнейшая деформация этой структуры с явлениями скручивания при повторном движении изображена на рис. 57. Местами движение по сланцеватости осевой плоскости (S_1) первичных складок было настолько интенсивным, что мягкие глинистые породы выжимались в трещинки кливажа между пластинами более жестких граувакк, в которых еще сохранялась первичная слоистость (рис. 58, б). Этот комплекс постепенно переходит в породу с листоватостью полосчатости, параллельной первой сланцеватости (S_1), но не параллельной первичной слоистости. Эта листоватая порода пересекается вторым кливажом скольжения (S_2), который с увеличением интенсивности движения перерастает

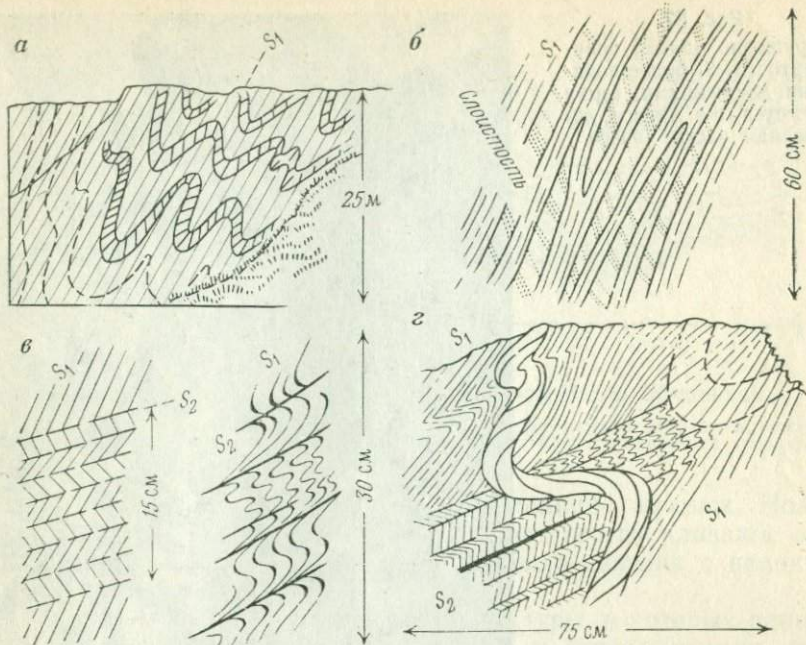


Рис. 58.

Наложенные деформации в породах серии саут-стек, о-в Англси, северная часть Уэльса.

а — первая стадия складкообразования в переслаивающихся граувакках и аспидных сланцах с развитием S_1 (кливажа осевой плоскости); *б* — кливажные пластинки аспидных сланцев и граувакк с еще различной первичной слоистостью, но уже листоватые параллельно S_1 и образующие «остроугольный конгломерат» (edgewise conglomerate); *в* — листоватые граувакки и аспидные сланцы (S_1) секутся и сминаются в наложенные складки при движениях по системе поверхностей S_2 ; *г* — переслаивающиеся граувакки с кливажом разлома S_1 и аспидные сланцы со сланцеватостью S_1 совместно сминаются в складки при вторичных движениях S_2 .

ет в сланцеватость осевой плоскости второй системы складок (рис. 58, *в*). Последние представляют собой складки скалывания, однако деформации в этом случае подвергается отнюдь не первичная слоистость, а листоватость первой генерации. В других местностях удастся наблюдать переслаивающиеся граувакки и аспидные сланцы в их нормальном состоянии. При этом их кливаж S_1 совместно с первичными поверхностями напластования сминается в складки при повторных движениях (рис. 58, *г*).

Во многих частях Шотландских нагорий, а также и в других регионах, можно наблюдать взаимно пересекающиеся линейные структуры — брусы, паразитические складки и микроскладчатость в кристаллических сланцах. Иногда вместо пересечений наблюдаются их искривления из одной обычной ориентировки в другую. Б. Ч. Кинг и Н. Рафт при изучении дальредских метаосадочных пород Пертшира нашли, что главные и мелкие складки обнару-

живают две предпочтительные ориентировки: северо-западную (нормальное направление каледонид) и под прямым углом к ней. Эти направления удастся видеть даже в отдельном штуде. В другой статье [33] эти авторы рассматривают примеры такого рода из округа Кауел. Здесь первичные структуры представлены изоклинальными складками с двумя предпочтительными направлениями склонения: на юго-восток под углом около 40° и на юго-запад под углом порядка $5-10^\circ$. Осевые плоскости обеих систем складок параллельны друг другу и локальной сланцеватости. Авторы считают эти складки одновременными, составляющими первичную структуру, которая затем деформировалась при более поздних движениях, как это было описано Ч. Т. Клаумом еще в 1897 г. Другое детальное исследование мелкой складчатости в дальредских толщах было проведено в западной части Шотландии и в Донеголе, Ирландия [36]. Было установлено, что складки, обычно, соответствующие главной структуре, местами скручены, так что их оси ориентируются круче и склоняются по падению сланцеватости осевой плоскости главной структуры. Примечательно, что такое несогласное поведение характерно для «отчлененных складок», т. е. замков, отторгнутых от их крыльев. Эта последовательность — складкообразование, отчленение замков складок и скручивание этих замков рассматривается авторами как этапы единого непрерывного движения. В одном районе в Донеголе некоторые складки и отчлененные замки складок располагались в сланцеватых породах, поверхности сланцеватости которых были несогласны с осевыми плоскостями этих складок. Такие соотношения объяснялись проявлением двух последовательных движений: первичного складкообразования, тектонического направления движения при котором фиксировалось ориентировкой осей складок, и вторичного движения, ориентированного косо по отношению к первому и определяемому по залеганию сланцеватости.

Наложение крупных тектонических структур в дальредских толщах было установлено Л. Э. Вейсом и Д. Б. Мак-Интайром в 1957 г. в классическом районе Баллачулиш, некогда закартированном Э. Б. Бейли. Эти два автора с применением статистического анализа ориентировки мелких структур выделили в детально изученном районе две их группы — раннюю и позднюю. Первая связана с серией лежащих складок и гравитационными оползаниями в северо-западном направлении, с такой же ориентировкой тектонического направления *b*. Повторное движение, обусловившее деформацию ранней структуры, создало складки с осями, ориентированными в северо-восточном направлении и круто падающими осевыми плоскостями. Положения этих авторов были объектом дискуссии [2, 34].

Хорошо известны купола и мульды или поднятия и седловины, обусловленные поперечной складчатостью в районах с крупными простыми складками, описанные, в частности, в 1939 г. Л. Р. Муром и А. Э. Труменом. Такие же соотношения обнаруживаются и у геологических структур малых форм. Известны также случаи,

когда листоватость или слоистость образуют полностью замкнутые круто наклоненные цилиндры или конусы, которые в срезе на гладких обнаженных поверхностях выглядят как концентрические кольца, за что они и получили в просторечии название «глазковые складки».

Д. Л. Рейнольдс и А. Холмс [59] проанализировали вопрос о вероятных формах выходов в районе развития многочисленных лежащих складок с наложенной поперечной складчатостью. Из пластилина была сделана модель структуры с лежащими складками. Затем оси первичных лежащих складок были смяты в поперечные складки. После этого модель сверху была срезана острым ножом с тем, чтобы показать внутренний ее узор, соответствующий облику структуры в горизонтальном эрозионном срезе. В модели почти полностью оказалась воспроизведенной структура, закартированная У. С. Уайтом и Р. Х. Джансом в 1950 г. в окрестностях Стаффорда, Вермонт, США. Здесь группа лежащих складок выгнута вверх под прямыми углами к их замкам, так что оси складок приобрели склонения во внешние стороны от места наложенного воздымания. Направления и углы склонения складок были установлены измерениями ориентировки мелких складок поблизости от их замков. Между двумя группами складок сланцеватость осевой плоскости залегала в виде пологого купола или кливажного свода. К сожалению, линейные структуры внутри этого свода не были оценены. Дж. Г. Рамсей [52] показал узор выходов, обусловленный наложенной поперечной складчатостью. Он зависит от относительной ориентировки замков и осевых плоскостей двух систем складок.

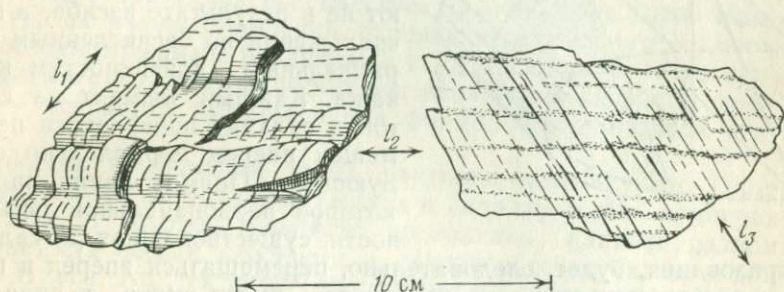
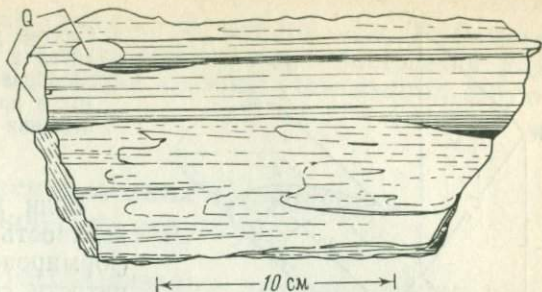
Смятие в складки линейных структур, брусков, мелких складок и плетевидных структур сланцеватости обычно свидетельствует о том, что в районе проявилось более одной фазы движений. Б. Г. Кинг и Н. Раст [33], правда, полагают, что две системы складчатости или взаимно пересекающиеся линейности могут генерироваться совместно. Однако нередко удается наблюдать, что одна из групп структур определенно генерировалась позднее другой.

Взаимные пересечения крупных и мелких структур различного возраста детально изучены и описаны в районах развития мойнской серии в северо-западной части Шотландии [11, 70]. В частности, в этих работах обсуждаются исследования Дж. Г. Рамсея в районах Лох-Монар. Здесь располагается широтная синклиналь (B_1) с согласными линейными структурами (l_1), повторно смятыми в складки северо-западного направления (B_2), которые также сопровождаются линейными структурами (l_2). Структуры l_1 можно проследить наискосок вверх и вниз в складках B_2 ; линейность l_1 деформирована в местах пересечения структурами l_2 . Поведение крупных структур отображается и в ориентировке мелких. Сходные соотношения наблюдались Дж. Рамсеем и близ Гленелга, на западном побережье Шотландии (рис. 59, 60). Здесь развиты три системы складок — B_1 , B_2 , B_3 , возрастные взаимоотноше-

Недеформированный кварцевый брус (Q) в кремнистом сланце, Бен-Хьюитг, Сатерленд, Шотландия

Рис. 60.

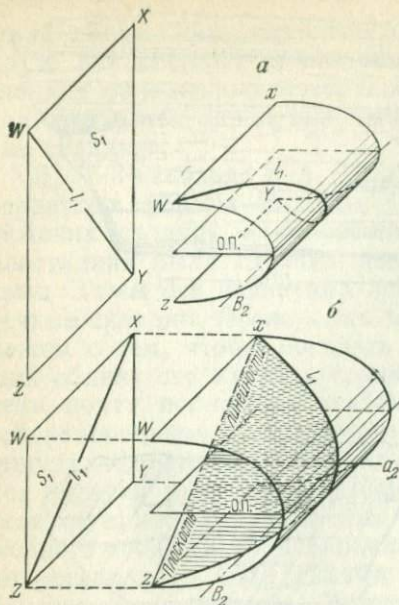
Наложенные мелкие структуры (мелкие складки и линейность трех генераций — l_1 , l_2 , l_3) в породах мойнской серии. Арнисдейл, Инвернесшир, Шотландия, по [51]



ния которых в поле устанавливаются по наложению деформаций и пересечениям соответствующих сланцеватостей осевых плоскостей (S_1 , S_2 , S_3) и линейных структур (l_1 , l_2 , l_3). Интересно отметить, что поскольку в наложенную складчатость вовлекались породы, уже претерпевшие пликативные дислокации, падение крыльев первой системы B_1 влияло на склонение складок второй системы B_2 и на ориентировку ассоциирующихся с ними линейных структур. Последние при прослеживании с одной стороны складки B_1 к другой ее стороне испытывают заметные отклонения. Склонения линейных элементов l_3 конвергируют или дивергируют в зависимости от приуроченности к анти- или синформным складкам системы B_1 [11].

Деформация ранней линейности l_1 складками B_2 (рис. 61) исследована рядом авторов [46, 51, 61]. Оказалось, что если поверхность S_1 с приуроченной к ней линейностью l_1 изгибается флексурной складкой скольжения B_2 , то угол между смятой в складку линейностью l_1 и осью складки B_2 остается постоянным. На округлой цилиндрической поверхности эта линейность должна образовывать винтовую линию (рис. 61, а).

Посредством разворачивания складки можно установить первоначальное направление линейности l_1 в плоской поверхности [46].



Смятие ранней линейности l_1 , развинутой в поверхности S_1 в результате образования флексурной складки (а) и при образовании складки скальвания (б), по Л. Э. Вейссу и по [51]

Если же первоначальная поверхность с линейностью l_1 деформирована посредством складчатости скальвания, то, как это показал Э. Клоос [12], ее не удастся развернуть в плоскость. В этом случае складки возникают не в результате изгиба, а при скольжении по бесчисленным параллельным поверхностям кливажа. Каждый элемент на смятой в складку поверхности перемещен вперед параллельно следующему. Прямая линия на некоторой первоначальной поверхности, существовавшая до склад-

кообразования, будет, следовательно, перемещаться вперед в плоскости, тогда как сама эта поверхность будет смята в складку. Если первичная поверхность S_1 трансформирована посредством скольжения в округлый цилиндр, смятая в складку линейность образует на этом цилиндре эллипс, а не винтовую линию, как в случае флексурной складчатости. В плоскости этого эллипса будет лежать направление тектонической транспортировки вещества. Вместе с тем это направление располагается и в осевой плоскости S_2 второй системы складок. Следовательно, истинное направление транспортировки a_2 должно располагаться на пересечении плоскостей: 1) осевой плоскости или плоскости сланцеватости (S_2) складки B_2 и 2) плоскости, содержащей смятую в складку линейность l_1 (рис. 61, б). Как можно видеть на этой фигуре, истинное направление тектонической транспортировки вещества (a_2) в кливажной складке не обязательно располагается под прямым углом к оси складки B_2 .

В поле обычно без значительных затруднений удастся заметить ориентировку плоскости, содержащей смятую в складку линейность l_1 . Легко можно установить и ориентировку осевой плоскости складки B_2 . Желательно проверить точность наблюдений за мерами также склонения оси B_2 , которая должна лежать в осевой плоскости (О. П.) складки. После этого можно получить направление a_2 геометрическим построением или, того проще, посредством стереограммы. Определение направления транспортировки в наложенных складках этим методом точнее и обычно дает более постоянное тектоническое направление a , чем посред-

вом выявления самих осей складок. В работе Дж. Г. Рамсея [51] приведены примеры использования таких построений для оценки тектоники районов развития сложных наложенных структур.

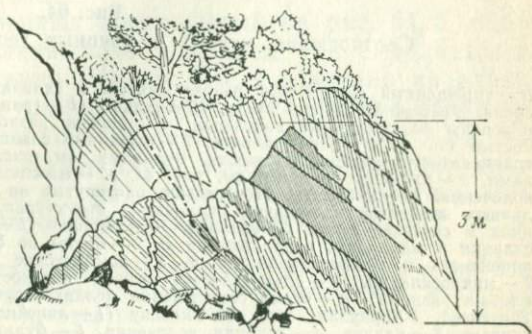
13. Соотношения мелких и крупных тектонических структур

В предыдущих главах рассматривались наиболее важные разновидности мелких структур и их формирование как индивидуальных тектонических элементов или в совокупности друг с другом. Изолированные проявления индивидуальных структур редки и чаще они встречаются повсеместно. Разнообразие типов мелких структур, их взаимоотношений определяется многими факторами — незначительными различиями вещественного состава пород, вариациями стиля тектонических движений и их скорости, относительным возрастом импульсов при формировании главной структуры.

Вариации комбинаций таких факторов неисчислимы. Например, на рис. 62, 63 показана смятая в складку толща изменчивого состава, в которой совместно проявились кливаж разлома, сланцеватость осевой плоскости и паразитические складки волочения. И все эти тектонические элементы согласные. В большем масштабе соотношения структур иллюстрируются (рис. 64). На схеме 64, а приведен упрощенный и схематизированный поперечный разрез через смятые в складки породы мойнской серии в районе Росс-оф-Малл, о-в Малл, Шотландия. Общая синклиналиная структура региона фиксируется слоистостью течения в пластах песчаников на крыльях складки, где стратиграфический верх пластов обращен внутрь. В метаосадочных породах проявлена интенсивная складчатость волочения. Большинство этих мелких складок свидетельствует об относительном движении толщи вверх из синклинали. У некоторых мелких складок наблюдается обратный знак движения и, вероятно, они приурочены к опрокинутым

Рис. 62.

Совместное проявление в одной складке кливажа разлома, сланцеватости осевой плоскости и паразитических складок волочения



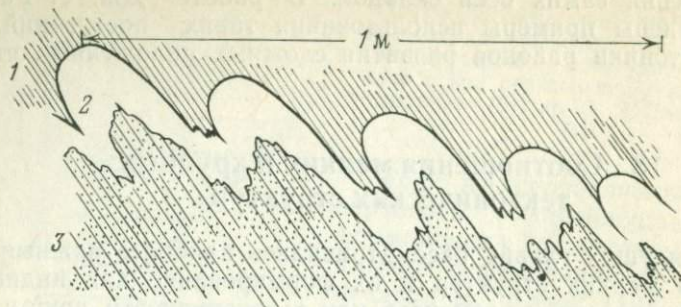


Рис. 63.

Детали паразитической складчатости волочения, показанной на рис. 62.

1 — сланец, 2 — известняк, 3 — известковый песчаник

а
ЗСЗ

ВЮВ

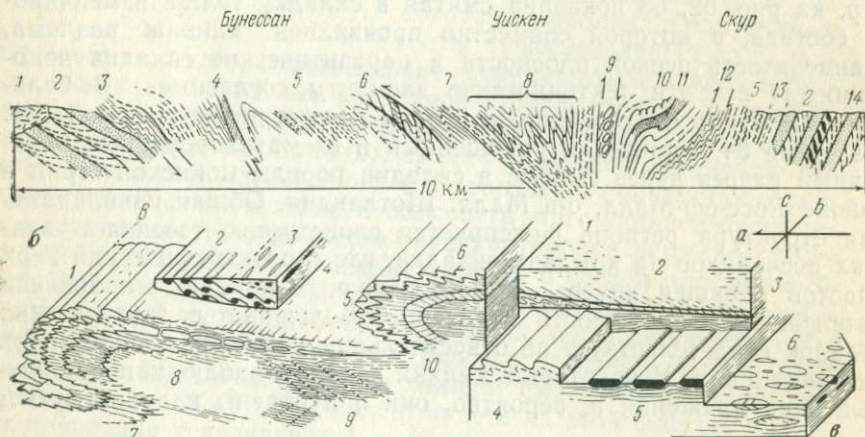


Рис. 64.

Соотношения мелких и крупных геологических структур.

а — упрощенный поперечный разрез смятых в складки метаосадочных пород мойнской серии, Росс-оф-Малл, о-в Малл, Шотландия (1 — гранит, 2 — косослоистые песчаники, 3 — кварциты со складками волочения, 4 — кливаж разлома, 5 — слюдяные сланцы с линейностью по *b*, 6 — зона надвига, 7 — слюдяные сланцы, 8 — изоклинальные складки со сланцеватостью осевой плоскости, будинами, см. рис. 44, 45, и паразитическими складками, 9 — кулисные будины, см. рис. 44, 10 — маллоны, *b=B*, 11 — кливаж, 12 — складки волочения, 13 — кварциты, 14 — гальки, растянутые по оси *a*); б — схема соотношения различных элементов в лежащих складчатых структурах, основанная на реальных наблюдениях в северной части Сатерленда, Шотландия (1 — зигзагообразные и паразитические складки и маллоны, параллельные *B*, 2 — брусы по *b*, 3 — гальки, удлиненные по *b*, 4 — линейность и микроскладки по *b*, 5 — ромбические складки, 6 — моноклинные складки, 7 — микроскладки, 8 — сланцеватость осевой плоскости, 9 — кливаж плейчтости, 10 — кливаж разлома); в — схема соотношения мелких структур с надвигом, на примере района Тинтейгел, Корнуэлл, по Г. Уилсону (1 — линейность по оси *a*, 2 — околондвиговый кливаж, 3 — надвиг, 4 — складки волочения, 5 — будины по *b*, 6 — гальки, бомбы и др. растянутые по *a*)

крыльям более крупных складок. Кливаж разлома проявляется здесь редко, но если он наблюдается, его ориентировка свидетельствует о таком же движении как и складки волочения.

Стиль складчатости изменяется по мере продвижения вдоль разреза с запада в направлении к ядру синклинали близ Уискена. Ближе к ядру осевые плоскости складок становятся круче, а сами складки — более сжатыми и изоклинальными. В метапелитовых пластах здесь проявляется хорошо выраженная сланцеватость осевой плоскости (см. рис. 50), а более жесткие пласты местами будинируются (см. рис. 45). Будинаж развит также на восточном крыле главной структуры. При этом отдельные будины здесь частично подверглись вращению (см. рис. 44).

Знак вращения будин соответствует направлению проскальзывания пластов. У восточного окончания рассматриваемого разреза Ч. Т. Клауг в 1911 г. отмечал растащенные полевошпатовые гальки, длинные оси которых были ориентированы примерно под прямыми углами к склонению крупной структуры. В обоих крыльях главной синклинали присутствует несколько пластов гранатслюдяных сланцев. Сланцеватость этих пород собрана в микро-складки с необычайно постоянным склонением.

Оси этих различных мелких структур при нанесении на стереограммы, за единичными исключениями, нуждающимися в дальнейшем объяснении, в основном концентрировались в статистические максимумы, соответствующие склонению более крупных складок, которые наблюдались при картировании. Это склонение колебалось от 20 до 25° на юг-юго-запад.

Западнее Уискена складчатость срезается более поздним надвигом, возникшим, естественно, после метаморфизма пород. В зоне надвига сланцеватые породы подвержены резкой деформации скальвания. Тонкие пласты силикатных пород смяты в интенсивные мелкие складочки, замки которых местами отжаты. Более мощные пласты смяты в относительно спокойные складки и разбиты на пластины кливажом разлома, тогда как пласты массивных кварцитов рассечены второстепенными надвиговыми поверхностями. И здесь мелкие структуры согласны друг с другом и свидетельствуют об одних и тех же знаке и направлении движения повсеместно в этой зоне.

В отличие от рассмотренных соотношений на рис. 64, б, в показаны примеры с преобладающим влиянием не складчатости, а горизонтального скольжения. На рис. 64, б показана идеализированная диаграмма с группировкой разновидностей структур, проявившихся в породах мойнской серии в пределах района А'Мойн в северной части Шотландии. Здесь главное тектоническое движение заключалось в горизонтальном скольжении в комбинации с образованием опрокинутых и лежачих складок*. В ре-

* Эти складки и мелкие структуры склоняются на восток под углом 20—30° и секутся на западе зоной Мойнского надвига. На мой взгляд, эти структуры в породах мойнской серии древнее послекембрийских движений по Мойнскому надвигу на запад-северо-запад и совершенно с ним не связаны.

зультате этого скольжения возникла сланцеватость, параллельная слоистости, а в участках складкообразования развилась также сланцеватость осевой плоскости. В замковых зонах относительно крупных складок наблюдаются мелкие зигзагообразные складки и малионы. Гальки конгломерата уплощены в плоскостях сланцеватости и растянуты параллельно оси складки (т. е. по b). Они также прокатаны в длинные брусы или веретенообразные тела, удлинение которых также параллельно оси складчатости. В замковых зонах мелких складок также развиваются сегрегационные кварцевые брусы. Некоторые тектонические блоки разделяются зонами срыва, фиксирующимися слюдными сланцами. В последних обычно присутствует микроскладчатость, образующая линейность плейчастости по b . Повсеместно в районе главные и мелкие структуры этой тектонической фазы обладают согласной симметрией и оси b мелких структур совпадают с осями B складок. Мелкие структуры — гомоосевые. Проявившийся здесь кливаж скольжения обусловлен более поздним движением, произошедшим после формирования рассмотренных выше структур, хотя он и включен в блок-диаграмму.

Третья диаграмма (рис. 64, $в$) характеризует структуру, наблюдающуюся в береговых обрывах Требарвит в районе Тинтейгел в северной части Корнуэлла. Здесь развиты верхнедевонские аспидные сланцы, филлиты и хлоритовые сланцы. Последние образовались за счет вулканических пород. Сланцеватость и слоистость практически горизонтальны, хотя они гофрированы и разбиты сбросами при более поздних движениях. Толщи в районе секутся зоной надвига, почти параллельной слоистости.

Знак движения, обусловившего формирование этих структур, фиксируется наклоном складок волочения, а также кливажом, развитым внутри зоны надвига и поблизости от нее. Тектоническое направление b совпадает с осями складок волочения и длинами будин, которые образуются не только ниже надвига, но спорадически проявляются во всем районе. Это свидетельствует о важном значении растаскивания в формировании сланцеватости. Бросается в глаза удлинение подушечных обособлений лав, бомб, обломков брекчий и т. д., ориентированное параллельно a (направлению движения по надвигу). В этом же направлении вытянуты окаменелости, в том числе *Cryptospirifer verneuili*, как это было описано Д. Шарпом еще в 1846 г. Наконец, в этом направлении ориентированы дотектонические стяжения метаморфического происхождения, паратектонические агрегаты хлорита и игольчатые кристаллы турмалина, а также штрихи на зеркалах скольжения. За пределами рассматриваемого района, но в той же надвиговой зоне присутствуют симметричные стоячие складки с амплитудой 20—30 см, оси которых также параллельны направлению движения по a . Как показано на диаграмме, более жесткие по сравнению с вмещающей хлоритовой массой бомбы или подушечные обособления лав в некоторых случаях косо секутся тре-

щинками кливажа разлома. Это сообщает им моноклинную симметрию, соответствующую другим структурам.

Интересно сравнить структуры двух районов — А'Мойна и Тинтейгела. Для обоих районов характерно проявление внутриформационного скольжения, хотя в А'Мойне также интенсивно проявилась складчатость. В Тинтейгеле доминирует растаскивание в направлении a , тогда как b -структуры играют подчиненную роль. Напротив, в А'Мойне, а также в районе Росс-оф-Малл в толщах мойнских пород повсеместно проявляется линейность с удлинением по b , тогда как структуры с ориентировкой по a редки. В двух последних районах развиты стратифицированные кристаллические сланцы биотит-гранатовой ступени, тогда как в Тинтейгеле проявлен метаморфизм преимущественно хлоритовой ступени. Ступень метаморфизма нельзя, конечно, рассматривать как фактор, контролирующий стиль тектонических движений, хотя степень метаморфизма контролирует минеральный состав и свидетельствует о физико-химических условиях, при которых осуществлялась деформация.

Преимущественное проявление признаков растаскивания в направлении растяжения a по сравнению со структурами, фиксирующими промежуточное направление b (т. е. направление, в котором практически не происходит никакого расширения или даже имеет место усадка), зависит не только от относительной величины трех главных напряжений, что определяет характер деформации (стягивания или уплощения) [см. 22], но и от ориентировки главных напряжений по отношению к слоистости.

В том случае, когда направление максимального сжатия ориентировано параллельно или под небольшим углом к слоистости, легче образуются складки и другие структуры, фиксирующие тектоническое направление b (рис. 64, a , b). Если же максимальное сжатие происходит в направлении нормальном или под большим углом к слоистости, складки не образуются и доминируют структуры растаскивания, фиксирующие тектоническое направление растяжения a .

Роль относительной величины главных напряжений при формировании тектонических структур хорошо показана на примере крупных гравитационных оползаний в горах Науклуфт на юго-западе Африки [37]. Здесь вблизи основания комплекса деформация осуществлялась в условиях всестороннего давления и при большой нагрузке вышележащих пород, и растаскивание происходило в направлении a , т. е. в направлении движения проскальзывания. Однако в верхней части сползающего блока, при менее ограничивающих условиях, проявлялась складчатость, сопровождающаяся растаскиванием галек параллельно оси складок, т. е. по b .

В каледонском орогеническом поясе, в Скандинавии и Шотландии, описаны линейные структуры, растащенные гальки, миллионы и моноклинные складки, секущие и параллельные по отношению к направлению региональной тектонической транспор-

тировки. Это, в частности, установлено в районе Бергсдален в северной части Норвегии [39], а также описано в ряде работ 1955—1958 гг. М. Линдстромом в Северной Швеции. Здесь ближе к центру орогена доминировала складчатость и встречались мелкие структуры, ориентированные под прямыми углами к главному направлению тектонической транспортировки, т. е. $B=b$. По мере приближения к фронту орогена стиль тектоники меняется и вместо складчатых форм начинают доминировать плоские надвиги. Одновременно происходит постепенное разворачивание мелких складок и линейности до тех пор пока они не начинают ориентироваться параллельно направлению движения, т. е. здесь $B=a$. Иногда структуры, параллельные тектоническому направлению b , наиболее выражены в складчатой зоне на границе форланда. Многие из мелких структур, описанных А. Квале в Скандинавии как параллельные a , сходны по облику с b -структурами, охарактеризованными в этой книге на шотландских примерах. Это сходство настолько велико, что, когда А. Квале посетил Шотландские нагорья, он предположил, что многие структуры, рассматриваемые здесь как b -тектониты, по его мнению, параллельны a . В частности, он полагает, что здесь оси брусков, маллионы и т. д. параллельны направлению движения на север-северо-запад, обусловленного мойнским надвигом. Таким образом, он поддержал гипотезу Э. М. Андерсона о том, что северо-западные линейные структуры Шотландских нагорий ориентированы в направлении тектонической транспортировки, т. е. a [1].

Внутри самой зоны мойнского надвига кембрийские и торридонские пласты местами смяты в складки, опрокинутые на запад-северо-запад, в других случаях они разобщены на пластинки чешуйчатой тектонической структурой (*imbricate structure*), соответствующей опрокинутой складчатости. Породы здесь раздроблены и местами рассланцованы, но не милонитизированы. Эта крайняя степень дробления в мойнских метаосадочных породах и льюисских гнейсах проявляется лишь в главной зоне надвига. Дж. М. Кристи описал в 1960 г. в этих милонитах опрокинутые складки, оси которых ориентированы параллельно послекембрийскому направлению движения на запад-северо-запад. Здесь же были описаны ромбические «сопряженные складки» (*conjugate folds*) и линейность с той же ориентировкой осей [32]. Кристи полагает, что опрокинутые складки в милонитах обусловлены латеральным движением по надвигу. Поскольку в кембрийских кварцитах проявляется линейность с той же ориентировкой, был сделан вывод, что эти структуры обусловлены главными латеральными движениями по зоне надвига в послекембрийское время. Позднее, в 1960 г., М. Р. У. Джонсон опубликовал результаты детального анализа мелких структур в той же дислокационной зоне. Он пришел к выводу, что послекембрийские надвиговые движения на запад-северо-запад были здесь наиболее поздними, тогда как в целом Мойнский надвиг — это долгоживущая структура, движения по которой происходили с перерывом неоднократно. При этом ко-

ые структуры, склоняющиеся в зоне надвига на юго-восток, не имеют никакого отношения к обычно принятой интерпретации движений по надвигу. Представления о развитии в Шотландских нагорьях складок относительно тектонического направления *a* находят мало поддержки в последних публикациях.

Между тем эта же проблема возникла при изучении каледонид Шведской Лапландии. М. Линдстром в работах 1955—1958 г. описал здесь многочисленные разновидности линейных и моноклиных структур, у которых оси *b* были параллельны региональному направлению тектонической транспортировки. Складчатость, возникающую в изученном им регионе с типичной надвиговой тектоникой, он сравнил с деформациями в связи с соляным диапиром, когда резко ограничены движения во всех (кроме одного) направлениях. М. Линдстром при этом ссылаясь на работы Р. Болка, а также О. Аглборна и Г. Рихтер-Бернбурга, в которых описаны и проиллюстрированы проявляющиеся в соляных куполах системы складок с вертикальными осями, параллельными направлению движения штока соли. Интересно здесь напомнить, что П. Эскола отмечал в 1951 г. складки с вертикальными осями в гранитогнейсовом куполе Сумерия, а У. С. Питчер и Х. Х. Рид [47] обнаружили в краевых частях Главного Донекольского гранитного массива маллионы, ориентированные параллельно вероятному направлению течения гранитной магмы. В одно время со статьей М. Линдстрема Ф. Дж. Тернер [73] привел экспериментальные и другие данные, свидетельствующие, по его мнению, против возможности формирования мелких моноклиных структур в результате движений, перпендикулярных к их плоскостям симметрии. М. Линдстром же в своей статье отмечал, что наряду с моноклиными структурами, фиксирующими одно направление, существует равное количество структур, обращенных в другие стороны. В 1958 г. этот автор, отвечая на критику Ф. Дж. Тернера, утверждал, что в зоне глубинной надвиговой тектоники при отсутствии мелких моноклиных структур с постоянным знаком в пределах крупной площади, вообще отсутствуют какие-либо признаки тектонической транспортировки под прямыми углами к оси *b*. По мнению М. Линдстрема, в условиях всестороннего давления может возникать складчатость относительно региональной оси *a*. Эти дебаты продолжаются...

14. Заключение

Структурная геология — ветвь нашей науки, приобретающая все более важное значение. И подобно другим активно развивающимся дисциплинам, она непрерывно усложняется. Породы ныне рассматриваются совсем в иной перспективе, чем 30 лет назад, для их изучения привлекается новая техника. Однако какую бы мы ни собирались решать геологическую проблему, мы не можем обойтись без сбора первичных полевых материалов и без обоснования корректности наших решений. Я пытался здесь описать мелкие структуры, которые встретятся геологу в поле, и обсудить их значение для оценки геометрии общей структуры и ее тектонической истории.

Специалисты в области структурной геологии и петроструктурного анализа могут обвинить меня в чрезмерно упрощенном изложении предмета и в ряде упущений. Но книга не рассчитана на специалистов, я стремился в ней объяснить неспециалистам получаемые структурными геологами данные и общие принципы, которыми они руководствуются в своих заключениях.

Многое еще предстоит сделать, и по мере того, как наши знания и опыт растут, выявляются сложности в том, что ранее казалось простым и ясным. Механизм образования некоторых рассмотренных структур не вполне ясен, а иногда и определенно сомнителен. Так, мы не получили еще определенного объяснения образованию кливажа разлома. Более того, некоторые геологи вообще сомневаются в самом существовании такой структуры. До недавнего времени считали, что складки скальвания возникают в результате движения нормального к их оси. Теперь в результате работы Рамсея стало ясным, что симметрия складок может не соответствовать симметрии движения, обусловившего их возникновение. Однако проблема возможного образования складок или других моноклиных структур по a , т. е. параллельно направлению движения, по мнению некоторых исследователей, даже не подлежит обсуждению.

Несмотря на то что еще необходимо углублять понимание геологических структур, не следует терять из виду конечную цель полевой геологии. Нужно предостеречь против сильной современной тенденции к концентрации внимания на одних структурах и пренебрежения картированием стратиграфических соотношений. Необходимо подчеркнуть, что наблюдается лишь геометрия структур, а выводимые из нее кинетические или динамические системы представляют лишь подсобные приемы для окончательной оценки геологической истории.

Систематическое исследование мелких структур — кропотливое, но увлекательное дело. Добытые данные, наносимые на диаграммы, включают элементы залегания не только напластования, но и сланцеватости, а также склонения линейных структур. Сюда же входит отбор ориентированных образцов для лабораторного

изучения. Этой работой можно легко увлечься и пропустить другие столь же важные, но менее заметные геологические объекты. Исследователь малых форм должен быть очень внимательным и дисциплинированным, поскольку без должного знания стратиграфии и родственных ей объектов тектонический или исторический синтез региона может быть некорректным или, по крайней мере — неполным.

Справедливо и обратное утверждение, поскольку без понимания движений, которые претерпели горные породы, и сама стратиграфия может быть некорректной или не поддающейся расшифровке. Ч. Лэпуорт советовал студентам, испытывавшим затруднения в поле. «Картируйте и все выяснится». Этот совет сейчас столь же справедлив, как и 70 лет назад, но его уместно дополнить изречением Э. Клооса: «... каждая структура в породе имеет значение не менее важное, даже если вначале она и может показаться не относящейся к делу».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderson E. M.*, 1951. The dynamics of faulting, 2nd edn. Edinburgh: Oliver and Boyd.
2. *Bailey E. B.* 1959. Structural geometry of Dalradian rocks at Loch Leven: a discussion. *J. Geol.* 67, 246.
3. *Balk R.* 1937. Structural behaviour of igneous rocks. *Geol. Soc. Am. Mem.* no. 5.
4. *Becke F.* 1924. Struktur und Klüftung. *Fortschr. Min. KIRST. Petr.* 9, 185.
5. *Billings M. P.* 1942. Structural geology. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
6. *Bloomer R. O. and H. J. Werner.* 1955. Geology of the Blue Ridge region in Central Virginia *Bull. Geol. Soc. Am.* 66, 579, 605.
7. *Bonte A.* 1953. Introduction a la lecture des cartes géologiques, 2nd edn, 181. Paris.
8. *Carey S. W.* 1954. The Rheid concept. *Geol. Soc. Aust. J.* 1, 67.
9. *Clarke R. H. and D. B. McIntyre.* 1951. The use of the terms pitch and plunge. *Am. J. Sic.* 249, 591.
10. *Clifford P.* 1960. The geological structure of the Loch Luichort area, Ross-shire. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* 115 (1959), 365.
11. *Clifford P., M. H. Fleuty, J. G. Ramsay, J. Sutton and J. Watson.* 1957. The development of lineation in complex fold system. *Geol. Mag.* 94, 1.
12. *Cloos E.* 1947. Boudinage. *Trans. Am. Geophys. U.* 28, 626.
13. *Cloos E.* 1955. Experimental analysis of fracture patterns *Bull. Geol. Soc. Am.*, 66, 241.
14. *Cobbold P. R., J. W. Cosgrove and J. M., Summers.* 1971. The development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics* 12, 23—53.
15. *Coe K.* 1959. Boudinage structure in West Cork, Ireland. *Geol. Mag.* 96, 191.
16. *Cosgrove J. W.* 1976. The formation of crenulation cleavage. *J. Geol. Soc.* 132, 155—78.
17. *Cosgrove J. W.* 1980. The tectonic implications of some small-scale structures in the Mona Complex of Holy Isle, North Wales. *J. Struct. Geol.* 2(4), 383—96.
18. *Dewey J. F.* 1965. Nature and origin of kink bands. *Tectonophysics* 1, 459—94.
19. *Dieterich J. H. and N. L. Carter.* 1969. Stresshistory of folding. *Am. J. Sci.* 267, 129—54.
20. *Flinn D.* 1952. A tectonic analysis of the Muness Phyllite block of Unst and Uyea, Shetland. *Geol. Mag.* 89, 263.
21. *Flinn D.* 1961. On deformation an thrust plones in shetland and the Jotunheim area of Norway. *Geol. Mag.* 98, 245.
22. *Flinn D.* 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Q. J. Geol. Soc.* 118, 385—433.
23. *Fourmarier P.* 1951. Schistosity, foliation et microplissement. *Arch. Sci. Phys. Nat. Genève* 4, 7.
24. *Fourmarier P.* 1959. Le granite et les deformations mineures des roches. *Mem. Acad. R. Belg. Cl. Sci.* 31.
25. *Goguel J.* 1953. Importance des facteurs physico-chimiques dans la déformation des roches. *Int. Geol. Cong. 19th Algeria, C. R. sec. 3, pt. 3, 133, 153.*
26. *Griggs D. and J. Handlin.* 1960. Rock deformation (a symposium). *Geol. Soc. Am. mem. No. 79, 335—8, pls. 6—10.*
27. *Harker A.* 1932. *Metamorphism* London: Methuen.
28. *Hills E. S.* 1940. and 1953. *Outlines of structural geology*, 1st and 2nd edns London: Methuen.
29. *Hills E. S.* 1945. Examples of the interpretation of folding. *J. Geol.* 53, 47.
30. *Hossain K. M.* 1979. Determination of strain from stretched belemnites. *Tectonophysics* 60, 279—88.

31. *Hubbert M. K.* 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Am.* 62, 355.
32. *Johnson M. R. W.* 1956. Conjugate fold systems in the Moine Thrust zone in the Lochcarron and Coulin Forest areas of Wester Ross. *Geol. Mag.* 93, 345.
33. *King B. C. and N. Rast.* 1956. The small-scale structures of south-eastern Cowal, Argyllshire. *Geol. Mag.* 93, 185.
34. *King B. C. and N. Rast.* 1959. Structural geometry of Dalradian rocks at Loch Leven, Scottish Highlands: a discussion. *J. Geol.* 67, 244.
35. *Knill J. L.* 1960. A classification of cleavages, with special references to the Craignish district of the Scottish Highlands. *Int. Geol. Cong.* 21st Norden, C. R. pt 18, 317.
36. *Knill J. C. and D. C. Knill* 1958. Some discordant fold structures from the Dalradian of Craignish. Argyll, and Rosguill, Co. Donegal. *Geol. Mag.* 95, 497.
37. *Korn H. and H. Martin* 1959. Gravity tectonics in the Naukluft Mountains of south-west Africa. *Bull. Geol. Soc. Am.* 70, 1047, Fig. 15, 1070.
38. *Kranck E. H.* 1960. On lineation in gneisses and schists. *Bull. Comm. Geol. Finlande* no. 188, 11.
39. *Kvale A.*, 1953. Linear structures and their relation to movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland. *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 109, 51.
40. *Lovering T. S.*, 1928. The fracturing of incompetent beds. *J. Geol.* 36, 709.
41. *McIntyre D. B.* 1950. Note on lineation, boudinage and recumbent folds in the Struan Flags (Moine) near Dalnacardoch, Perthshire. *Geol. Mag.* 87, 427.
42. *McLachlan G. R.* 1953. The bearing of rolled garnets on the concept of b-lineation in Moine rocks. *Geol. Mag.* 90, 172.
43. *Metz K.* 1957. *Lehrbuch der Tektonischen Geologie*, 43 Stuttgart: Ferdinand Enke.
44. *Nevin C. M.* 1936 and 1949. Principles of structural geology, 2nd edn (141, Fig. 88) and 4th edn. New York: Wiley.
45. *Patterson M. S. and L. E. Weiss.* 1968. Folding and boudinage of quartz-rich lagers in experimentally deformed rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 79, 795—812.
46. *Phillips F. C.* 1954. The use of stereographic projection in structural geology. London: Edward Arnold.
47. *Pitcher W. S. and H. H. Read.* 1960. The aureole of the Main Donegal Granite. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* 116, 1.
48. *Price N. J.* 1966. Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks, 1—176. Oxford: Pergamon Press.
49. *Price N. J.* 1975. Rates of deformation. *J. Geol. Soc. Lond.* 131, 553—75.
50. *Ramberg H.* 1955. Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *J. Geol.* 63, 512.
51. *Ramsay J. G.* 1960. The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. *J. Geol.* 68, 75.
52. *Ramsay J. G.* 1967. Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill.
53. *Ramsay J. G. and R. H. Graham.* 1970. Strain variations in chear belts. *Can. J. Earth Sci.* 7, 786—813.
54. *Rast N.* 1956. The origin and significance of boudinage. *Geol. Mag.* 93, 401, Figs 3a and 3b.
55. *Read H. H.* 1949. *Geology: an introduction to Earth history*, 125, Oxford: Oxford University Press.
56. *Read H. H.* 1949. A contemplation of time in plutonism. *Q. J. Geol. Soc. Lond.* 105, 101.
57. *Read H. H.* 1957. The granite controversy, 279. London. Thomas Murby.
58. *Read H. H.* 1958. Stratigraphy in metamorphism. *Proc. Geol. Assn Lond.* 69, 83.
59. *Reynolds D. L. and A. Holmes.* 1954. The superposition of Caledonoid folds on an older fold-system in the Dalradians of Malin Head, Co. Donegal. *Geol. Mag.* 91, 417.
60. *Rutter E. H.* 1974. The influence of temperature, strain rate and intersti-

tial water in the experimental deformation of calcite rocks. *Tectonophysics* 22, 311—34.

61. *Sander B.* 1948 and 1950. Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I and II. Wien and Innsbruck: Springer Verlag.

62. *Sanderson D. H.* 1974. Patterns of boudinage and apparent stretching lineations developed in golded rocks. *J. Geol.* 82, 651—61.

63. *Schmidt W.* 1932. *Tectonik und Verformungslehre.* Berlin: Gebrüder Borntraeger.

64. *Schackleton R. M.* 1957. Downward facing structures of the Highland Border. *Q. J. Geol. Soc. Lond.*, 113, 361.

65. *Shainin V. E.* 1950. Conjugate sets of en échelon tension fractures in the Athens Limestone at Riverton, Virginia. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 61, 509.

66. *Siddans A. W. B.* 1972. Slaty cleavage: a review of research since 1815. *Earth Sci. Rev.* 8, 205—32.

67. *Sitter L. U. de* 1956. *Structural geology.* New York and London: McGraw-Hill.

68. *Sitter L. U. de.* 1958. Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. en Mijnb. (N. W. Ser.)* 20 Jg., 277, 280.

69. *Stromgard K. E.* 1973. Stress distribution during the formation of boudinage and pressure shadows. *Tectonophysics* 16, 215—48.

70. *Sutton J.* 1960. Some structural problems in the Scottish Highlands. *Int. Geol. Cong.* 21st, Norden, C. R. part 18, 371.

71. *Tullis J., G. L. Shelton and R. A. Yund.* 1979. Pressure dependence of rock strength: implications for hydraulic Weakening. *Bull. Mineral.* 102, 110—14.

72. *Turner F. J.* 1953. Interpretation of marble fabrics in the light of recent experimental deformation. *Int. Geol. Cong.* 19th, Algeria, C. R. sec 3, pt. 3, 95, 109.

73. *Turner F. J.* 1957. Lineation, symmetry, and internal movement in monoclinic tectonite fabrics. *Bull. Geol. Soc. Am.* 68, 1.

74. *Turner F. J. and J. Verhoogen.* 1951. *Igneous and metamorphic petrology.* New York: McGraw-Hill.

75. *Turner F. J. and L. E. Weiss.* 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites.* New York: McGraw-Hill.

76. *Whitten E. H. T.* 1966. *Structural geology of folded rocks.* Chicago, Ill.: Rand McNally.

77. *Wilson G.* 1946. The relationship of slaty cleavage and kindred structures to tectonics. *Proc. Geol. Assn. Lond.* 57, 263, 265—6.

78. *Wilson G.* 1953. Mullion and rodding structures in the Moine Series of Scotland. *Proc. Geol. Assn. Lond.* 64, 118.

79. *Wilson G.* 1960. The tectonics of the «Great Ice Chasm» Filchner Ice Shelf, Antarctica. *Proc. Geol. Assn. Lond.* 71, 130, Pl. 6.

80. *Wilson G.* 1970. Wrench movements in the Aristarchus regio of the Moon. *Proc. Geol. Assn.* 81(3), 595—608, Fig. 3.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Полужирным шрифтом указаны страницы, на которых приведены определения терминов.

- Анализ тектонитов
— геометрический 17
— кинетический 17
- Антиклиналь 23, 25
- Антиформная складка 25
- Брекчиевая зона 34
- Брусовидная структура 66, 82, 86, 87, 88, 102
- Будинаж 55, 66, 70, 78, 97, 100
— вращения 74, 75, 97
— гранатов 75
— ромбоидальный 75
—; соотношения с главными напряжениями 71
—; — с надвигами 74
—; — со складками 74
— типа «плитки шоколада» 74
- Вельветовая структура 82
- Гидравлический разрыв 12
- Гнейс 38
- Гомогенное уплощение 66
- Гранитогнейсовый купол 103
- Грифельный сланец 50
- Давление
— геостатическое 12
— всестороннее 12, 27
- Дайки 27, 74, 76
- Деформация
— бесконечно малая 9
— многократная 68, 84, 89, 91
— однофазовая 68
- Деформированные
— агломераты 62, 100
— вулканические бомбы 100
— гальки 62, 79, 88, 90, 97, 99
— миндалины 62, 100
— окаменелости 61, 62, 75, 79, 100
— оолиты 62
— подушечные лавы 62, 100
- Жила 28
— растяжения 28, 33
- Зеркала скольжения 23, 82
- Картина движения 17
- Кливаж 37, 39
— аспидный 15, 42, 43, 53, 60
— веерообразный 43
— деформации скольжения 39, 40, 43, 48, 49, 57, 63, 65
— дислокационный 55
- Искажение — 89, 90
— искривленный 49
— истинный 42
— карандашный 50
— косой 54
— ложный 40
— мелковолнистой складчатости 40
— надвиговой 56
— непроницающий 39, 40
— осевой плоскости 39, 44, 50, 59, 64, 69
— первичный 38
— преломленный 43, 49, 50
— проницающий 42
псевдо — 41
— разлома 34, 39, 41, 42, 43, 44, 48, 49, 51, 58, 97, 104
—; раскол 61, 62
— сближенной отдельности (также тонкий) 40
— скальвания 35
— скольжения 40, 48, 57, 63, 65
—; соотношения с напластованием 44, 45, 53, 66
— течения 39, 42, 53, 59, 69
—; тонкие пластинки 51
— фронт — 43, 44
— шарьяжный 56
- Купола и мульды 93
- Линейность 37, 60, 61, 62, 66, 69, 82, 83, 90, 94, 95, 96, 97, 102
складчатость — 96, 97, 98, 99
- Листоватость 38, 39
- Лит-пар-лит 38
- Лунулы 23
- Магматическая интрузия 28, 44, 84, 103
- Маллион 66, 86, 87, 88, 89, 90, 99, 101, 102
— кливажный 85
— напластования 85
— неправильный 85
—; соотношения со складками 86
- Метаморфизм 44, 60
- Метаморфический ореол 44
- Мигматизация 42, 44
- Микролитон 39, 40, 49, 57
- Милонит 102

- Надвиг**
 зона — 43, 49, 72, 81, 100, 102, 103
 — мелкий 79
 — Мойнский 33, 55, 79, 102
 —; движение 10, 28, 79
 — Сгурр-Биг 56
 —; соотношения с будинажем 72—74
 —; — с кливажом 53, 54, 55
 —; — со складчатостью 79
 — чешуйчатый 79
- Наклеп** 63
- Напряжение** 9
 — гидростатическое 9, 29
 — главные 9, 14
 — дифференциальные 9, 12, 13, 26—28, 71
 — негидростатические 9
 — скальвания 44
 — эллипсоид — 9, 10, 11, 18, 19
- Осадочные текстуры** 21, 48
 градационная слоистость 21, 46
 знаки ряби 21
 оползневые текстуры 55
 подошвенные знаки 21
 слоистость течения 21, 55, 97
- Оси петротектонические**
 — кинетические 18
 — симметрии 15
 — структурные 15, 17
- Остроугольный конгломерат** 66
- Отдельность**
 — сближенная 38, 39
 — тонкая 39
- Перекристаллизация** 57, 59, 63
- Покров тектонический** 24, 79
 — альпийский 44
 — Аксенский 25
 — гельветский 56
 — гравитационный 101
 — Днаблеретс—Геллихорн 54
 — Морклес 46, 54
- Полоски излома** 36
 — нормальные 36, 63
 — обратные 36, 37
- Поровые флюиды** 12, 29
- Привелигированные направления** 42
- Пумпелли правило** 78
- Разлом (сброс)** 29, 43
 —; зона разлистования 54
 зона — 10
 — нормальный 51, 76
 плоскость — 54
 — скручивания 28
 — срыва 28
- Растяжение**
 разрушение при — 27
 рубцы — 29, 30, 32, 74
- — кулисные 12, 15, 29, 30, 31, 32
 — —; сопряженные ряды 32
 — — сигмоидальные 12, 30
 трещины — 27, 28
- Риделя скальвание** 30—31
- Симметрия**
 классы — 17
 — моноклиная 12, 14, 15, 75
 — осевая 15, 17
 — ромбическая 14, 15
 — структурная 15, 17
 — триклиная 15
 —; триклиная структура 15, 48
- Синклиналь** 22, 24, 25
 — лежачая 32
 — Лох-Олш 55
 микро-59
 — опрокинута 25
- Синформная складка** 24, 25
- Скальвание**
 зоны — 26, 27, 31
 плоскости — 26, 27, 33
 разрушение при — 26
 —; чистый сдвиг 9
 —; элементарный сдвиг 9
- Складка (складчатость)**
 — автохтонная 76, 79
 — асимметричная 19, 79
 асимметрия (вергентность) — 19, 45, 76, 79, 90, 98, 100
 — волочения 66, 76, 78, 79
 — — независимая 78
 — — ныряющая 25
 — — подчиненная 78
 — гармонирующая 78
 — главная 76, 77
 — глазковая 77, 94
- Гребень (перегиб)** — 46
 — дисгармоничная 76, 81
 замковая линия — 19
 замок — 44, 81
 — зигзагообразная 17
 — изменчивая 81
 — изоклиная 93
 — коническая 21, 68, 81
 — концентрическая 63
 — кулисная 81
 — лежачая 24, 46, 72, 93, 99
 — мелкая 76
 — мелковолнистая 78
 микро-58
 — миниатюрная 65
 — моноклиная 15
 — наложенная 92
 — негармонирующая 78
 — опрокинута 45
 осевая плоскость — 19, 24, 45, 50
 ось — 19, 69, 81
 — остроконечно-эллиптическая 81

- отчлененная 93
- паразитическая 17, 65, 66, 77, 78, 80, 92
- параллельная 15, 63
- подобная 63, 66
- поперечная 93
- синусоидальная 59
- скальвания (нем. Scherfaltung, Gleitbretterfaltung) 21, 48, 66, 78, 79, 96, 104
- склонение (ныряние) — 20, 26, 46, 47, 79, 80, 81, 99
- сопряженная 102
- стручковидная 81
- ; флексурное проскальзывание 15, 63, 76, 78, 96
- шевронная 59
- цилиндрическая 18, 20, 21, 68, 80, 86
- Скольжение (межслоевое) 10, 22—26, 33, 63, 75, 76
- Сланцеватость 37—39, 43, 46, 59, 60, 61, 69
- Соляной шток 102
- Спиральные порфиробласты 67
- Срыва зона 99
- Стандартное состояние 9
- Стратиграфическая последовательность 21, 22, 34, 57—60, 78, 80, 81, 104
- Строение (петротектоническое)
 - листоватое 18

- моноклинное 18
- осевое 18
- ромбическое 18
- триклинное 18
- Структурная геология 104
- Структуры малых форм
 - ; определение 5, 7
 - ; перегиб склонения 46
 - наложенные 48, 69, 89

- Тектоника 5
 - гравитационная 79
 - крупных форм 94—96
 - мелких форм 95—96
- Тектоническое включение 69
- Тонкая отдельность 38, 40
- Тонкие пластинки 49
- Течения текстура (магматиты) 38
- Трещиноватость
 - поперечная 28, 84
 - кливажа волочения 36
 - оперяющая 29
 - сближенная 49

Филлиты 60

Хрупкие породы 27

- Эллипсоид деформации 9, 10, 12, 17, 18, 53, 61
- Эпизона 65

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Благодарности	6
1. Введение	7
2. Напряжение и деформация	9
3. Структурная симметрия	15
4. Тектоническая структура и стратиграфическая последовательность	21
5. Тектонические структуры в хрупких породах: трещины растяжения и зоны скальвания	26
6. Кливаж и сланцеватость горных пород	37
7. Кливаж разлома и кливаж скольжения	48
8. Кливаж течения, сланцеватость и линейность	59
9. Будинаж	69
10. Складки волочения и паразитические складки	76
11. Структуры маллион и брусовидная	82
12. Наложённые мелкие структуры	89
13. Соотношения мелких и крупных тектонических структур	97
14. Заключение	104
Список литературы	106

Дж. Уилсон

Геологические структуры малых форм

Редактор издательства *В. И. Макеев*

Переплет художника *В. П. Христинина*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *Л. Н. Шиманова*
Корректор *М. П. Курылева*

ИБ № 6083

Сдано в набор 07.01.85. Подписано в печать 21.02.85. Формат 60×90^{1/16}. Бумага книжн.-журн. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 7,0. Усл. кр.-отт. 7,25. Уч.-изд. л. 7,9. Тираж 2750 экз. Заказ 23/454-1. Цена 50 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Московская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

50 коп.

103
—
1

4492

НЕДРА