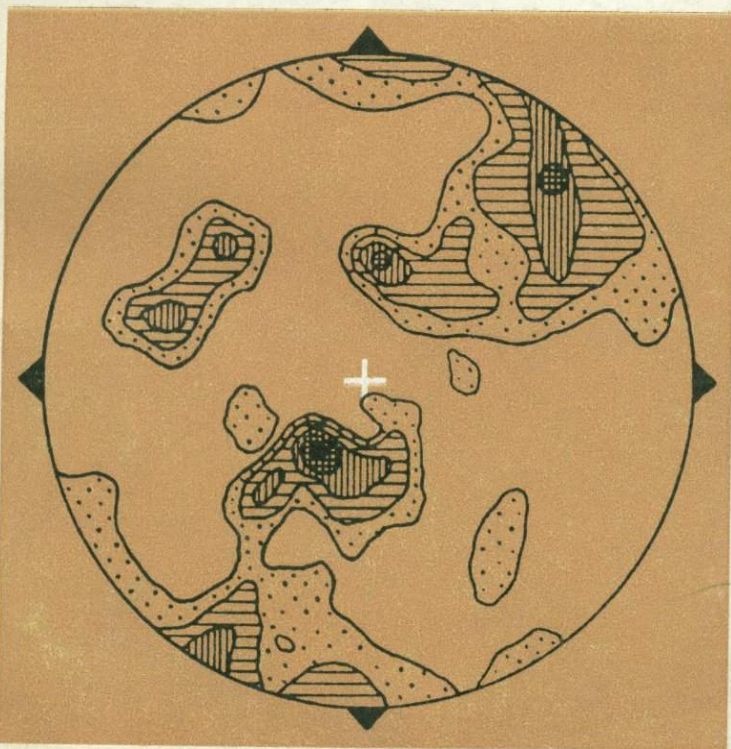


А. Н. КАЗАКОВ

**ДЕФОРМАЦИИ
И НАЛОЖЕННАЯ
СКЛАДЧАТОСТЬ
В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСАХ**



А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

А. Н. КАЗАКОВ

ДЕФОРМАЦИИ
И НАЛОЖЕННАЯ
СКЛАДЧАТОСТЬ
В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСАХ

1964



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Ленинградское отделение
Ленинград • 1976



Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Казаков А. Н. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., 1976, 237 с.

На основе изучения морфологии, геологии, геометрии и ориентировки складчатых форм и структурных элементов в книге излагается методика исследования наложенных деформаций. В первом разделе рассматриваются структурные элементы метаморфических горных пород и их значение при изучении наложенной складчатости (первично-осадочные текстуры, полосчатость, сланцеватость, складки, линейность). Второй раздел посвящен геометрическому анализу. Сформулированы задачи, решаемые с помощью геометрического анализа, дано их решение. Рассмотрена стереогеометрия цилиндрических и конических складок, геометрический анализ структурных данных на площади и др. В третьем разделе излагаются особенности наложенных складчатых структур. Рассматриваются признаки наложенных деформаций, методические приемы установления последовательности деформаций, возрастные взаимоотношения складок между собой, складок и сланцеватости, линейности, даек, жил, метаморфогенного минералообразования и ультраметаморфизма. Рис. — 98, табл. — 6, библи. — 262 назв.

Ответственные редакторы:

д-ра геол.-минер. наук *К. А. Шуркин* и *Ю. М. Соколов*

Изучение природных деформаций входит в сферу структурной геологии. Все части структурной геологии, как и любой другой науки, постоянно совершенствуются и обновляются. Многие направления, ранее бывшие второстепенными, становятся перспективными. Структурные исследования метаморфических комплексов, проведенные за последние 10—15 лет, показали, что одним из таких перспективных направлений является изучение многократно проявленных накладывающихся друг на друга складчатых деформаций, которые объединяются термином «наложенная складчатость» и в конечном итоге лучше всего позволяют охарактеризовать эволюцию складчатости в метаморфических толщах. Вместе с тем было выявлено, что обычные методы структурной геологии, применяемые при изучении неизмененных пород, являются недостаточными при структурных исследованиях метаморфических пород. Это объясняется спецификой строения и состава метаморфических пород, особой историей их становления и геологического развития как образований глубинных горизонтов земной коры.

Установление многократно наложенных складок открыло, с одной стороны, принципиально новые возможности для исследования складчатого процесса, особенно процесса, синхронного с метаморфизмом, а с другой — потребовало разработки новой методики. Отдельные методические вопросы разрабатывались разными авторами при исследовании конкретных районов, результаты были освещены в печати. Из отечественных источников наиболее интересны в методическом отношении работы Ю. И. Лазарева (1971), Ю. В. Миллера (1973а, 1973б), Е. И. Паталахи и Ю. Ф. Слепых (1972), А. С. Флаасса (1969а, 1971), Г. С. Флаасса (1969), В. В. Эза (1959, 1967а, 1967б, 1968, 1970, 1972а, 1972б). Некоторые обобщения были предложены Ф. Тернером и Л. Вейсом (Turner, Weiss, 1963), Дж. Рамсеем (Ramsay, 1967), В. В. Эзом (1972а), Ю. И. Лазаревым (1972). Но, несмотря на хорошую разработку частных методических вопросов, достаточно полного систематического изложения методики исследования наложенной складчатости сделано не было.

Материал по складчатым и иным деформациям в принципе может быть рассмотрен на трех уровнях: морфолого-геометрическом, кинематическом и динамическом. Динамическая интер-

претация наложенной складчатости — область пока еще очень слабо разработанная. Методика кинематического анализа также еще не достигла той стадии совершенства, чтобы ее можно было рекомендовать как основную методику при полевых структурных исследованиях. В настоящее время нужно начинать с внедрения в практику простых, надежно проверенных морфолого-геометрических методов изучения наложенной складчатости.

В соответствии с этим предлагаемая читателю книга основана на морфологии, геологии, геометрии и ориентировке складчатых форм и структурных элементов. Кинематическая терминология используется в книге в редких случаях. Микроскопии нет вообще. Книга задумана и написана с таким расчетом, чтобы она могла быть использована при полевых структурных исследованиях. Это не простой пересказ старого, уже известного материала. В ходе работы пришлось пересмотреть многие устаревшие положения, сделать переоценку некоторым привычным методическим приемам, в необходимых случаях произвести упрощения методики, а также дать некоторые принципиально новые разработки. При написании книги автор широко использовал свои материалы, полученные при полевых исследованиях в Северо-Байкальском нагорье, на Балтийском щите, частично в Карпатах и Приазовье. Вся графика и рисунки в книге, кроме специально оговоренных, принадлежат автору.

При работе над книгой автор неоднократно пользовался консультациями канд. геол.-мин. наук А. А. Савельева по литологии. Доктора геол.-минер. наук М. А. Гилярова и В. А. Глебовицкий любезно согласились просмотреть рукопись и высказали ряд ценных замечаний и пожеланий. Ответственные редакторы д-ра геол.-минер. наук Ю. М. Соколов и К. А. Шуркин предложили ряд исправлений, ведущих к улучшению книги. Всем этим товарищам автор выражает свою искреннюю признательность.

1. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ИЗУЧЕНИИ НАЛОЖЕННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Возможность проявления складчатых деформаций зависит от физического состояния и внутреннего строения горных пород. Если порода гомогенна по физическим свойствам и изотропна по строению, то ее реакция на приложенные силы выразится в возникновении трещин, разрывов и других дизъюнктивных явлений, но не в образовании складчатых форм. Только породы, обладающие внутренней анизотропией, могут быть складчато деформированы.

По справедливому замечанию Ж. Гогеля (1969, с. 180), необходимой предпосылкой возникновения складчатой деформации является с механической точки зрения слоистая структура осадочной серии. Действительно, наиболее благоприятными для проявления складчатых деформаций являются комплексы первично-слоистых пород. В однородных неслоистых комплексах, обладающих хорошо развитой сланцеватостью того или иного генезиса (некоторые толщи вулканогенных пород), складчатые деформации менее интенсивны и развиваются в более простой форме, чем в комплексах первично-слоистых пород. И, наконец, в комплексах массивных однородных пород складчатые деформации не проявляются. Таким образом, чем интенсивнее выражена анизотропия строения горных пород, тем рельефнее проявляются в них складчатые процессы.

Анизотропия метаморфических пород создается неоднородным распределением вещества как при первичном накоплении осадков, так и при последующих метаморфических преобразованиях. Возникающие при этом элементарные ячейки однотипного строения или происхождения мы будем называть **с т р у к т у р н ы м и э л е м е н т а м и**. Структурные элементы имеют в основном материальное выражение (сланцеватость и др.), но могут быть и чисто геометрическими (например, шарнир складки или ее осевая плоскость). Их целесообразно подразделять на объемные, плоскостные и линейные (табл. 1). В объемной характеристике структурного элемента отражается главным образом состояние породы (текстура), свидетельствующее о ее происхождении, тогда как плоскостные и линейные структурные элементы несут в основном

геометрическую характеристику. При изучении последовательности складчатых деформаций равно важны оба эти аспекта строения пород.

Т а б л и ц а 1

Главнейшие структурные элементы метаморфических горных пород

Объемные	Плоскостные	Линейные
Первично-осадочные текстуры (слоистость и др.)	Плоскости наслоения	Линии пересечения косых слоев с горизонтальными прослоями, шарниры оползневых складок и др.
Метаморфическая полосчатость	Граничные плоскости	Линейность может возникнуть при уплощенно-линзовидном развитии полосчатости или сланцеватости
Сланцеватость	Плоскости сланцеватости	
Минеральная ориентировка	Ориентировка границ минерала	Ориентировка удлинения минерала или его осей, нормалей к граням
Складка	Осевая плоскость	Шарнир

Структурные элементы по времени возникновения могут быть подразделены на первично-осадочные, синскладчатые (синдеформационные) и синметаморфические. Последних два типа некоторые исследователи объединяют в группу вторичных структурных элементов. Они обычно не встречаются изолированно, а образуют закономерные сингенетические сочетания. При синметаморфическом складкообразовании одновременно со складками могут возникнуть метаморфическая полосчатость и параллельная ей сланцеватость, плоскостная и линейная минеральная ориентировка, линейность агрегатов минералов и будинированных фрагментов, жилы, потенциальные трещины и т. д. Все эти элементы, вместе взятые, составят структурный парагенезис (Паталаха, 1970). Тесные генетические и пространственные связи, существующие между элементами парагенезиса, широко используются при анализе последовательно накладывающихся складчатых деформаций.

Структурные элементы — это «кирпичики», из которых строится структурно-геологическая карта. Чем детальнее исследованы их особенности и ориентировка на местности, тем более полно может быть расшифрована последовательность проявления деформаций и эволюция складчатых структур.

Ниже дается характеристика структурных элементов со специальным вниманием к тем особенностям, знание которых необходимо при изучении складчатых структур метаморфических пород.

ОБЪЕМНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Первично-осадочные текстуры

Во всех без исключения случаях первично-осадочные текстуры являются самыми древними элементами строения, тогда как полосчатость и сланцеватость могут возникать на разных этапах развития метаморфических комплексов. По особенностям первично-осадочных текстур мы можем определить последовательность напластования в пределах той или иной части разреза. На основании этих исходных данных можно выявить положение и ориентировку складчатых форм, в том числе наиболее древних (см. с. 19).

К настоящему времени можно считать твердо установленным, что первично-осадочные текстуры (ритмичная слоистость, косая слоистость и др.) в метаморфических породах выражены ничуть не хуже, а даже лучше, чем в породах неметаморфизованных (Сидоренко, Лунева, 1961; Савельев, 1974, и др.). При метаморфизме слоистость проявляется как в «фотографической ванночке». Прислой неконсолидированного осадка, мало отличающегося по зернистости и (или) по химическому составу, в метаморфических условиях благодаря образованию новых минералов резко обособляется. Это является следствием того, что в данном случае миграция порообразующих компонентов крайне ограничена. Каждый слой представляет как бы закрытую систему, а преобразования осуществляются изохимически, т. е. без существенного привноса и выноса (Савельев, 1974). На месте первично-осадочных слоев возникают их метаморфические аналоги, имеющие одинаковый состав с первичным осадком или мало отличающиеся от него. При этом с повышением степени метаморфизма песчаники, например, преобразуются в кварциты, биотитовые, гранат-биотитовые и другие гнейсы. Аргиллиты и алевролиты видоизменяются в филлиты и слюдястые сланцы, а те в свою очередь в гнейсы с дистеном, силлиманитом, андалузитом и другими специфическими минералами.

Первично-осадочные текстуры лучше всего проявляются в зеленосланцевой фации и в низкотемпературной части амфиболитовой фации метаморфизма. В породах, метаморфизованных в условиях высокотемпературной части амфиболитовой и гранулитовой фаций, где интенсивно развиты явления ультраметаморфизма, первично-осадочные текстуры обнаруживаются значительно реже. Редкая встречаемость первично-осадочных текстур в зоне ультраметаморфизма, вероятно, объясняется нарушением изохимических условий минералообразования в пределах слоя.

Неблагоприятное влияние на сохранность первично-осадочных текстур оказывает внедрение интрузивных тел. Вблизи контактов такие текстуры не сохраняются или сохраняются плохо. По С. Гавелину и Р. Расселу, в готских образованиях Швеции, окруженных крупными интрузивными массивами, первично-осадочные текстуры сохранились только в удалении от контактов на расстоянии нескольких километров (Gavelin, Russell, 1967).

Группа первично-осадочных текстур включает ритмичную слоистость, косую слоистость, оползневые текстуры, текстуры с поверхностями размыва и др. Их первое систематизированное описание для докембрийских пород было сделано в «Методическом руководстве по геологическому картированию метаморфических комплексов» (1957).

Ритмичная слоистость

Тектоноритмы и элементарные седиментационные ритмы.

Среди литологов все более распространяется убеждение, что неритмичной слоистости не существует. Это нужно понимать в том смысле, что осадочные слои, группируясь в пачки, свиты, серии, образуют в них совершенно закономерные сочетания прогрессивно нарастающего масштаба (Львова, 1967). Отдельные члены этих сочетаний представлены слоями значительной мощности, так что в целом закономерное ритмичное строение нередко в пределах обнажения не устанавливается. Понимание литологических закономерностей крупного плана приходит только после площадных исследований на достаточно обширной территории.

Для докембрийских отложений характерны две генетические группы ритмичной слоистости (Савельев, 1974).

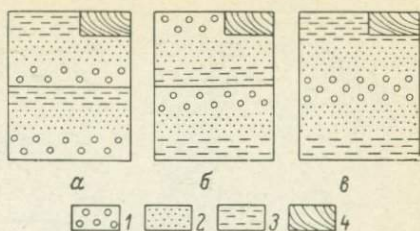
1. Тектоноритмы. Эти ритмы формируются длительно за счет специфики тектонических движений на территории осадконакопления. В наиболее общем виде это пачки, свиты, осадочные серии значительной мощности. Тектоноритмы могут быть как трансгрессивными, так и регрессивными, и поэтому они совершенно непригодны для определения последовательности напластования. Некоторые тектоноритмы по мощности сопоставимы с элементарными седиментационными ритмами, но отличаются от них отсутствием градационной слоистости (см. ниже). Например, ритм, описанный Б. М. Роненсоном (1967): мусковит-хлорит-кварцевые сланцы—мусковит-кварцевые сланцы—углисто-кварцевые сланцы—кварц-хлоритовые сланцы—кварц-актинолитовые сланцы—кварц-кальцитовые и кальцитовые сланцы, может быть отнесен к тектоноритмам. По приведенной последовательности пород верх и низ разреза пачки определить нельзя.

2. Элементарные седиментационные ритмы. Такие ритмы возникают в течение очень короткого промежутка времени под влиянием эпизодически действующих факторов (течений, мутьевых потоков, паводков, миграций речного русла, резких изменений температуры среды и т. д.). Мощность этих ритмов небольшая (сантиметры, дециметры, редко первые метры). Несмотря на это, они могут протягиваться в латеральном направлении на значительные расстояния (до десятков километров — Вассоевич, 1948; может быть, даже больше).

Элементарным седиментационным ритмам свойственно асимметричное строение в вертикальном разрезе с постепенным измене-

Рис. 1. Типы ритмов терригенного состава по их внутреннему строению.

а — прямые ритмы (наиболее распространенные); б — обратные ритмы (редки); в — маятниковый ритм (редок). 1 — грубозернистый осадок; 2 — среднезернистый осадок; 3 — тонкозернистый осадок; 4 — косяя слоистость.



нием зернистости и (или) состава от подошвы ритма к кровле. Верхние части ритмов нередко обнаруживают следы размыва. Слоистость, образованная за счет постепенного изменения размеров обломочных зерен, получила название г р а д а ц и о н н о й с л о и с т о с т и .

Элементарные седиментационные ритмы позволяют определить последовательность напластования. В данной работе будут рассматриваться только такие ритмы.

Наиболее распространенный тип ритмов в терригенных породах. В таких ритмах, называемых п р я м ы м и, зернистость осадка уменьшается от подошвы к кровле, а состав изменяется от кварцито-песчанистого через алевритовый до глинистого (рис. 1, а). От подошвы к кровле ритма понижается содержание SiO_2 и соответственно увеличивается содержание Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , K_2O , Na_2O (Escola, 1932; Simonen, Kouvo, 1951; Демидов, Кратц, 1958). Внутренняя неоднородность и асимметрия ритмов нередко подчеркиваются их окраской, более темной для тонкозернистой части ритма и более светлой для грубозернистой части. Сланцеватость сильнее проявляется в верхних частях ритмов, чем в нижних частях. Диапазон зернистости или состава может смещаться в ту или другую сторону. Так, например, ритм может начинаться гравелитами и, имея в средней части грубозернистый песчаник, заканчиваться среднезернистыми песчаниками (рис. 2, а). С другой стороны, ритм может начинаться мелкозернистыми алевритовыми сланцами и постепенно переходить к тонкозернистым филлитовидным сланцам (рис. 2, б).

Ритмы можно подразделять на трехчленные и двучленные. Внутренние переходы между членами ритмов постепенные. Двучленные ритмы состоят либо нижней и средней частью трехчленного ритма, либо средней и верхней его частью. Более распространены последние.

В низкотемпературных зонах метаморфизма породы различных частей ритма легко диагностируются как метапесчаники или сланцы той или иной степени зернистости. Например, нижняя часть ритма — среднезернистый биотитовый метапесчаник, средняя часть — мелкозернистый метапесчаник, верхняя часть — серицитовый сланец. С повышением степени метаморфизма в средней и верхней частях ритма, соответствующих первоначально

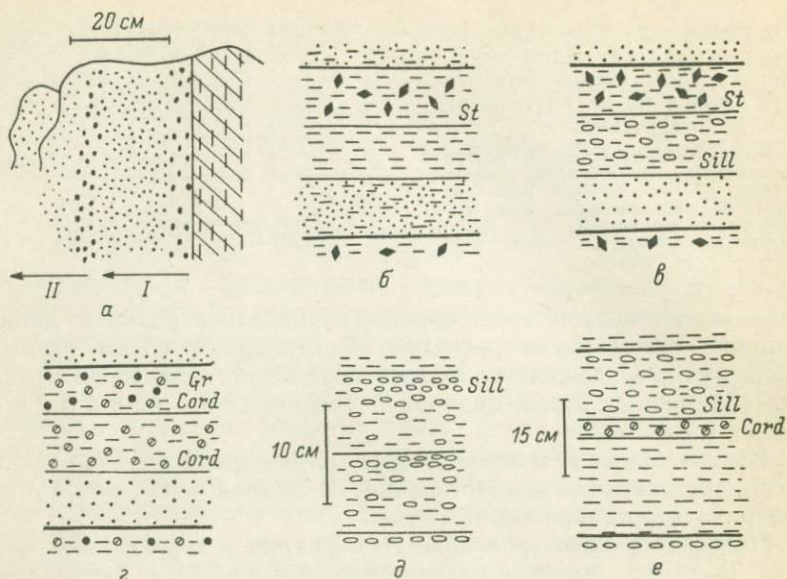


Рис. 2. Примеры ритмов в породах амфиболитовой фации метаморфизма. Ладожская серия, северный шхерный район Ладожского озера (а-г — район Лесозавод—Имплахти, д-е — о. Орьятсари).

а — ритмы, сложенные грубозернистыми отложениями (I и II — элементарные ритмы, стрелки направлены от подошвы ритмов к кровле); б-е — ритмы, сложенные метаморфизованными средне-, мелко- и тонкозернистыми осадками (St — ставролит, Gr — гранат, Sill — силлиманит, Cord — кордиерит). Мощность ритмов на рис. 2, б, в, г не превышает 1—2 м, обычно до 0.5 м. Мощность отдельных частей ритма на рисунках изображена произвольно.



Рис. 3. Ритм с концентрацией граната в кровле. Сверху и снизу его ограничивают мигматитовые «прослои» гранитного состава (50—70% от объема пачки). Ладожская серия, зона интенсивного ультраметаморфизма. Северо-западная часть Ладожского озера, о. Хонкасари.

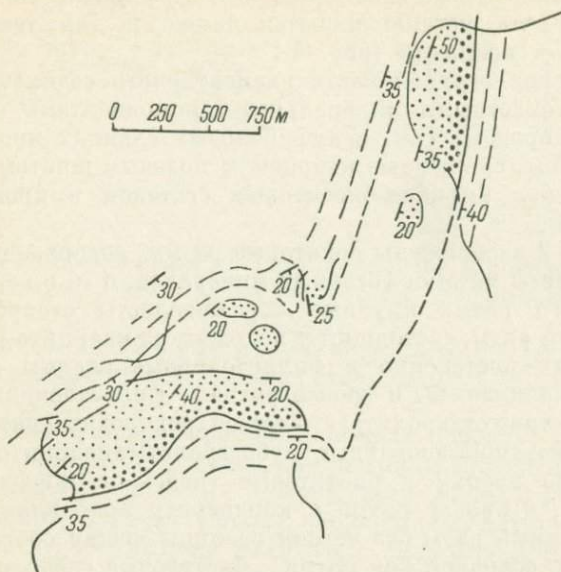


Рис. 4. Пласт, обогащенный гранатом, в верхней части крупного тектоноритма. Количество граната увеличивается к верхней части пласта (условно показано увеличением размера точек). Ладожская серия, северо-западная часть Ладожского озера, район Сурихеносари—Хонкасало.

Штрихи — биотитовые гнейсы.

алевритовому или глинистому осадку, появляются крупные порфиробласты специфических метаморфических минералов — граната, силлиманита, ставролита, кордиерита и др. Породы превращаются в гранатовые, силлиманитовые и другие гнейсы и сланцы.

Появление крупных порфиробласт в средней и верхней частях ритмов нарушает первоначальное распределение размеров зерен минералов, но в промежуточной ткани градационная слоистость в целом сохраняется. Ритмы разделяются на части по присутствию того или иного характерного минерала. Многие из выделенных по этому признаку трехчленных ритмов в условиях слабого метаморфизма могли быть определены только как двучленные ритмы.

Очень характерными ритмами высокометаморфизованных терригенных пород являются ритмы с концентрацией граната в кровле (рис. 3). Мелкие и редкие зерна граната появляются примерно в средней части ритма, по направлению к кровле размер зерен и их количество увеличиваются, наивысшая концентрация граната наблюдается у самой кровли в наиболее тонкозернистой части ритма. Параллельно с этим также от подошвы к кровле ритма увеличивается содержание биотита. Зона максимальной концентрации граната и биотита составляет не более $1/5$ мощности ритма. Ритмы с гранатом устойчивы в зоне ультраметаморфизма

(рис. 3). Аналогичные закономерности в распределении и концентрации граната устанавливаются также и для тектоноритмов значительной мощности (рис. 4).

Обогащение верхней части элементарного седиментационного ритма темноцветными минеральными компонентами свойственно и другим породам. Так, в амфиболовых сланцах иногда наблюдаются ритмы, сложенные кварцем и полевым шпатом в подошве и существенно амфибол-биотитовым составом в кровле (Кратц и др., 1966).

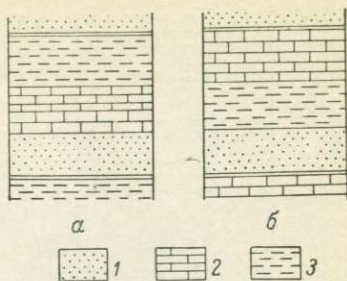
На рис. 2 изображены некоторые ритмы, содержащие крупные порфиробласты метаморфогенных минералов: *б* — в верхней части трехчленного ритма крупные порфиробласты ставролита; *в* — трехчленный ритм, состоящий у подошвы из кварцито-песчаников, переходящих постепенно в филлитовидные сланцы с порфиробластами силлиманита, в кровле ритма — филлитовидные сланцы с порфиробластами ставролита; *г* — также трехчленный ритм, в его основании — метаморфизованные грубозернистые кварцито-песчаники, переходящие кверху в биотитовые гнейсы с порфиробластами кордиерита, в кровле ритма к кордиериту прибавляется гранат; *д* — двучленный ритм без четкой границы между составляющими его частями, основной фон ритма — биотитовый гнейс или серицитовый сланец, силлиманит концентрируется в кровле ритма, по направлению к подошве его содержание постепенно понижается, а у основания ритма силлиманит исчезает совсем, в некоторых таких ритмах к силлиманиту у кровли ритма добавляется гранат; *е* — трехчленный ритм, основным фоном которого является биотитовый гнейс, в средней части ритма появляется кордиерит, количество которого вверх по ритму возрастает, затем появляется силлиманит, на небольшом отрезке ритма кордиерит встречается вместе с силлиманитом и исчезает, в верхней части ритма присутствует только силлиманит. Для высокометаморфизованных пород характерны также ритмы с дистеном. Наиболее часты двучленные ритмы, сложенные биотитовым гнейсом в основании и гранат-дистен-двуслюдяным гнейсом в кровле (Флаасс, 1969 б).

В метаморфизованных ритмично-слоистых отложениях гранат часто входит в парагенезисы с крупными порфиробластами дистена, ставролита, силлиманита, кордиерита. Последние же минералы, наоборот, обычно встречаются «поодиночке».

Редкие типы ритмов в терригенных породах. К таким ритмам относятся обратные и маятниковые. В обратных ритмах нижняя часть сложена тонкозернистым глинистым осадком, в направлении к кровле зернистость увеличивается (рис. 1, б). Маятниковый ритм представляет как бы соединение обратного (внизу) и прямого (вверху) ритмов без резкой границы между ними (рис. 1, в). На границах обратных и маятниковых ритмов возможны явления размыва верхней части ритмов. Обратные и маятниковые ритмы надежно выявляются в тех случаях, когда верх разреза в данных слоях, устанавливаемый по косо́й слои-

Рис. 5. Ритмы терригенно-карбонатных пород.

а — полный нормальный ритм; *б* — полный обращенный ритм. 1 — грубозернистый осадок; 2 — существенно карбонатная часть; 3 — алевритовый или глинистый осадок.



стости или по несомненным явлениям размыва, противоречит расположению зернистости осадка в прямом градационном ритме (рис. 1, б, в).

Обратные и маятниковые ритмы возникают в специфических условиях. Способы их образования разобраны А. А. Савельевым (1974).

Типы ритмов в терригенно-карбонатных породах. В наиболее совершенном развитии ритмы терригенно-карбонатных пород представлены двумя типами — полным (трехчленным) нормальным ритмом и полным (трехчленным) обращенным ритмом (рис. 5). В основании обоих ритмов находится грубозернистый осадок. Средняя часть нормального ритма представлена карбонатной породой, в которой возможны примеси или тонкие прослои терригенного материала, в кровле расположен алевритовый или глинистый материал. В обращенных ритмах средняя и верхняя часть ритмов меняются местами, содержание карбонатного материала возрастает к кровле ритма, иногда у самой кровли ритма наблюдается сильное обогащение пиритом. Пример полного обращенного ритма: нижняя часть — известковистый песчаник, средняя часть — серицитовый сланец, верхняя часть — известняк, у кровли концентрация пирита (мамская серия верхнего протерозоя, р. Мама выше притока Довгаки, Северо-Байкальское нагорье). В бесплодных породах гранулитовой фации архея Алданского щита встречены полные обращенные ритмы своеобразного состава: в нижней части — кварц и полевые шпаты, средняя часть сложена только полевыми шпатами, иногда с карбонатом, в верхней части ритма преобладает диопсид, в качестве примесей присутствуют кварц, полевые шпаты и карбонат (Этин, 1971).

Полные ритмы нередко редуцированы. Мощность обычно нижней или верхней части ритма сильно сокращается до полного исчезновения одной из частей и превращения ритма в неполный. Часто встречаются неполные обращенные ритмы с редуцированным грубозернистым осадком основания ритма (рис. 6). Они обычны, например, в докембрийских комплексах Восточного Саяна (Савельев, 1960, 1966), Северо-Байкальского (Савельев, 1974) и Патомского нагорий (материалы автора).

В неметаморфизованных или слабометаморфизованных докембрийских породах нижняя часть неполного обращенного ритма

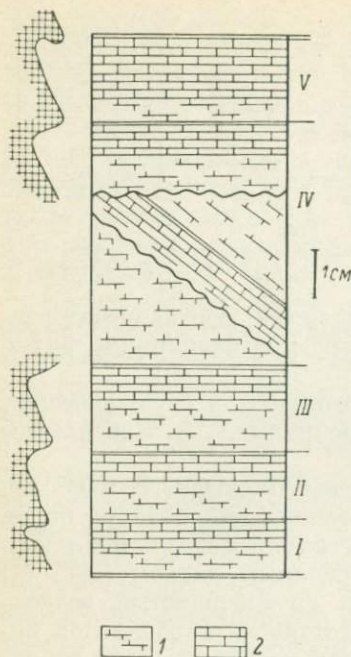


Рис. 6. Неполные обращенные ритмы. Жуинская свита верхнего протерозоя. Река Н. Язовая, приток р. Витим, Восточная Сибирь.

Слева — вертикальный рельеф ритмичной серии. 1 — известковистые песчаники; 2 — переслаивание известняков и известковистых песчаников. I—V — ритмы; волнистые линии — поверхности размыва.

может быть представлена глинистым известняком, известковистым песчаником и различными вариациями между этими породами. Верхняя часть ритмов значительно более карбонатная по сравнению с нижней их частью. При высоком метаморфизме и изохимических преобразованиях в пределах ритма нижняя его часть нередко превращается в известково-силикатную породу или мрамор со значительным содержанием кварца и слюды, а верхняя — почти в моно-

минеральный мрамор (характерна также примесь графитового вещества). Неполный обращенный ритм не всегда надежен для определения последовательности напластования (Савельев, 1974). Однозначный ответ можно получить, если в породе наблюдаются также явления размыва (рис. 6).

Ритмичная слоистость в железистых кварцитах. По данным Г. А. Беленицкой (1966), элементарные ритмы в докембрийских железистых кварцитах очень тонкие — в среднем 2—5 мм и меньше. Асимметрия ритмов выражается в том, что у одного из контактов ритма концентрируется магнетит, а у другого — кварц, между ними находится промежуточная магнетит-кварцевая зона. Количество магнетита и размер его зерен постепенно уменьшаются, а количество и размер зерен кварца увеличиваются. Иногда промежуточная зона представлена чередованием магнетитовых и кварцевых прослоев. При этом мощность магнетитовых слоев уменьшается, а мощность кварцевых слоев возрастает. Если железистые кварциты содержат силикаты, например амфиболы, то в строении ритмов по минеральным ассоциациям можно выделить четыре части: магнетит → магнетит + амфибол → магнетит + амфибол + кварц → кварц.

Исходя из теории коллоидного осаждения гидроокисей железа и кремнезема Г. А. Беленицкая считает, что у подошвы ритмов концентрируется магнетит, а в кровле — кварц. Если же слоистость является градационной, как это установлено, например,

А. С. Калугиним (1970) для гематитовых руд девона на Алтае, то основание ритма будет кварцевым, а в кровле сосредоточится рудный компонент. Независимо от того, какой элемент ритма считать нижним, а какой — верхним, по однотипному положению ритмов в пространстве можно выделять крылья складок.

Косая слоистость

Особенности и распространение. Косой слоистостью называется наклонная слоистость, непараллельная кровле и подошве пластов (Хабаков, 1951). По геометрическим признакам можно выделить следующие наиболее распространенные типы косой слоистости.¹

1. **Прямолинейная** — слойки в разрезе прямые, параллельны друг другу, но располагаются под углом к кровле и (или) подошве составляемого ими элементарного косослоистого прослоя (рис. 7, а). Такие прослои с разным наклоном слоев могут встречаться пачками (рис. 8, а).

2. **Криволинейная нормальная** — косые слойки изгибаются, причем их угол с подошвой перекрывающего слоя больше, чем с кровлей подстилающего слоя (рис. 7, б).

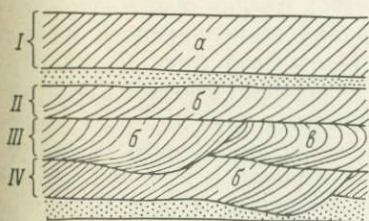


Рис. 7. Типы косой слоистости по геометрическому признаку. По П. Поттеру и Ф. Петтиджону (Potter, Pettijohn, 1963).

Слоистость: а — прямолинейная, б — криволинейная нормальная, в — криволинейная опрокиннутая; I—IV — элементарные косослоистые прослои (I, II — таблитчатые; III, IV — корытообразные).

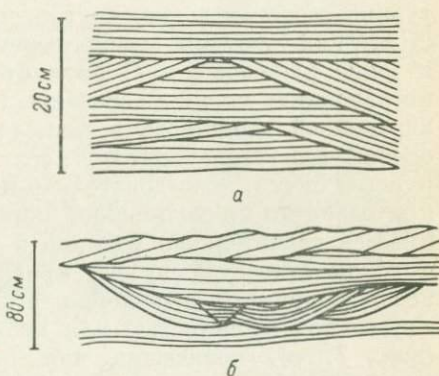


Рис. 8. Пачки косослоистых прослоев.

а — с косой слоистостью прямолинейного типа, по С. Н. Сусловой (1963); б — с косой слоистостью коротколинзовидной формы, по А. В. Сидоренко и О. И. Луневоу (1961).

¹ Более подробную классификацию по форме и направленности слойков можно найти в работе Л. Н. Ботвинкиной (1965).

Несмотря на разницу в углах, косые слои падают в одну сторону.

3. Криволинейная опрокинутая — косые слои в верхней части прослоя завернуты и падают в противоположную сторону, чем слои в нижней части прослоя (рис. 7, в). Криволинейные косые слои иногда обнаруживают двустороннесимметричное развитие, образуя серии коротколинзовидной (желобообразной) формы (рис. 8, б).

В природных условиях обычны сложные сочетания различных типов слоистости. Так, даже в пределах одного элементарного косослоистого прослоя прямолинейные косые слои, постепенно изгибаясь, могут переходить в криволинейные и опрокинутые. Разные типы косой слоистости могут присутствовать в смежных прослоях, нередко сопровождаясь при этом другими видами слоистости (волнистая, линзовидная и др.).

На примере палеозойских, мезозойских и современных отложений было показано, что тот или иной тип косой слоистости в сочетании с другими особенностями пород может быть использован для определения условий осадконакопления (Жемчужников, 1940; Хабаков, 1951). Разработанная методика восстановления условий образования пород по особенностям косой слоистости была успешно применена при исследовании протерозойских преимущественно слабодислоцированных отложений (Галдобина, 1958; Сидоренко, Лунева, 1961; Лобанов, 1962, и др.). Для структурной геологии важно другое, прикладное значение косой слоистости как текстуры, позволяющей установить верх и низ разреза в точке наблюдения. В этом отношении важно общее свойство косослоистых серий — срезание подошвой вышележащего пласта внутренней слоистости в нижележащем пласте (рис. 7, 8). Это однозначно устанавливается, если косослоистые прослои, группируясь в пачки, последовательно перекрывают друг друга, а также при развитии криволинейной нормальной косой слоистости, когда имеется значительная разница в углах нижней и верхней частей прослоя относительно его кровли и подошвы. Прямолинейная косая слоистость, ограниченная с двух сторон прослоями с горизонтальной слоистостью или нестратифицированными прослоями (рис. 7, а), ненадежна для определения последовательности напластования.

Мощность косых слоев обычно незначительна — сантиметры, реже дециметры. Но известны районы, где мощность косых слоев достигает поистине гигантских размеров, так что сам по себе термин «слоек» в таких случаях может быть использован весьма и весьма условно. Ф. Хорскрофт в системе Катанги (Сев. Родезия) описал толщу, состоящую из конгломератов, аркозов, аргиллитов и кварцитов (Horscroft, 1963). В кварцитах им была выявлена косая слоистость с мощностью отдельных «слоев» до 200—300 м (рис. 9). По данным Ф. Хорскрофта, такая слоистость свойственна кварцитам эолового происхождения, в потоковых и дельтовых

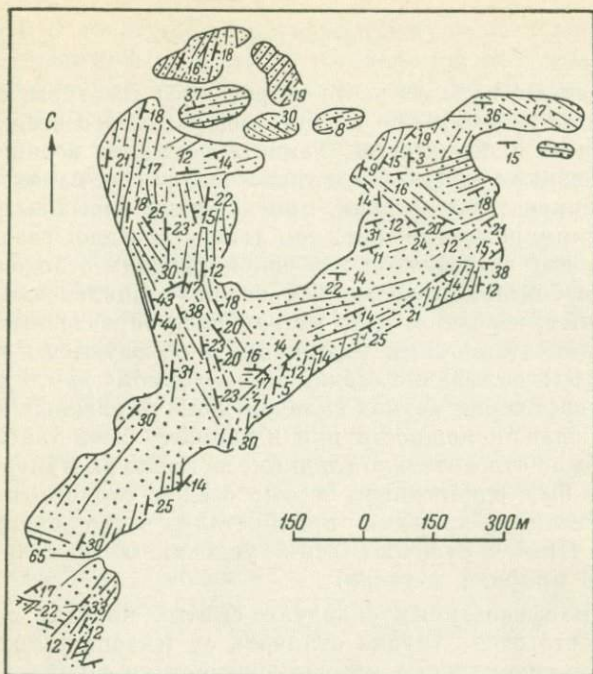


Рис. 9. Крупномасштабная косая слоистость в серицитовых кварцитах. Нижнероанская группа системы Катанга (Сев. Родезия). По Ф. Хорскрофту (Horscroft, 1963).

отложениях мощность «слояков» обычно не превышает 1 м. Крупномасштабная косая слоистость выявляется только посредством площадного картирования. Каждый такой район представляет особый интерес и должен быть описан. Косые слойки крупного масштаба в близлежащих обнажениях могут быть ориентированы различно, и при обработке полевых замеров исследователь должен проявить особое внимание, чтобы не нарисовать на карте складки там, где их в действительности нет.

Косая слоистость терригенных пород очень хорошо сохраняется при метаморфизме вплоть до высокотемпературной зоны амфиболитовой фации (Gavelin, Russell, 1967) и гранулитовой фации. Она встречается в кварцитах, гнейсах первично-пелитового состава (Ожогин, 1971) и в верхних тонкозернистых частях ритмов (Ross, 1962).

В докембрийских карбонатных породах как слабо измененных, так и метаморфизованных косая слоистость нередко также хорошо выражена (например, в жуинской серии Патомского нагорья, по наблюдениям автора; в печенгской серии Кольского полуострова, по Сусловой, 1963). Она относится к прямолинейному типу.

Оползневые текстуры

В осадочных породах часто встречаются текстуры, образованные при деформациях еще неконсолидированного осадка, до стадии диагенеза и цементации. Такие деформации возникают в результате физико-механических процессов, за счет изменения влажности и температуры осадков, при действии биогенных факторов и т. д. Сформированные при этом текстуры очень разнообразны. Многие из них встречаются и в докембрийских отложениях, особенно в слабометаморфизованных толщах. Оползневые текстуры представляют, вероятно, одно из наиболее характерных проявлений конседиментационных деформаций и образуются в результате сползания или оплывания осадка по наклонному дну, в результате чего возникает серия мелких складок, локализованных в пределах пласта небольшой мощности или в верхней части такого пласта. Если дно было относительно гладким, не имело выступов и впадин, уклон его был однородным, а сам осадок слоисто-гомогенным, то образующиеся складки приобретали четко асимметричное строение. При нарушении этих условий возникали складки различного профиля и узора.

В метаморфизованных складчато-смятых породах оползневые складки часто очень трудно отличить от тектонических складок. Существуют специальные методы диагностики вплоть до методов микроструктурного анализа (данные Ю. В. Миллера в кн. Казакова, 1967). Однако нередко встречаются яркие, совершенно несомненные формы оползневых текстур, которые собственно и представляют интерес при структурных исследованиях. Одна из таких форм изображена на рис. 10. Оползневые складки неустойчивой морфологии и стиля локализуются в верхней части пластов, срезаются в кровле поверхностью размыва. В отлагающемся на этой поверхности новом пласте наблюдается локализация оползневых складок также в верхней части, затем размыв и т. д. Определение последовательности напластования, верха и низа разреза в обнажении в данном случае твердо и несомненно.

Как при анализе ритмичной и косо́й слоистости, так и при наблюдениях над оползневыми текстурами особое значение имеет установление поверхностей размыва, которые независимо от других особенностей первично-осадочных текстур являются самыми надежными показателями последовательности напластования. При

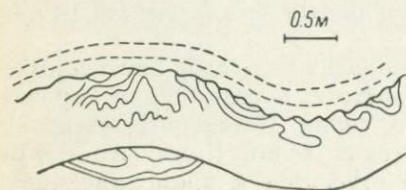


Рис. 10. Оползневые текстуры в гранат-биотитовых гнейсах. Ладожская серия, амфиболитовая фация. Южная Карелия, оз. М. Янисъярви, о. Нуоттисари.

метаморфизме текстуры с поверхностями размыва хорошо сохраняются. Поверхности размыва установлены не только в слабо- и среднеметаморфизованных отложениях, но и в породах зоны ультраметаморфизма (Sarma, 1956) и гранулитовой фации.

Использование особенностей первично-осадочных текстур при изучении складчатости

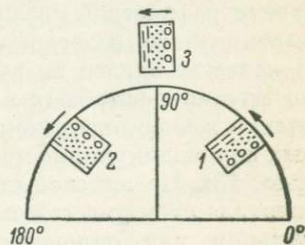
Если по особенностям первично-осадочных текстур установлен верх и низ разреза в обнажении, то можно говорить о нормальном или опрокинутом залегании пласта в данной точке. В складчатых областях горизонтальное залегание слоистости встречается только на некоторых участках, более обычно наклонное залегание. Под нормальным залеганием в этих условиях понимается положение слоистости с наклоном от 0 до 90° (исключая 90°), имеющей подошву слоев, обращенной к земной поверхности (положение 1, рис. 11). Если при таких же углах наклона к земной поверхности обращена кровля слоев (положение 2, рис. 11), то залегание считается опрокинутым. При вертикальном или близком к нему падении слоистости (положение 3, рис. 11) указывается в какую сторону относительно стран света наращивается разрез (например, простираение — СВ 60° , падение — вертикальное, кровля ритмов — на СЗ).

Прослеживая от места к месту характер залегания слоистости (нормальное, опрокинутое, вертикальное), по смене залегания можно выявить складчатые структуры и определить их тип (антиклинали, синклинали). Если же текстура, являясь асимметричной, не дает ответа на положение кровли и подошвы (например, ритмичная слоистость железистых кварцитов), то по однотипному ее залеганию все же можно выделить на местности крылья складок и места их перегибов, хотя тип той или иной структуры определить нельзя.

На рис. 12 показаны складчатые структуры одного из участков ладожской серии, устанавливаемые по залеганию ритмичной слоистости. В сланцевой толще, обнажающейся здесь, наблюдались ритмы двух типов: 1) у подошвы ритма — кварцито-сланцы, к кровле постепенно возрастает значение сланцевого компонента; 2) основой является предыдущий ритм, но в его средней части появляется силлиманит, количество которого увеличивается и

Рис. 11. Схематическое изображение нормального (1), опрокинутого (2) и вертикального (3) залегания слоистости.

В направлении, отмеченном стрелкой, показано изменение крупности зерен от подошвы к кровле слоя.



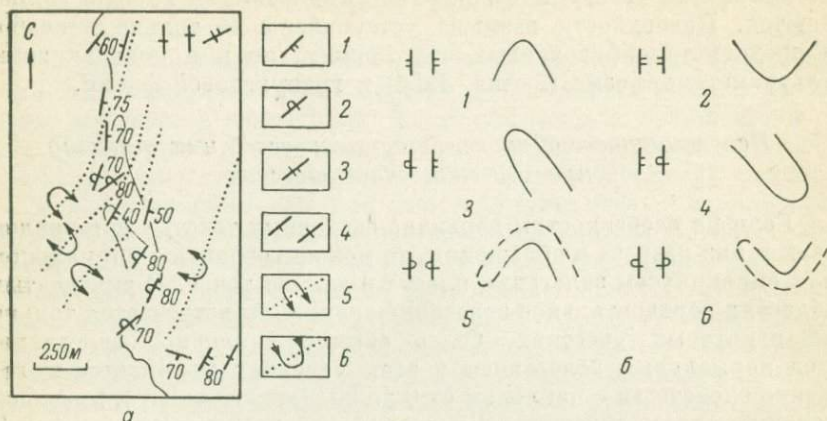


Рис. 12. Складчатые структуры, выявляемые по характеру залегания ритмичной слоистости.

a — участок в ладожской серии, Сев. Приладожье, зап. берег п-ова Хунукка (1 — нормальное залегание, 2 — опрокинутое залегание, 3 — вертикальное залегание, кровля ритмов расположена в направлении дополнительного берг-штриха, 4 — характер залегания неясен, 5 — опрокинутая антиклиналь, 6 — опрокинутая синклиналь); *б* — варианты ориентировки первично-осадочных тектур на карте и в разрезе.

у кровли становится максимальным (ритмы типа на рис. 2, *б*). Наблюдение над характером залегания ритмичной слоистости проводилось в хорошо обнаженной береговой полосе, но все же между обнажениями были значительные промежутки, задернованные или занятые водой озера. На карту особыми значками наносилось нормальное и опрокинутое залегание. По изменению залегания на обратное устанавливалось положение осевых плоскостей складок. Непосредственно на этом участке перегибы складок не наблюдались, но зато они были установлены в 700 м севернее (см. ниже).

Если характер залегания определяется по какому-либо одному типу первично-осадочных тектур (как, например, в описанном случае — по ритмичной слоистости), то достаточно короткого описания этих тектур в тексте или в легенде карты. Если же первично-осадочные тектуры, по которым устанавливается характер залегания, разнообразны, то геолог должен «наносить их на карты определенными значками в качестве доказательства стратиграфической последовательности отложений. Одного значка опрокинутого залегания еще недостаточно» (Петтиджон, 1963). В качестве одного из возможных вариантов такого изображения на крупномасштабных и детальных картах автором предлагаются значки в виде пластинок, поставленных на ребро и ориентированных перпендикулярно простиранию слоистости в данном обнажении (рис. 13). На лицевой стороне пластинки в соответствующей перспективе схематически изображается характерная текстура в нормальном или опрокинутом залегании. В значке простирания и падения слоистости также отражается характер залегания.

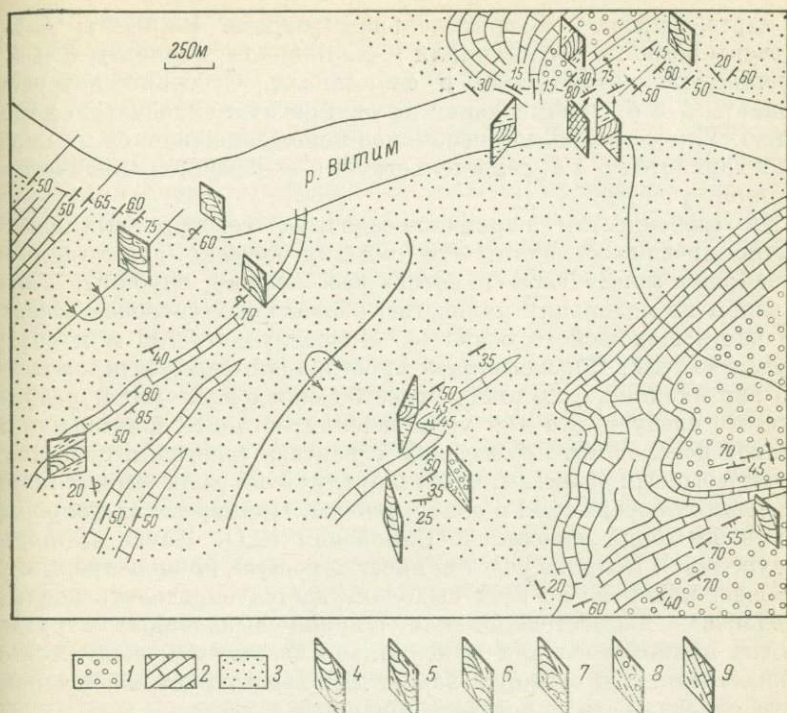


Рис. 13. Изображение особенностей первично-осадочных текстур на крупномасштабной геологической карте. Патомское нагорье, район р. Б. Песчанки.

1 — кварциты (нембрий, жербинская свита); 2 — серые известняки; 3 — пестроцветные карбонатные породы, алевролиты, песчаники (2 и 3 — верхний протерозой, жуинская свита); 4 — косая слоистость, нормальное залегание; 5 — то же, с размывом; 6 — косая слоистость, опрокинутое залегание; 7 — то же, с размывом; 8 — градационная слоистость, нормальное залегание; 9 — двучленные обращенные ритмы, нормальное залегание. Остальные обозначения см. на рис. 12.

В жуинской свите верхнего протерозоя Патомского нагорья (Восточная Сибирь), один из участков которой изображен на рис. 13, наблюдались различные первично-осадочные текстуры: косая слоистость как в комбинации с явлениями размыва, так и без них, ритмичная слоистость в градационных ритмах и в двучленных обращенных ритмах карбонатных пород. К югу от р. Витима простирание слоистости северо-восточное с видимым падением на юго-восток. Наблюдения над характером залегания первично-осадочных текстур позволили выделить две крупные опрокинутые складки. На северном побережье р. Витим видимые залегания слоистости как истинные хорошо подтверждают характер первично-осадочных текстур, и выделяемые складчатые структуры получают твердое обоснование.

На рис. 12, б показано шесть возможных вариантов ориентировки первично-осадочных текстур в близлежащих обнажениях (моноклиналиное залегание не учитывается), слева — в значках

на карте, справа — в вертикальном разрезе. Варианты 1 и 2 отвечают обычным антиклиналям и синклиналям, варианты 3 и 4 — опрокинутым антиклиналям и синклиналям. Особенно интересны варианты 5 и 6, указывающие на двукратную складчатую деформацию. Уже само по себе необычное положение значков на карте, как в вариантах 5 и 6, свидетельствует о наложенной складчатости в данном участке.

По особенностям первично-осадочных текстур выявляются обычно древние складки. Эти складки нередко изоклиналины, их ширина может быть в сотню раз меньше глубины. Автор на одном из маленьких полностью обнаженных островов в северной части Ладожского озера (о. Ниерислуодот, 700 м к северу от участка, рис. 12), идя вкрест простирания слоистости, залегающей вертикально, установил более 30 складок на 100 м разреза. Из этого следует, что для установления истинной ширины таких складок необходимы наблюдения характера залегания слоистости по непрерывным разрезам, во всяком случае по разрезам как можно с меньшими перерывами в обнаженности. Пример таких непрерывных наблюдений описан А. Симоненом и О. Коувом (Simonen, Kouvo, 1951). Если же участок имеет хорошую, но не непрерывную обнаженность и не во всех выходах удастся определить последовательность напластования, то ширина выявленных структур должна приниматься как максимально возможная, а не реально наблюдаемая. Это оговорка важна для характеристики интенсивности складчатости и подсчета мощности.

Полосчатость

Полосчатые текстуры метаморфических пород по своему минеральному составу очень разнообразны. Вероятно, не менее разнообразны и их генезис. Считается, что в парапородах полосчатость может возникнуть при механическом перераспределении материала в процессе складкообразования, при перекристаллизации, при метаморфической дифференциации, при проникновении инъекций магматического расплава, под воздействием динамических факторов и другими путями (Николаев, 1953; Turner, 1941). Существуют метаморфическая, мигматитовая, милонитовая и другие типы полосчатости. Очень характерна полосчатость в виде чередующихся лейкократовых и меланократовых полос. Они обычно параллельны кристаллизационной сланцеватости. Такая полосчатость обнаруживается преимущественно в высокометаморфизованных гнейсовых и мигматитовых комплексах, но встречается и в породах очень низких ступеней метаморфизма (Turner, 1941).

К настоящему времени установлено, что полосчатость может развиваться параллельно слоистости и параллельно (или субпараллельно) осевым плоскостям складок. В последнем случае она называется сегрегационной полосчатостью или ложной слоистостью.

Полосчатость, параллельная слоистости, развивается в результате химического взаимодействия вещества смежных пластов. Так, например, если в двух таких пластах при метаморфизме образуются неконгрессивные минералы (роговая обманка и мусковит), то на границе пластов возникает прослой с минералом, являющимся продуктом реакции между неконгрессивными минералами (биотит). Возможна также метаморфическая дифференциация с иным химическим механизмом. Развивающаяся полосчатость нарушает закономерности чередования пород в седиментационных ритмах, но при структурных построениях может рассматриваться наравне со слоистостью.

Полосчатость, параллельная или субпараллельная осевым плоскостям складок, образуется в широком температурном диапазоне под воздействием динамического фактора, приводящего к механическому и (или) химическому перераспределению материала.

Описаны несомненные случаи возникновения полосчатости при складчатых деформациях неконсолидированных осадков, еще не подвергшихся метаморфизму (Maxwell, 1962; Moench, 1966; Braddock, 1970). В этих породах перераспределение глинистых минералов параллельно возникающим плоскостям кливажа, который в свою очередь параллелен осевым плоскостям складок, сопровождается, с одной стороны, механической сортировкой материала по размеру зерен, а с другой — ламинарным внедрением материала вдоль плоскостей кливажа («кластические дайки»). Эти «дайки» по мощности не превышают 1—1.5 см, но их длина достигает 1.5—2 м. «Дайки» особенно часты в зоне осевой плоскости складок. Такая механически образовавшаяся полосчатость может быть подчеркнута последующим метаморфизмом.

Полосчатость рассматриваемой категории была описана автором в породах зеленосланцевой фации мамской серии Северо-Байкальского нагорья (Казаков, 1970б). Слоистость представлена чередованием кремневых и серых карбонатных сланцев. Минерализация с образованием полос такого же состава мощностью до 4—5 см происходила по трещинам кливажа, образующим веер, открытый к перегибу складки. Так как угол раскрытия веера небольшой (15—20°), то полосчатость можно считать субпараллельной осевой плоскости складки. В Южной Норвегии В. Эльдерс наблюдал полосчатость, параллельную осевым плоскостям изоклинальных складок, в породах амфиболитовой и гранулитовой фаций (Elders, 1965). Полосы представлены гнейсами и амфиболитами. В контактовой зоне полос встречаются линзы одних пород в других. Осевые плоскости и шарниры изоклинальных складок падают вертикально. В обоих рассмотренных случаях ведущим процессом, вероятно, было химическое перераспределение материала, хотя отрицать влияние механического фактора также нельзя.

Во многих древних комплексах текстуры пород представлены именно полосчатостью, и геологу почти всегда приходится задумываться над вопросом — равноценна она слоистости или нет.

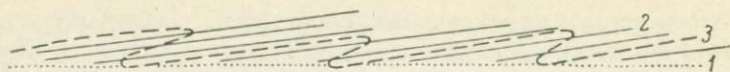


Рис. 14. Геометрические взаимоотношения первичной поверхности напластования (1) и полосчатости или сланцеватости (2), параллельных осевым плоскостям асимметричных изоклиальных складок (3 — положение слоистости после образования изоклиальных складок).

Первично-осадочные текстуры, самый надежный признак слоистости, обычно в этом случае отсутствуют. Решение могут подсказать некоторые косвенные признаки, например параллельность полосчатости пластам карбонатных пород, большая мощность отдельных полос. Но не всегда этих признаков достаточно, чтобы провести знак равенства между полосчатостью и слоистостью.

Полосчатость, развивающаяся параллельно осевым плоскостям изоклиальных складок, на крыльях этих складок субпараллельна со слоистостью. Если эти складки резко асимметричны с одним очень длинным и другим очень коротким крылом, что наблюдается довольно часто, то полосчатость образует небольшой угол с доскладчатой поверхностью напластования (рис. 14). Чем больше разница в длине крыльев складок, тем этот угол меньше. Наличием таких «разнокрылых» ранних складок, вероятно, можно объяснить тот факт, что, несмотря на интенсивное развитие полосчатости и сланцеватости, параллельных осевым плоскостям, в метаморфизованных комплексах удается выделять субпараллельные с полосчатостью и сланцеватостью литологически обособленные стратиграфические единицы (от горизонта и выше). Таким образом, наблюдения над длиной крыльев ранних изоклиальных складок могут дать важную информацию о доскладчатом положении плоскостей напластования.

Сланцеватость

Терминология. Под сланцеватостью понимается плоскостная текстура, образованная план-параллельным расположением пластинчатых или листоватых минералов. Текстуры с линзовидными или план-параллельными агрегатами изометричных или игольчатых минералов (кварц и др.) могут также быть отнесены к сланцеватым, но все же их удобнее называть просто гнейсовыми текстурами, так как они представляют собой промежуточную категорию между сланцеватостью и полосчатостью.

В понимании терминов «кливаж» и «сланцеватость», их геологических и генетических соотношений существует много различий и оттенков. Обсуждение этих вопросов можно найти в работах Я. Н. Белевцева и Г. В. Тохтуева (1960, 1966). Геологами, изучающими метаморфические породы, сланцеватость обычно понимается как минерализованный кливаж, возникший в условиях высоких температур и давлений и являющийся собственно кливажем те-

чения. Образование такой сланцеватости генетически связывается со складчатыми деформациями. Накопленные к настоящему времени данные, часть из которых будет приведена ниже, показывают, что существуют также типы сланцеватости, возникшие в доскладчатую и, вероятно, послескладчатую стадии.

В целом диапазон температур и давлений при образовании сланцеватости очень широк — от незначительных до очень высоких. Процесс образования некоторых, если не всех, типов сланцеватости длителен и происходит при меняющихся температурах и давлениях.

Так как образование сланцеватости может происходить различными путями и в разных условиях, то этому термину нельзя придавать какой-либо узкий генетический смысл. Термин «сланцеватость» поэтому является собирательным морфологическим термином для группы текстур разного происхождения. Под кливажем в чистом его виде вслед за Я. Н. Белевцевым и Г. В. Тохтуевым (1960) мы будем понимать делимость горных пород по густо развитой системе мелких субпараллельных плоскостей тектонического происхождения. Кливаж имеет ряд переходных форм с синскладчатой сланцеватостью, в этом случае термины могут употребляться как синонимы.

Типы сланцеватости. Из всего разнообразия известных к настоящему времени типов сланцеватости для геолога, изучающего складчатые структуры метаморфических пород, наиболее важны следующие четыре.

1. Сланцеватость, параллельная слоистости. Зарождение этой сланцеватости происходит в доскладчатую стадию, и поэтому она может быть отнесена к дотектоническому типу сланцеватости.

2. Сланцеватость и кливаж, параллельные осевым плоскостям складок. Они возникают и развиваются в условиях складчатых движений и поэтому могут считаться типичными тектоническими текстурами.

3. Тектонические сланцеватость и кливаж без синхронного складкообразования. Их ориентировка является независимой, а образование более поздним относительно сланцеватости и кливажа предыдущего типа. Они должны быть отнесены к постскладчатым текстурам, но их образование может быть связано с тектоническим воздействием окружающих комплексов.

4. Специфические формы сланцеватости, развивающиеся в базальной части покровных образований и в верхней части гранито-гнейсового фундамента. Этот тип сланцеватости выделяется автором впервые.

Все четыре типа сланцеватости имеют региональное распространение.

При изучении последовательности складкообразования определение типа сланцеватости имеет первостепенное значение, так как от этого зависит правильность и достоверность интерпретации структурных данных.

Особенности и возможный генезис. Одно из первых описаний сланцеватости такого типа принадлежит В. Миллеру (Miller, 1916). В метаморфизованных докембрийских породах гренвилльской толщи, пологозалегающих и слабодислоцированных, не смятых в лежачие изоклинальные складки, он наблюдал ярко выраженную сланцеватость, параллельную поверхностям напластования, и пришел к выводу, что эта сланцеватость образовалась при перекристаллизации совершенно горизонтальных слоев под тяжестью нагрузки вышележащих пород. В последующее время параллельность сланцеватости и слоистости наблюдалась во многих других докембрийских комплексах.

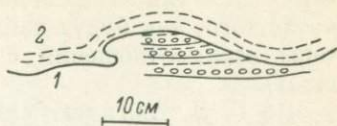
Наилучшие доказательства существования такого типа сланцеватости можно получить в метаморфических породах, обладающих хорошо выраженными первично-осадочными текстурами. На рис. 15 изображены детали строения пород в одном из обнажений ладожской серии (амфиболитовая фация метаморфизма). Мелкозернистые сланцеватые метапесчаники перекрывают ритмично-слоистые преимущественно грубозернистые метапесчаники. Подошва пласта мелкозернистых сланцеватых метапесчаников несогласно перекрывает границы ритмов (размыв). Наблюдаются две сланцеватости. Одна из них развивается в пласте грубозернистых песчаников избирательно в верхней наиболее мелкозернистой части ритмов параллельно границам ритмов. Другая сланцеватость свойственна мелкозернистым песчаникам верхнего пласта. Она параллельна подошве пласта и подчеркивает мелкие изгибы подошвы, образовавшиеся при оползневых явлениях. Обе сланцеватости локализованы литологически, подчеркивают литологические границы и не обнаруживают никаких признаков связи со складчатыми дислокациями, которые, кстати говоря, отсутствуют в ближайшем окружении. Наблюдаемые сланцеватости не могут иметь, таким образом, тектонического происхождения.

Образование сланцеватости, параллельной слоистости, представляет, вероятно, длительный процесс, в котором основное контролирующее влияние оказывает плоскость осадконакопления.

В грубо- и среднезернистых осадках пластинки обломочных слюд при осаждении ложатся на дно, ориентируясь параллельно зарождающейся слоистости. Одни из них (биотит) быстро разлагаются, другие (серицит, мусковит) оказываются более устойчивыми. Однако детритовые пластинки серицита и мусковита являются не единственным компонентом будущей сланцеватости. Большое значение имеют новообразованные минералы в тонкозернистых осадках, где сланцеватость главным образом и развивается. При диагенезе в таких осадках из недифференцированного вещества возникают глинистые минералы в преимущественной ориентировке (001), параллельной слоистости, что твердо устанавливается рентгеновским методом (Silverman, Bates, 1960; Carrara,

Рис. 15. Сланцеватость, параллельная слоистости, в метапесчаниках ладожской серии. Северная часть Ладожского озера, восточный берег о. Тулолансари.

1 — ритмично-слоистые, преимущественно грубозернистые метапесчаники; 2 — мелкозернистые метапесчаники.



Fyson, 1971, и др.) и при помощи электронного микроскопа (Gipson, 1965). Ориентировка глинистых минералов возникает на очень ранней стадии уплотнения при давлении около 1 кГ/см^2 (Meade, 1966). С увеличением уплотнения степень предпочтительной ориентировки этих минералов возрастает (Kaarsberg, 1959). Повышение температуры приводит к тому, что глинистые минералы превращаются в слюды (Maxwell, Hower, 1967, и др.), которые унаследуют старую ориентировку.

Таким образом, характерными особенностями сланцеватости нетектонического происхождения, параллельной слоистости, являются:

- 1) строго параллельное подчеркивание литологических границ любого характера;
- 2) геологически одновременное возникновение как параллельно горизонтальному напластованию, так и параллельно слойкам, расположенным косо к нему;
- 3) локализация в верхних, наиболее тонкозернистых частях ритмов в положении, параллельном их подошве.

Х. Винн-Эдвардс отметил, что в высокометаморфизованных породах сланцеватость, параллельная слоистости («стратиформная сланцеватость»), подчеркивает ранее существовавшие плоскости неоднородности и развивается только вдоль тех плоскостей слоистости, которые разделяют слои различного состава, по-разному реагирующие в процессе складчатости. Но вместе с тем эта сланцеватость не является показателем интенсивности деформации (Wynne-Edwards, 1967).

По своей структурной и геометрической роли рассматриваемая сланцеватость равноценна слоистости. Поэтому при изгибе пластов в перегибах складок она будет деформироваться как слоистость. Поскольку развитие сланцеватости происходит миметическим путем, то она будет также оконтуривать перегибы конседиментационных складок.

Отличие от других типов сланцеватости. В дислоцированных метаморфических комплексах, в которых специфические первично-осадочные текстуры сильно замаскированы или не были развиты совсем, распознавание рассматриваемого типа сланцеватости представляет часто нелегкую задачу. В пределах обнажения в положении, параллельном слоистости, могут наблюдаться по крайней мере еще два типа сланцеватости: слоевой кливаж (в понимании Г. Д. Ажгирея, 1966, 1970) и сланцеватость, параллельная осевым плоскостям изоклинальных складок, которая вследствие широкого распространения представляет собой самого главного «конкурента» сланцеватости, совпадающей со слоистостью. В обоих слу-

чаях более или менее надежный ответ может быть получен только после того, как будут найдены складчатые перегибы и в них изучены взаимоотношения сланцеватости и слоистости (см. также с. 34).

По Г. Д. Ажгирею, слоевой кливаж (сланцеватость) представляет собой усиление первичной слоистости в процессе складкообразования в связи с ламинарным скольжением вдоль плоскостей, параллельных слоистости. Этот тип сланцеватости еще очень слабо изучен, но, имея в виду общие законы изгиба (с. 56—58), можно сказать, что в области перегиба складки будут наблюдаться сложные соотношения со слоистостью. Во всяком случае простой параллельности слоистости и сланцеватости вряд ли здесь можно ожидать. Сланцеватость, параллельная осевым плоскостям изоклиналильных складок, в области их перегиба будет перпендикулярна слоистости.

*Сланцеватость и кливаж, параллельные осевым
плоскостям складок*

Формы и особенности проявления. В процессе складчатости, в ее главную или заключительную стадии в деформирующихся породах возникают плоскости кливажа, не совпадающие со слоистостью. Минерализация этих плоскостей слюдястыми минералами приводит к возникновению и развитию сланцеватости. Ориентировка плоскостей кливажа—сланцеватости относительно осевой плоскости и крыльев складок может быть различной (с. 74, 76). Это зависит от общей жесткости сминаемых пород, от относительной жесткости (компетентности) пластов, изгибаемых в складку, от температуры и давления при образовании складки и некоторых других факторов. С увеличением гетерогенности смежных пластов увеличивается и разнообразие ориентировок кливажа—сланцеватости в них. В квазигомогенных толщах, к каким могут быть отнесены, например, толщи, сложенные песчано-глинистыми осадками, характерно одно направление кливажа—сланцеватости — параллельно осевым плоскостям складок. В дислоцированных метаморфизованных комплексах наиболее развит именно этот тип кливажа и сланцеватости.

Сланцеватость, параллельная осевым плоскостям складок, ярко выражена в сжатых и изоклиналильных складках метаморфических пород (рис. 16, а), неминерализованный кливаж в таких складках встречается редко. Иногда, как например в гнейсогранитах, сланцеватость развивается избирательно (рис. 16, б). Яркость ее проявления в том или ином пропластке зависит от первоначального количества материала, идущего на построение слюд. Складкам с пологими крыльями также свойственны кливаж и сланцеватость осевой плоскости (рис. 16, в), минерализация плоскостей кливажа может быть различной, но, как правило, очень слабая.

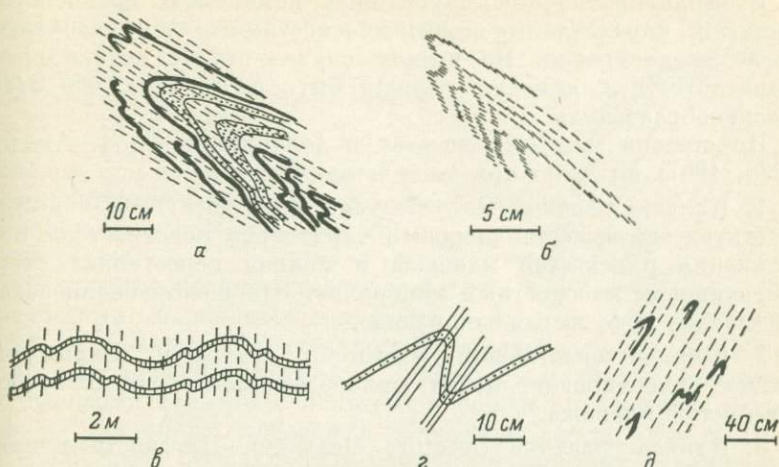


Рис. 16. Различные формы проявления сланцеватости и кливажа осевой плоскости в метаморфических породах.

а — сланцеватость в сильно сжатой складке (точки — кварцито-сланцы, черное — лейкократовые прослои, остальное — биотитовые гнейсы), ладожская серия, амфиболитовая фация, Сев. Приладожье, южный берег о. Риекалансари, рисунок А. Л. Харитоновой; *б* — сланцеватость в гнейсо-гранитах, Сев. Приладожье, г. Сортавала, рисунок с фотографии; *в* — сланцеватость в складках с пологими крыльями, переслаивание биотитовых и гранат-ставролитовых сланцев, Приазовье, р. Берда, близ балки Собачьей; *г* — локализация неминерализованного кливажа в зоне осевой плоскости складки, переслаивание песчаников и филлитовидных сланцев, Карпаты, г. Рахов; *д* — сланцеватость в биотитовых гнейсах, слоистость сохранилась только в виде реликтов замковых частей складок, мамская серия, амфиболитовая фация, Северо-Вайкальское нагорье, левый берег р. Мамы; ниже устья р. Красной.

Сланцеватость и кливаж обычно равномерно пронизывают всю ширину складки и не меняют степени минерализации по простиранию. Если породы были дислоцированы в условиях очень низкого метаморфизма, находящегося на грани с диагенезом, то кливаж (неминерализованный) локализуется в зоне осевой плоскости (рис. 16, *г*). П. Фурмарье (1939) описал противоположный случай, когда кливаж был приурочен к крыльям складки (синклинали), тогда как в зоне осевой плоскости он не проявился. Локализация кливажа характерна для узких сильнодислоцированных зон в моноклинально залегающих породах. При повышении степени метаморфизма до уровня зеленосланцевой фации происходит резкий скачок — кливаж—сланцеватость становятся повсеместными.

Если породы метаморфизованы очень слабо, то слоистость почти незамаскирована кливажем. Но уже в породах зеленосланцевой фации, особенно в филлитах, кливаж—сланцеватость сильно маскирует слоистость и затрудняет наблюдения над ее залеганием. В условиях амфиболитовой фации сланцеватость развивается столь интенсивно, что на многих участках слоистость сохраняется только в виде реликтов замковых частей складок (рис. 16, *д*).

В неоднократно-деформированных комплексах сланцеватость и кливаж, параллельные осевым плоскостям складок, развиваются также неоднократно. Во всяком случае этапов возникновения сланцеватости и кливажа должно быть не меньше, чем этапов складкообразования.

По степени участия вещества в деформации Г. Д. Ажгирей (1966, 1967) выделяет три типа кливажа.

1. Кливаж течения (flow cleavage, slaty cleavage), в котором участвует все вещество породы. Характерна повсеместная минерализация плоскостей кливажа и полная перестройка старых ориентировок плоскостных минералов. Это и есть сланцеватость в наиболее ярко выраженном виде.

2. Кливаж скалывания (strain-slip cleavage). Перестройка старых ориентировок, новая минерализация ограничена около плоскостей кливажа.

3. Кливаж разлома (fracture cleavage). Плоскости кливажа неминерализованы. Перестройка старых ориентировок плоскостных минералов очень слабая или вообще не наблюдается.

По своей роли в структурных преобразованиях пород сланцеватость, параллельная осевым плоскостям складок, подобна полосчатости. В метаморфических породах нередко встречается чередование полос, обогащенных слюдами, и полос, обогащенных кварцем, что указывает на тесную связь сланцеватости и полосчатости. Некоторые авторы рассматривают обсуждаемую сланцеватость как частный случай метаморфической полосчатости (Williams, 1972).

Сланцеватость в изоклиальных складках, осевые плоскости которых параллельны слоистости. Интенсивно развитая в сильно-метаморфизованных комплексах кристаллизационная сланцеватость, как правило, связана с наиболее ранними изоклиальными складками. Она визуальна параллельна слоистости и пересекает ее только лишь в замковых частях складок. Иногда устанавливается двухэтапное формирование сланцеватости. Так, по данным П. К. Наяра (1968), в породах беломорской серии этапы образования сланцеватости представляются в следующем виде.

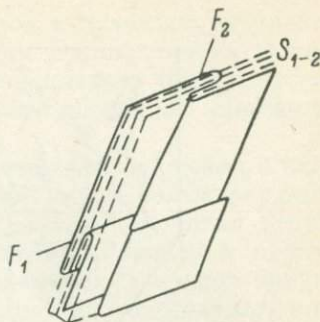
1. Возникновение асимметричных складок с одновременным образованием сланцеватости, параллельной их осевым плоскостям, и одновременной кристаллизацией дистена. Шарниры складок падают полого. Первый этап образования сланцеватости.

2. Образование мелких складок со сланцеватостью осевой плоскости, шарниры которых падают в направлении падения сланцеватости или близко к нему. Второй этап образования сланцеватости.

Сланцеватость обоих этапов параллельна. Принципиальная схема структурных соотношений для таких случаев изображена на рис. 17. Вследствие субпараллельности рассматриваемой сланцеватости со слоистостью на крыльях изоклиальных складок

Рис. 17. Схема, поясняющая двухэтапное развитие кристаллизационной сланцеватости.

F_1 — изоклиная складка I этапа; F_2 — то же, II этапа; S_{1-2} — параллельная сланцеватость двух этапов.



исследователь должен найти их замки, чтобы убедиться в секущем положении сланцеватости относительно слоистости.

Интересные отличия между сланцеватостями, параллельными слоистости осадочного и тектонического происхождения были выявлены рентгеновским методом. А. Каррара и В. Физон собрали для исследования образцы с большой площади ордовических отложений на восточном побережье Канады (Carrara, Fyson, 1971). Северная часть этой площади сложена алевритами и глинистыми сланцами, изоклиальные складки отсутствуют, наблюдается только сланцеватость осадочного происхождения (S_0). В южной части площади эти породы постепенно переходят в шиферные и филлитовидные сланцы. Здесь широко распространены изоклиальные складки и две параллельные слоистости сланцеватости — осадочная (S_0) и параллельная осевым плоскостям изоклиальных складок (S_1). Авторы определяли индекс предпочтительной ориентировки хлорита (POI), который отражает степень ориентировки базальной плоскости хлорита параллельно слоистости или кливажу. Они нашли, что в северной части области индекс POI не превышает 7, а в южной части этот индекс варьирует в пределах 7—33. Образец из ядра изоклиальной складки, где $S_0 \neq S_1$ показал POI для $S_0=6.69$, для $S_1=4.16$. Образец из крыла этой складки, где $S_0=S_1$, дал значение $POI=13.40$ (величина, сопоставимая с суммой двух предыдущих значений). Таким образом, появление сланцеватости S_1 , происходящее синхронно с низкотемпературным метаморфизмом, резко повышает степень плоскостной ориентировки хлорита.

К сожалению, проведенное исследование касается только очень слабометаморфизованных пород и ориентировки пластинчатого минерала (хлорит) по форме. Для сланцев и гнейсов, вероятно, большое значение будет иметь оптическая ориентировка слюды, в частности ориентировка [010] и [100]. Способы исследования полной ориентировки и динамического анализа биотита уже разработаны (Лазарев, Белоусов, 1967; Казаков, 1968а, 1968б, 1970а, 1970б). Установлено, что биотит, участвующий в построении кристаллизационной сланцеватости, параллельной осевым плоскостям складок, показывает высокую степень ориентировки осей [100] и [010] и высокую полярность ориентировки [010] (Лазарев, Белоусов, 1967; Казаков, 1968а, 1968б). Если же слюда кристаллизовалась миметически по слоистости или кли-

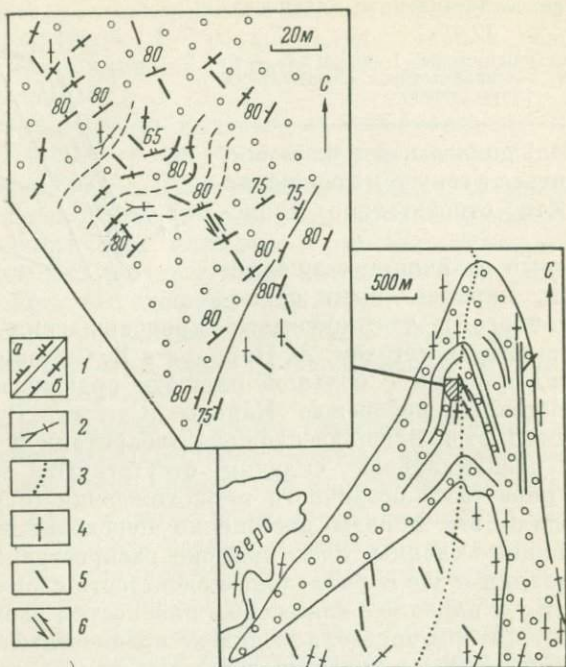


Рис. 18. Проявление кливажей, подчеркнутых кварцевыми жилками, в одной из структур ладожской серии. Сев. Приладожье.

1 — слоистость (а — ритмичная слоистость, двойные берг-штрихи направлены к кровле ритмов, б — слоистость без видимого ритмичного строения); 2 — осевые плоскости изоклиальных складок 1-й генерации; 3 — след осевой плоскости складки 2-й генерации; 4 — грубый кливаж, параллельный осевой плоскости складки 2-й генерации; 5 — грубый наложенный кливаж 3-й генерации, оба кливажа сопровождаются кварцевыми жилками и линзами; 6 — направления сдвигов по кливажу 3-й генерации, оба кливажа сопровождаются кварцевыми жилками и линзами. Кружки — ставролитовые сланцы; белое — биотитовые сланцы и метапесчаники. Во врезке детальное строение участка вблизи осевой плоскости структуры.

важу, образованному в дометаморфическую стадию, то вероятность высокой степени ориентировки кристаллографических осей как будто бы должна быть меньше. В. Брэддок установил рентгеновским методом, что мусковит, кристаллизовавшийся миметически по дометаморфическому кливажу осевой плоскости, не имеет предпочтительной ориентировки [100] в плоскости сланцеватости (Braddock, 1970). Дальнейшие исследования в этом направлении чрезвычайно желательны.

Сланцеватость и кливаж, подчеркнутые кварцевыми жилками. Многие геологи, изучавшие метаморфические породы, несомненно, наблюдали кварцевые жилки и линзы в массовом развитии и в однообразной ориентировке, но, вероятно, немногие задумывались над тем, какие генетические связи существуют между этими жилками и складчатыми структурами и как можно было бы исполь-

зовать наблюдения над залеганием жилок в целях структурного картирования. Главная особенность этих жилок состоит в том, что они почти всегда располагаются параллельно сланцеватости или кливажу и представляют своеобразный способ его сингенетической минерализации.

Один из примеров использования кливажа и кварцевых жилок для выявления особенностей деформации пород иллюстрируется рис. 18. На закартированном участке выявлена крупная структура, оконтуриваемая пачкой ставролитовых сланцев и являющаяся структурой 2-й генерации (складки 1-й генерации заключены внутри структуры и обнаруживались по чередованию нормального и опрокинутого залегания ритмичной слоистости). Крылья структуры залегают вертикально, что предопределяет также вертикальное залегание ее осевой плоскости и шарнира. Структура с такими особенностями, включающая вдобавок массу более ранних складок, не может быть ни антиклиналью, ни синклиналью, ни антиформой ни синформой. Ее нужно отнести к разряду нейтральных структур (см. с. 54).

Почти в каждом обнажении в пределах этой структуры и смежных с ней участков можно наблюдать один или два направления грубого кливажа, подчеркнутого кварцевыми жилками. Сланцеватость, параллельная этим направлениям кливажа, развивается слабо или не развивается вовсе, плоскости кливажа удалены друг от друга на 20—30 см, иногда обнаруживаются сдвиги по ним. Выявляется, что один из кливажей, сопровождающийся кварцевыми жилками, ориентирован в меридиональном направлении, параллельно осевой плоскости структуры, и таким образом может быть с ней генетически связан. Другой кливаж, также подчеркнутый кварцевыми жилками, ориентирован преимущественно в северо-западном направлении, косо к осевой плоскости структуры. В некоторых обнажениях по сдвигам кварцевых жилок, параллельных предыдущему кливажу, устанавливается более позднее образование северо-западного кливажа сравнительно с меридиональным кливажем.

При рядовой площадной съемке не было выявлено складчатых структур, которые уверенно можно было бы синхронизировать с наиболее поздним северо-западным кварц-минерализованным кливажем. Получалось впечатление, что этот кливаж не имеет отношения к складчатым движениям. Однако при детальной работе в зоне осевой плоскости структуры были обнаружены слабо сжатые складки, по отношению к которым рассматриваемый кливаж был осевым (см. врезку на рис. 18). Тем не менее общая масштабность проявления кливажа многократно превышает масштабы развития связанных с ним складчатых структур и их интенсивность. Этот факт не имеет еще достаточно хорошего объяснения с позиций динамики деформируемых сред.

Для геолога, изучающего деформации метаморфических пород, важно, что такого рода нерядовые соотношения кливажа и склад-



Рис. 19. Субпараллельная сланцеватость в серии складок разной степени сжатости. Эпидотовые сланцы, мамская серия, р. Б. Чуя близ кл. Горелого, Северо-Байкальское нагорье.

чатости в природе существуют. Наблюдения над кварц-минерализованным кливажем, несомненно, помогут в будущем выявить многие другие интересные особенности деформированных толщ.

Региональное распространение сланцеватости и кливажа. Поскольку рассматриваемый тип сланцеватости и кливажа генетически связан со складчатостью, а ориентировка сланцеватости и кливажа в складках однообразная и четко определенная, то можно ожидать, что пределы распространения этих плоскостных текстур будут в общем совпадать с областью развития синхронных им складок, точнее, не будут превышать последнюю, так как яркость проявления сланцеватости и кливажа также зависит от литологии. И. В. Кириллова (1962) убедительно показала, что на Восточном Кавказе область регионального развития кливажа совпадает с распространением глинистых толщ юры и мела.

Еще Ч. К. Лизс (1935) отметил, что падение и простирание регионального кливажа приблизительно параллельны падению и простиранию осевых плоскостей складок горных цепей. Так как сланцеватость и кливаж представляют собой плоскостную текстуру (а складки — трехмерную), поэтому они отличаются большей выдержанностью простирания, чем складки и их группы. Полной и абсолютной параллельности сланцеватости—кливажа и осевых плоскостей мы иногда не находим, например, в складках мелких и средних масштабов. Отклонения в $5-20^\circ$ обычны. Более того, в сериях мелких складок различной степени сжатости в некоторых случаях можно наблюдать, что сланцеватость параллельна осевым плоскостям только наиболее сильно сжатых складок и отклоняется от параллельности тем сильнее, чем больше угол между крыльями складок (рис. 19). При этом сохраняется параллельность сланцеватости самой себе и длинным крыльям асимметричных складок на значительном протяжении.

Вероятно, существует много причин, вызывающих несовпадение сланцеватости с осевыми плоскостями складок. Среди них не последнюю роль играет то, что более крупная синхронная структура «диктует» свое направление сланцеватости—кливажа, не согласованное в деталях с ориентировкой мелких складок. Всегда нужно стремиться выяснить причину такого несовпадения, т. е. обусловлено ли оно влиянием более крупных синхронных структур или влиянием наложенных процессов.

Отмечается, что в фанерозойских складчатых областях региональный кливаж, параллельный осевым плоскостям складок,

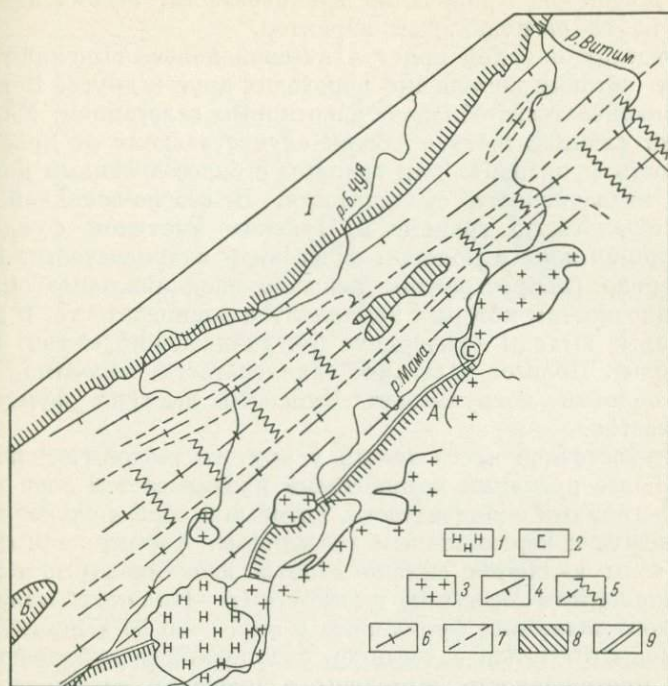


Рис. 20. Зоны различных проявлений сланцеватости в мамской толще. Северо-Байкальское нагорье.

1—3 — породы вариссийского интрузивного комплекса (1 — нефелиновые сиениты, 2 — святоноситы, 3 — гранитоиды—щелочные сиениты); 4 — зона пологих залеганий сланцеватости; 5 — зона наложенной плитчатости и крутой сланцеватости с ограниченной минерализацией; 6 — зоны крутых залеганий сланцеватости; 7 — границы зон; 8 — фундамент и более древние комплексы; 9 — тектонический контакт. I — Чуйский выступ фундамента; A — участок рис. 21; B — участок рис. 23.

чаще всего образует веер, раскрытый вверх или вниз (Фурмарье, 1939; Кириллова, 1962; Хиллс, 1967; Гончаров, 1970; Fourmarier, 1965). Для метаморфических комплексов, которые представляют собой породы глубоких срезов коры, более типично выдержанное положение сланцеватости—кливажа в пределах узких длинных зон, вытянутых субпараллельно удлинению изгиба. Как один из характерных примеров рассмотрим положение сланцеватости в мамской кристаллической толще Северо-Байкальского нагорья (рис. 20).

Сланцеватость, параллельная осевым плоскостям складок, является наиболее распространенной плоскостной структурой мамской толщи. Однообразные ее залегания в виде зон протягиваются на 300 км (рис. 20) и прослеживаются на сотни километров в юго-западном и северо-восточном направлениях, в целом образуя полосу, параллельную юго-восточному краю Сибирской плат-

формы. Масштабы проявления сланцеватости, несомненно, указывают на ее региональный характер.

В пределах мамской кристаллической полосы выделяются три типа зон, которые постепенно переходят друг в друга. В каждой из зон сланцеватость обладает однотипным залеганием. Характер залегания сланцеватости в общем случае зависит от положения поверхности фундамента или границы с более древними комплексами и интенсивности складчатости. В северо-западной части толщи параллельно границе с Чуйским выступом фундамента располагается зона с пологим залеганием сланцеватости. В этой зоне широко распространены лежащие изоклинальные складки, осевым плоскостям которых параллельна сланцеватость, и мелкие аллохтонные выходы фундамента (Согдиондонский «шток» и другие выходы). Пологое залегание сланцеватости, вероятно, объясняется пологим погружением Чуйского выступа фундамента на юго-восток.

В юго-восточной части толщи у крутого тектонического контакта с более древними комплексами протягивается зона с крутыми залеганиями сланцеватости, которые в общем случае можно приравнять к вертикальным залеганиям. Характерной особенностью зоны являются сильно сжатые изоклинальные складки с вертикальными осевыми плоскостями. Никаких признаков неглубокого залегания фундамента в этой зоне не выявлено. Две другие зоны с крутым залеганием сланцеватости небольшой ширины и протяженности выявлены в пределах северо-западной зоны пологих залеганий.

В центральной части толщи по ее линейному удлинению располагается зона наложенной плейчатости и наложенных мелких складок с крутыми и вертикальными осевыми плоскостями, параллельно которым иногда развивается сланцеватость с ограниченной минерализацией. В этой зоне располагаются крупные выступы фундамента (Сычев, 1967; см. также рис. 20). Особенности развития сланцеватости здесь определяются двумя обстоятельствами — неглубоким залеганием поверхности фундамента и активным воздействием со стороны юго-восточной зоны крутых залеганий сланцеватости. Собственно центральная зона это также зона крутых залеганий сланцеватости, но в условиях неглубокого залегания поверхности фундамента. Таким образом, региональные масштабы развития сланцеватости зависят от динамики крупных структурных единиц коры, а особенности ее проявления определяются местными условиями.

Сланцеватость и кливаж, развиваясь регионально, при благоприятных геологических условиях могут накладываться на более древние комплексы. Мы рассмотрим пример такого наложения, относящийся к юго-восточному контакту мамской серии.

На одном из участков породы мамской серии контактируют с породами более древнего муйского комплекса (рис. 21, участок А на рис. 20). Контакт тектонический (или во всяком случае

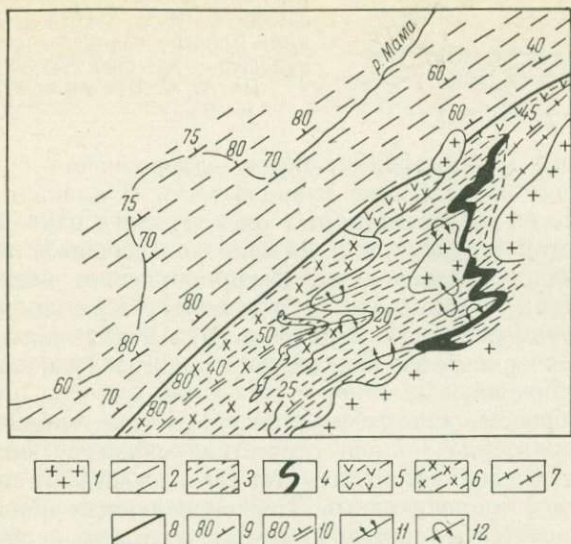


Рис. 21. Сланцеватость осевой плоскости в мамской серии и муйском комплексе, Северо-Байкальское нагорье.

1 — варисцийские гранитоиды; 2 — мамская серия; муйский комплекс; 3 — биотитовые гнейсы, 4 — бесплодные blastолиты, 5 — ортоамфиболиты, 6 — лейкократовые плагио-микроклиновые граниты, 7 — гнейсо-граниты; 8 — тектонический (или тектонизированный) контакт; 9 — сланцеватость осевой плоскости в мамской серии; 10 — сланцеватость в породах муйского комплекса; 11 — лежащая синклираль; 12 — лежащая антиклираль.

тектонизированный), породы мамской серии соприкасаются с различными породами муйского комплекса. В последнем хорошо прослеживается маркирующий горизонт бесплодных blastолитов, изгибы которого наряду с субконформными изгибами других стратиграфических единиц обрисовывают серию лежащих складок с осевыми плоскостями северо-восточного простирания, падающих на северо-запад. Параллельно осевым плоскостям этих складок развивается ярко выраженная кристаллизационная сланцеватость, которая субпараллельна в свою очередь контакту с мамской серией и сланцеватости в ней. Такой параллелизм указывает на одновременность образования сланцеватости в обоих комплексах. Кроме того, из рис. 21 видно, что первоначальное простирание пород муйского комплекса было меридиональным. Слюды, образующие синхронную сланцеватость осевой плоскости в породах мамской серии и муйского комплекса, показывают близкие значения абсолютного возраста (Казаков, 1965).

*Тектонические сланцеватость и кливаж
без синхронного складкообразования*

А. А. Предовский (1971) выявил, что сложная складчатая структура докембрийской толщи северо-западной части хр. Пае на п-ове Канин сформировалась до интенсивного проявления



Рис. 22. Один из разрезов через северо-западную часть хребта Пае, п-ов Камни. Пологие сланцеватость и кливаж наложены на складчатую структуру. По А. А. Предовскому (1971).

регионального метаморфизма. Затем одновременно с последним возникли пологозалегающие сланцеватость и кливаж (рис. 22), не связанные ни генетически, ни геометрически с ранее образованной складчатой структурой и не сопровождающиеся новым синхронным складкообразованием. Автор объясняет возникновение рассматриваемых сланцеватости и кливажа вертикальными движениями крупных блоков земной коры. Антиклинальное поднятие хр. Пае очерчивается плоскостями пологозалегающих сланцеватости и кливажа.

Таким образом, для рассматриваемого типа сланцеватости и кливажа характерно полное отсутствие связи со складчатыми структурами. Однако установить этот негативный факт значительно сложнее, чем факт позитивный. Первоначально не обнаруженные связи сланцеватости—кливажа и складчатости нередко выявляются при детальной работе или при расширении площади исследований. Эти связи могут иметь различный характер.

а. Сланцеватость или кливаж какой-либо толщи возникли вследствие складчатых процессов в смежных комплексах, но в данной толще синхронные с ними складчатые структуры не образовались. Этот случай, вероятно, наиболее обычен в неслоистых эффузивных толщах, испытавших влияние складчатости и регионального развития сланцеватости—кливажа в смежных комплексах. Внутренняя изотропность таких толщ не дает первоначальных предпосылок для образования в них складчатых структур. Примером может служить сыннырская толща основных и средних эффузивов Северо-Байкальского нагорья.

б. В пределах складчатой системы сланцеватость и кливаж могут быть закономерно связаны с крупными структурами и выглядеть независимыми относительно мелких структур и структур, рядовых для данной системы. Такие соотношения описаны, например, И. М. Сборщиковым (1971) для Верхоянского антиклинория.

в. Складчатые формы, возникающие одновременно со сланцеватостью—кливажом, могут быть локализованы в отдельных участках, так что масштабность их развития оказывается несопоставимо меньшей с массовым проявлением сланцеватости—кливажа. Такие соподчинения сланцеватости—кливажа и складчатых форм характерны для заключительных стадий складкообразования и деформаций в метаморфических толщах, что, например, относится к кливажу 3-й генерации, подчеркнутому кварцевыми жилками, и к соподчиненным ему складкам в ладожской серии района п-ова Хунукка (см. с. 33 и рис. 18, 92).

Последний тип сланцеватости—квиважа является как бы переходным к «чистому» типу без синхронного складкообразования. В данном случае не устанавливается влияние складчатости на возникновение сланцеватости—квиважа, а порождаемые им складки распространены локально и в угнетенных формах.

Специфические формы сланцеватости

В эту группу, вероятно, можно было бы включить многие формы сланцеватости, которые не упоминались выше. Мы рассмотрим одну из них — сланцеватость, развивающуюся в базальной части покровных образований и в верхней части гранито-гнейсового фундамента (под покровными образованиями в данном случае мы будем понимать не тектонические покровы, а верхнюю часть докембрийского разреза данного района, залегающую с перерывом на нижней части разреза и представляющую, как правило, второй структурный этаж).

На рис. 23 показан один из выходов гранито-гнейсового фундамента и перекрывающие его образования мамской серии. Очевидны три разных структурных плана: *I* — план гранито-гнейсового фундамента (без его контактной зоны с мамской серией): выдержанное северо-восточное простирание кристаллизационной сланцеватости при крутом и вертикальном ее залегании; *II* — план мамской серии (без базальных горизонтов): крупные асимметричные складки, дисконформные в целом относительно сланцеватости гнейсо-гранитов фундамента, сланцеватость неясного генезиса параллельна слоистости; *III* — план базальных горизонтов мамской серии и смежной с ними зоны фундамента: плавное изменение простирания слоистости, контакта и сланцеватости при вертикальном и крутом их залегании. Таким образом, план строения базальной части покровных образований и примыкающей к ним части фундамента оказывается в данном случае совершенно автономным.

Сланцеватость в горизонте глиноземистых сланцев и кварцитов зоны *IIIa* могла первоначально возникнуть как параллельная слоистости, но такое происхождение сланцеватости исключается для прилегающей части фундамента и перекрывающего горизонта ортоамфиболитов. Для того чтобы могла произойти переориентировка сланцеватости гнейсо-гранитов в положение, параллельное контакту с покровными образованиями, притом в зоне шириной до 1 км, требовались, вероятно, значительные тектонические усилия и интенсивная перекристаллизация при высоких температурах. Простого давления нагрузки вышележащих толщ явно недостаточно. Контакты и сланцеватость поставлены в вертикальное положение, что требует сильных тектонических движений. В этих условиях параллельно наложенной сланцеватости гнейсо-гранитов и одновременно с ней, по-видимому, возникла сланцеватость ортоамфиболитов и была подчеркнута сланцеватость глино-

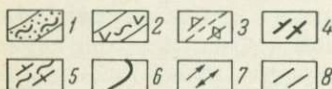
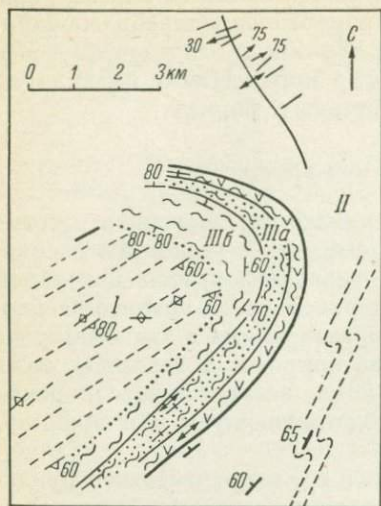


Рис. 23. Выход гранито-гнейсового фундамента (I) и перекрывающих его образований мамской серии (II) на водоразделе рек Чай и Б. Чуи, Северо-Байкальское нагорье (см. рис. 20, участок Б).

IIIa — базальные горизонты мамской серии, IIIб — часть фундамента с переориентированной сланцеватостью. 1 — глиноземистые сланцы с гранатом, дистеном, силламанитом, ставролитом, подчиненно мусковитовые кварциты; 2 — ортоамфиболиты; 3 — древняя сланцеватость в гнейсо-гранитах фундамента; 4 — сланцеватость, параллельная слоистости, в породах мамской серии; 5 — наложенная специфическая сланцеватость контактной зоны; 6 — тектонический контакт; 7 — шарниры поздних плоскостей; 8 — поздний кливаж.

земистых сланцев. Характерно, что складок, связанных со сланцеватостью, не наблюдается, и она может быть отнесена в категорию тектонической сланцеватости без синхронного складкообразования.

В рассмотренном случае контролирующее влияние на ориентировку возникающей сланцеватости оказывает положение контакта фундамента и покровных образований, контакту параллельны горизонты пород различной плотности и анизотропии. Поэтому данная сланцеватость могла бы быть названа сланцеватостью, параллельной границам неоднородных сред. Она, вероятно, отражает радиальные движения фундамента.

На рис. 24 показан один из выступов гнейсо-гранитного фундамента в районе г. Сортавала. В сортавальской серии, залегающей на гнейсо-гранитном фундаменте и перекрывающейся терригенной ладожской серией, преобладают амфиболиты и амфиболовые сланцы, которые представлены как ортопородами эффузивного и интрузивного происхождения, так, вероятно, и парапородами. В подчиненном количестве встречаются карбонатные породы и кварциты. Характер контактов с гнейсо-гранитами фундамента, отсутствие или развитие синхронных со сланцеватостью складчатых структур, особенности проявления сланцеватости зависят от того, какое значение имеют осадочные породы в составе серии в данном месте. Если количество осадочных пород значительно и толща становится анизотропно-слоистой, то контакт с гнейсо-гранитами фундамента в целом отвечает стратиграфическому, а породы серии вблизи контакта смяты в изоклинальные складки со сланцеватостью, параллельной их осевым плоскостям. Такого рода особенности, например, свойственны зоне южного контакта

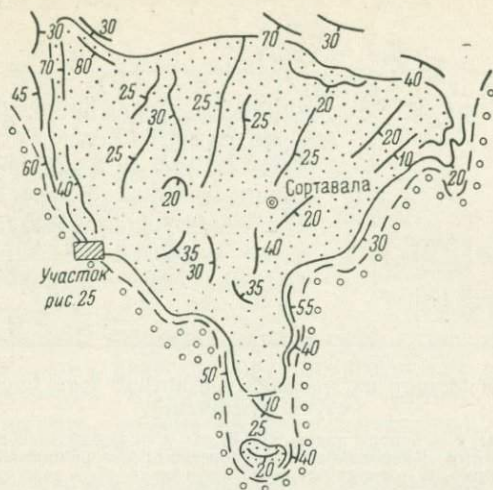


Рис. 24. Сортавальский выступ гнейсо-гранитного фундамента, Сев. Приладожье. Структура показана по данным А. Л. Харитоновна.

Условные обозначения см. на рис. 25.

Кирьявалахтинского выступа и зоне северного контакта Импилахтинского выступа фундамента.²

Иные соотношения наблюдаются, если в составе серии абсолютно преобладают ортоамфиболиты, среди которых большой объем занимают интрузивные разновидности, а осадочные породы встречаются в незначительном количестве. Такие участки сортавальской серии были выявлены в северной и западной контактных зонах Сортавальского выступа фундамента. В северной зоне амфиболиты, нередко массивной текстуры, крупными заливами и по сети мелких трещин проникают в гнейсо-граниты и обрывают своими контактами их сланцеватость. Такую же картину можно наблюдать в некоторых участках западной контактной зоны (рис. 25), но соотношения со сланцеватостью гнейсо-гранитов здесь совсем иные.

В крупном плане сланцеватость амфиболитов сортавальской серии оконтуривает сортавальский выступ фундамента, субконформна его границе и контакту с перекрывающей ладожской серией (рис. 24). Детальными работами на участках преобладающего распространения ортоамфиболитов (рис. 25), действительно, устанавливается полная конформность сланцеватости амфиболитов границе их с ладожской серией, но в зоне контакта амфиболитов и гнейсо-гранитов выявляются неожиданные и удивительные явления. В западной части выходов (рис. 25) сланцеватость амфи-

² Расположение и наименование выступов фундамента дано в книге В. И. Кицула (1963).

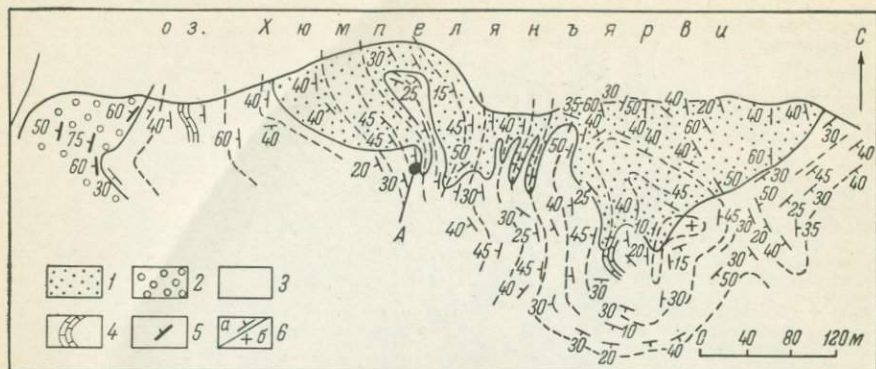


Рис. 25. Строение одного из участков контактной зоны Сортавальского выступа фундамента.

1 — гнейсо-граниты; 2 — породы ладожской серии; 3 — амфиболиты и осадочные породы сортавальской серии; 4 — известняки; 5 — слоистость; 6 — сланцеватость (а — наклонное залегание, б — горизонтальное залегание). А — участок рис. 26.

болитов, сохраняя примерную конформность с ладожской серией, пересекает под прямыми углами границу фундамента, совершенно с ней не считаясь, и является, таким образом, сквозной. В восточной части выходов сланцеватость оконтуривает куполовидную структуру с горизонтальным залеганием в ядре. В северной части этой структуры обнажаются гнейсо-граниты, а в южной части — амфиболиты. Сланцеватость абсолютно «не признает» границы раздела пород (!) и, пересекая ее, ведет себя совершенно независимо, сохраняя, однако, параллельность слоистости известняков, которые здесь встречаются вблизи контакта.

Рассматриваемой сланцеватости свойственны также нескладчатые развороты мелкого масштаба: в виде лежачего веера (рис. 26, а) или в виде вертикального веера, расходящегося вниз (рис. 26, б). Последний веер вообще встречается в складчатых структурах, но в данном случае каких-либо признаков складчатого строения не обнаруживается.

Таким образом, для рассматриваемой сланцеватости характерно:

- 1) отсутствие синхронных складчатых структур, для которых сланцеватость являлась бы сланцеватостью осевой плоскости;
- 2) независимость сланцеватости от положения контакта между гнейсо-гранитами фундамента и амфиболитами,³ пересечение контакта сланцеватостью;
- 3) непостоянство углов падения сланцеватости в зоне контакта;

³ Вообще мы нередко преувеличиваем механическое значение контакта фундамента и покрова как плоскости раздела разных сред. Пересечение контакта метаморфическими изоградами представляет собой рядовое явление (см., например, Казаков, 1965), а переработка структур фундамента наложенной складчатостью установлена для очень многих районов.

Рис. 26. Веерные структуры, образованные сланцеватостью амфиболитов. Участок А на рис. 25.

4) постепенное выравнивание простирания и падения сланцеватости амфиболитов в направлении от контакта с фундаментом к перекрывающим терригенным породам ладожской серии и полная конформность сланцеватости контакту с ладожской серией;

5) конформность сланцеватости амфиболитов со слоистостью тех редких прослоев известняков, которые в них заключены;

6) специфические пространственные формы (куполовидная структура контакта, мелкие веерные структуры).

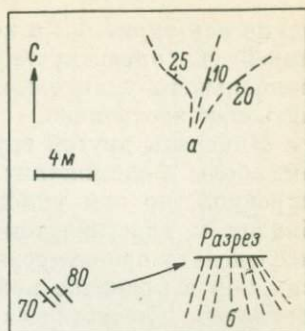
Все эти особенности не могут быть объяснены ни одной из существующих теорий образования сланцеватости. Автору представляется, что в рассматриваемом случае контролирующее значение имели плоскости слоистости и плоскости дометаморфической трещиноватости в зоне контакта. При последующем метаморфизме амфиболитовой фации сланцеватость, вероятно, возникла миметически по этим плоскостям. В дальнейшем эта сланцеватость сминается в складки всех этапов, которые проявились в ладожской серии.

Подводя итог всему сказанному о сланцеватости, подчеркнем, что происхождение сланцеватости многообразно, взаимосвязи со складчатостью также различны. Вероятно, существуют еще неизвестные нам типы сланцеватости. Исследователь должен найти объективные критерии для оценки возможного генезиса изучаемой им сланцеватости и определить отношение ее к складчатым структурам. Это является одной из главных предпосылок для успешной расшифровки последовательности деформаций.

Минеральная ориентировка

Когда говорят об ориентировке минералов, то обычно имеют в виду их линейную ориентировку, т. е. ориентировку оси наибольшего удлинения. Действительно, такая ориентировка очень характерна для многих минералов метаморфических пород, подробнее она будет рассмотрена позже (см. с. 120—123). Здесь же мы остановимся лишь на некоторых объемных качествах минеральных ориентировок.

Количество минералов метаморфических пород, ориентировку которых можно было бы изучать непосредственно в обнажениях, очень ограничено, но и они далеко неравноценны по возможностям исследования их полной ориентировки. Игольчатые минералы,



такие как турмалин и волластонит, имеют только одну, а именно линейную ориентировку. Их сечение, перпендикулярное оси наибольшего удлинения, в данном случае мы можем рассматривать как изотропное.

Минералы другой группы, представителями которых являются амфиболы и силлиманит, также обладают четкой линейной ориентировкой, но они уплощены по (100), так что в целом габитус близок к пластинчатому. Принципиально это позволяет также исследовать ориентировку полюсов (100), но такие измерения до сих пор в практике полевой работы еще, к сожалению, не применялись. Статистическая ориентировка (100) минералов этой группы при выдержанной линейной ориентировке [001] может быть двойкой. Если (100) кристаллов располагается в пространстве однообразно, то минералу свойственна также плоскостная ориентировка. Если же предпочтительной ориентировки (100) нет, что нередко наблюдается для роговых обманок амфиболитов, то агрегат в целом можно сопоставить с блок-кристаллом, имеющим квазиизотропное сечение перпендикулярно линейности.

К третьей группе может быть отнесен калиевый полевой шпат. Его крупные порфиробласты часто располагаются план-параллельно, но линейная ориентировка не выражена или выражена неважно.

Наиболее ярким представителем четвертой группы является дистен, для которого возможно исследование полной пространственной ориентировки. Она определяется положением трех взаимно перпендикулярных направлений (рис. 55, 6-2): \perp (100), [001] и $\frac{\perp [001]}{(100)}$ (перпендикуляр к третьей оси в плоскости первого пинакоида).

Дистен обычно встречается в крупных кристаллах, поэтому первых два направления легко измеряются непосредственно в обнажении: \perp (100) является полюсом наиболее развитой грани, а [001] совпадает с линейным удлинением. Третье направление $\frac{\perp [001]}{(100)}$ определяется построением на сетке Вульфа (см. с. 131) как линия пересечения (100) и плоскости, перпендикулярной [001].

Полная пространственная ориентировка минерала дает, конечно, несоизмеримо больше информации, чем одна только линейная ориентировка. Дистен в этом отношении очень показательен. На рис. 27 приведены диаграммы полной пространственной ориентировки дистена в трех обнажениях мамской серии по р. Маме. На каждой из диаграмм выделяется один крупный максимум, окруженный полем более низких концентраций. Три максимума [001], \perp (100) и $\frac{\perp [001]}{(100)}$ дистена, измеренного в одном обнажении, располагаются взаимно перпендикулярно, что позволяет приравнивать выявленную ориентировку к ориентировке монокристалла. Среднестатистическое положение осей [001] варьирует

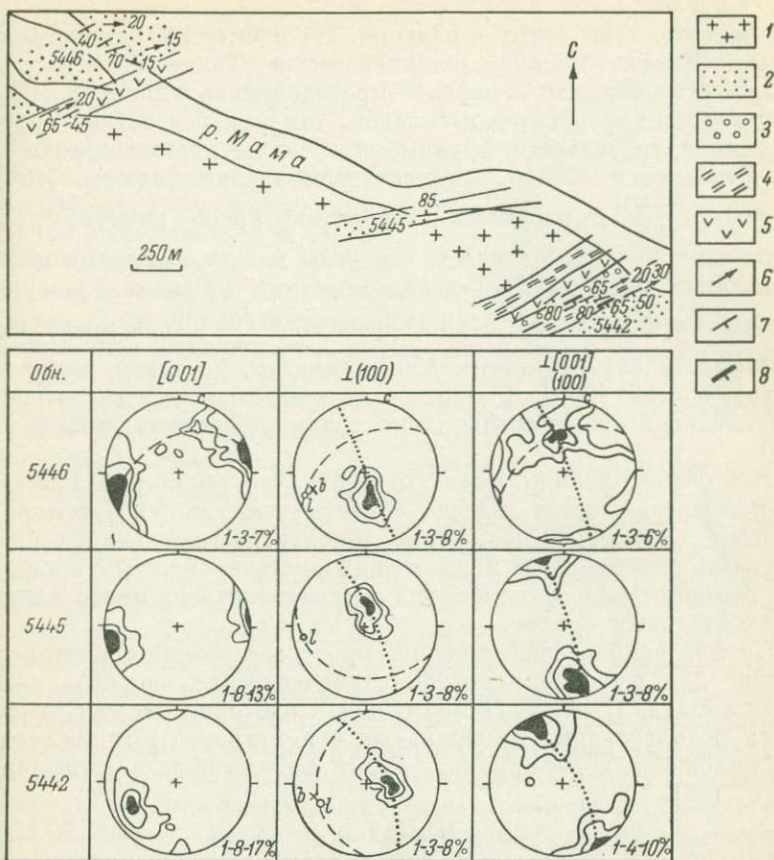


Рис. 27. Полная пространственная ориентировка дистена для одного из участков мамской серии. Р. Мама между притоками р. Красной и р. Б. Слюдяной, Северо-Байкальское нагорье.

1 — пегматит; 2 — дистен-гранат-биотитовые гнейсы; 3 — те же гнейсы в переслаивании с карбонатными породами; 4 — гранат-двуслюдяные гнейсы; 5 — амфиболиты и известково-силикатные породы; 6 — шарниры складок; 7 — сланцеватость; 8 — слоистость. По 120 измерений в каждой диаграмме; штриховой пунктир — сланцеватость; точечный пунктир — плоскость, перпендикулярная линейности *l*; *b* — шарниры складок; справа внизу — порядок изолиний. Диаграммы ориентированы в географических координатах, север вверху.

в узких пределах СВ $60-70^\circ$, $\angle 5-25^\circ$ и близко к ориентировке шарниров асимметричных флексурных складок (СВ $65-75^\circ$, $\angle 15-20^\circ$), но не совпадает с ними. Это угловое несовпадение в $5-7^\circ$ по простиранию и в $5-10^\circ$ по падению не могло быть выявлено без статистического исследования ориентировки линейности дистена.

Первый пинакоид (100) дистена всегда располагается в плоскости сланцеватости и его положение в каждой данной точке может рассматриваться как положение сланцеватости. Диаграммы $\perp(100)$ показывают (рис. 27) пологое залегание сланцеватости

при непостоянном азимуте падения. На местности, однако, преобладают крутые падения сланцеватости. Такое несоответствие объясняется тем, что измерение производилось в пологих (коротких) крыльях флексурных складок, так как в участках крутого падения сланцеватости крупные кристаллы дистена редки или не встречаются совсем. Угловое рассеивание полюсов (100) и нормалей $\frac{\perp [001]}{(100)}$ в плоскости, перпендикулярной линейности, составляет 90° . Это означает, что углы между крыльями мелких складчатых изгибов в пределах коротких крыльев флексур не превышают 90° . В обн. 5446 направления $\frac{\perp [001]}{(100)}$ сильно рассеяны в плоскости сланцеватости. Менее заметно, но также четко рассеивание осей [001]. Это отвечает тенденции дистена к план-параллельной ориентировке, неконтролируемой складчатыми формами.

Как общее правило, можно отметить, что чем больше площадь, на которой делаются замеры ориентировки дистена, тем более крупные структуры поддаются анализу. Составление сводных диаграмм одноименных направлений дистена смежных площадей при соответственном геологическом контроле дает много важных дополнительных фактов.

Пример использования полной пространственной ориентировки дистена для решения некоторых геологических вопросов можно найти в статье П. К. Р. Наяра (1968). Некоторые вопросы, касающиеся использования минеральных ориентировок при исследовании наложенных деформаций, будут рассмотрены в дальнейшем (см. с. 198).

Складки

Элементы складки

Осевая плоскость. Для неизометричных складчатых структур главнейшими элементами, определяющими их положение в пространстве, являются осевая плоскость и шарнир. Определение осевой плоскости (рис. 28) можно давать по-разному, так как она включает в себе много качеств. Во-первых, это плоскость симметрии складки, разделяющая ее на крылья, во-вторых, плоскость, проходящая через точки наибольшего перегиба пластов, в-третьих, плоскость, делящая угол между крыльями пополам, в-четвертых, плоскость, равноудаленная от поверхностей крыльев, ограничивающих какой-либо пласт и т. д. Потеря одного из этих качеств еще не означает утраты самого термина. Так, например, в асимметричных разнокрылых складках не существует полной зеркальной симметрии крыльев, однако второй и третий признаки остаются и определяют их осевые плоскости. Существуют складки с одинаковой кривизной поверхности во всех своих точках (концентрические складки), в которых поэтому нет наибольших пере-

Рис. 28. Элементы складки.

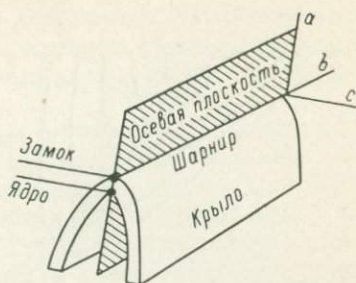
a, b, c — оси координат.

гибов, тем не менее в них осевая плоскость является плоскостью симметрии и делит угол между крыльями пополам и т. д.

В своем чистом виде осевая плоскость складки есть именно плоскость, а не криволинейная поверхность. Толкование осевой плоскости как поверхности любой кривизны (Turner, Weiss, 1963) вряд ли можно признать правильным и удачным, так как криволинейная форма осевой плоскости является характерным признаком наложенной деформации (см. с. 163).

Бисекторная плоскость. Если мощность пластов на одном крыле складки значительно меньше, чем на другом крыле, то плоскость, проходящая через точки наибольшего перегиба пластов, не будет совпадать с плоскостью, делящей угол между крыльями пополам. В этом случае можно различать: первую — как осевую плоскость, вторую — как бисекторную плоскость. Бисекторная плоскость может быть построена только для данной изогнутой поверхности, которой в складках может быть граница между пластами, деформированная осевая плоскость более ранней складки и некоторые другие поверхности. При удалении от пересечения с изогнутой поверхностью бисекторная плоскость теряет свойства плоскости симметрии складки. Поэтому в складке существует не одна, а масса бисекторных плоскостей (b' — b'') на рис. 29, 1), параллельных друг другу, если границы пластов на каждом крыле складки строго параллельны, и не параллельных друг другу, если границы пластов хотя бы на одном крыле складки непараллельны.

Особенности бисекторной плоскости в природных складках иллюстрируются рис. 29, 2, где изображена крупная структура ладожской серии к югу от оз. Б. Янисъярви. В складку смяты пачка ритмично-слоистых пород (А) и пачка переслаивания их с массивными песчаниками (В). В пределах этих пачек устанавливаются более ранние складки с осевыми плоскостями, отстоящими друг от друга примерно на 1 км, и параллельными границам пачек. Выделение ранних складок, кроме падения слоистости, четко контролируется по верху—низу ритмов; залегание почти во всех случаях нормальное. В западной части структуры выявляются две более ранние складки, тогда как в восточной части структуры их пять, что вызывает увеличение мощности в восточном крыле сравнительно с западным более чем вдвое. Разная мощность на крыльях структуры приводит к тому, что при выдержанной в целом северо-западной ориентировке осевой плоскости, за которую мы будем принимать плоскость $o-o$, проходящую через



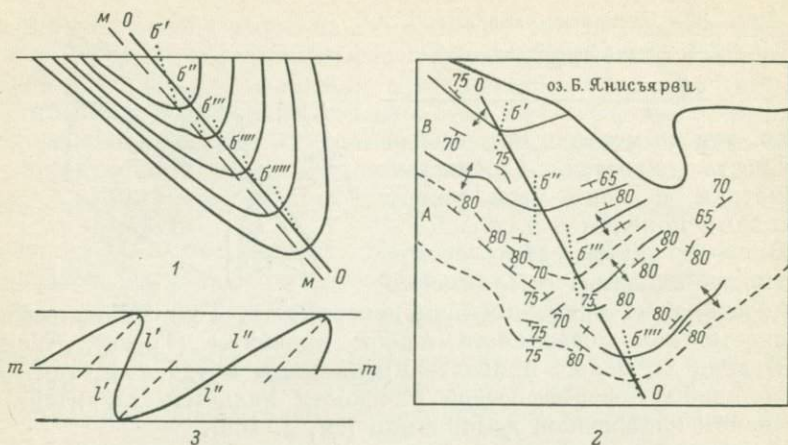


Рис. 29. Особенности бисекторной плоскости.

1 — положение различных плоскостей в складке ($o-o$ — осевая плоскость, $m-m$ — плоскость мульд, $b'-b''''$ бисекторные плоскости, восстановленные к границам пластов); 2 — структура с разной мощностью крыльев, ладожская серия (показаны следы осевых плоскостей более ранних складок, A и B — стратиграфические единицы, $o-o$ — след осевой плоскости структуры, $b'-b''''$ — бисекторные плоскости); 3 — медианная поверхность $m-m$ в смежных складках (l' и l'' — полуотрезки крыльев).

точки наибольшего перегиба пластов, положение бисекторных плоскостей $b'-b''''$ меняется от север-северо-восточного (север участка) через меридиональное на север-северо-западное (юг участка).

Плоскость сводов или мульд. К осевой плоскости также близка плоскость, проекция которой в разрезе проходит через наиболее низкие ($m-m$ на рис. 29, 1) или наиболее высокие гипсометрические точки пластов.

Она может быть названа плоскостью сводов для пластов, смятых в антиклиналь, или плоскостью мульд для пластов, смятых в синклиналь. В вертикальных или крутонаклонных складках эта плоскость параллельна или субпараллельна их осевым плоскостям. Отклонение от параллельности тем сильнее, чем больше складка приближается к лежачей. В последнем случае плоскость сводов или мульд может быть даже перпендикулярна осевой плоскости складки. Возможности использования плоскости сводов или мульд при изучении последовательности складчатых деформаций в настоящее время еще не выяснены.

Шарнир. Линия пересечения осевой плоскости складки с поверхностью напластования называется шарниром (рис. 28). Поскольку осевая плоскость пересекает множество плоскостей напластования, то существует и множество шарниров. Все они на каком-то ограниченном пространстве взаимно параллельны. Это свойство позволяет говорить о совокупности шарниров в данном участке складки как об одном шарнире. Шарнир можно также представить как ось вращения крыльев складки или ее генератор,

след движения которого параллельно самому себе опишет поверхность складки. Все эти определения составляют только геометрическую характеристику шарнира. В последнее время для шарнира складок изгиба появилась возможность дать и некоторую физическую характеристику (см. с. 61).

Шарнир представляет собой также линию, сохранившуюся от додеформационного положения слоистости или сланцеватости, если последняя деформируется. Угол падения шарнира нельзя отождествлять с углом падения слоистости до деформации. Такое совпадение имеет место только в одном частном случае, когда слоистость или сланцеватость смяты в симметричные складки. Можно доказать стереометрически, что во всех остальных случаях угол падения шарнира отвечает минимально возможному углу падения слоистости до деформации. Направление падения шарнира показывает, что до деформации противоположный румб падения слоистости или сланцеватости исключен. Например, если шарнир падает на СВ 45° , то додеформационное падение слоистости или сланцеватости могло иметь любые румбы от СЗ 315° , через СВ 45° до ЮВ 135° , бесконечно приближаясь к крайним значениям 315° и 135° , но никогда их не достигая. Додеформационное положение слоистости не могло иметь румбы от ЮВ 135° , через ЮЗ 225° до СЗ 315° .

Крылья. Это части складки, располагающиеся по обе стороны от ее осевой плоскости. По Ф. Тернеру и Л. Вейссу, крыло — это часть складки, где складчатая поверхность плоская или приближается к ней (Turner, Weiss, 1963). Последнее определение неприменимо, например, к концентрическим складкам, обладающим одинаковой кривизной на всех участках складчатой поверхности.

Угол между крыльями складки отражает степень сжатости пластов и обычно принимается как показатель интенсивности складчатой деформации. Этот угол измеряется в точках пересечения крыльев медианной поверхностью $m-m$ (рис. 29, 3), которая соединяет точки изменения кривизны крыла на противоположное и при голоморфном профиле складок делит их крылья пополам. В табл. 2 приведена номенклатура складок по степени сжатости.

Зона перегиба, замок, ядро. Зона перегиба состоит из замковой и ядерной частей (рис. 28). Замок — часть складки в месте ее наибольшего перегиба с внешней стороны изогнутого пласта (для

Таблица 2

Разновидности складок, выделяемые по углу между крыльями.
По М. Флэти (Fleuty, 1964)

Разновидности складок	Угол между крыльями, град.	
	от	до
Отлогие	180	120
Открытые	120	70
Закрытые	70	30
Сжатые	30	0
Изоклинные	0	

антиклиналей синонимы — свод, седло; для синклиналей — киль). Ядро — часть складки в месте ее наибольшего перегиба с внутренней стороны пласта. Деление зоны перегиба на замковую и ядерную части оправдано разными динамическими условиями, возникающими в этих частях при изгибе пласта (см. с. 61).

В некоторых руководствах по структурной геологии зону перегиба в целом считают замком, а ядром называют пространство между крыльями, примыкающее к замку. Такое разделение менее четкое, чем приведенное выше и отнесенное к одному пласту.

Оси координат складки. Прямоугольная (декартова) система координат с осями a , b , c (рис. 28) определяет, согласно Б. Зандеру, как формальную симметрию складки, так и ее кинематические особенности. Ось координат b параллельна шарниру, ось координат a лежит в осевой плоскости складки и перпендикулярна оси b . Осевая плоскость — плоскость ab . Ось координат c перпендикулярна плоскости ab .

В кинематическом отношении ось b — это ось вращения или постоянная ось деформации. При двумерной деформации по этой оси не происходит ни удлинения, ни укорочения. Ось a — ось движения. Она отражает направление движения пласта при образовании складки и направление удлинения или скольжения при деформации. Ось c — ось укорочения или сжатия.

Размер складки. Под размером складки понимается ее протяженность в трехмерном пространстве. Ширина, или размах, складки, измеряемая в разрезе, перпендикулярном шарниру, соответствует длине волны, т. е. расстоянию между перегибами одноименных структур (антиклиналей или синклиналей). Длина складки измеряется по шарниру. Глубина складки в направлении, параллельном осевой плоскости и перпендикулярном шарниру, определяется расстоянием, на котором складка дисгармонично затухает и слои становятся прямолинейными. Термин «амплитуда» не идентичен понятию глубины складки. Для одиночных складок как морфологических аналогов гармонических колебаний средней интенсивности амплитудой считается расстояние от медианной линии до замка складки (для данного пласта). Эта амплитуда значительно меньше глубины складки. Для пакетов изоклинальных складок как морфологических аналогов высокочастотных колебаний амплитудой считается расстояние между пиками двух наиболее интенсивных колебаний, отмеряемое в направлении, перпендикулярном осевым плоскостям, т. е. отвечающее длине волны. Такая амплитуда скорее имеет отношение к ширине складки, чем к их глубине.

Антиклинали и синклинали, антиформные и синформные складки. До установления наложенных складчатых деформаций такой вопрос, собственно, и не возникал. Складки, обращенные выпуклостью вверх, считались антиклиналями, выпуклостью вниз — синклиналями. В обоих случаях сохранялась нормаль-

ная последовательность напластования. В условиях повторных складчатых движений нередко толща, смятая ранее в изоклинальные складки, деформировалась повторно в пологие складки. В вертикальном разрезе этих вторых складок попеременно чередуются части с нормальным и опрокинутым залеганием первично-осадочных текстур. Для таких складок с переменной последовательностью напластования были предложены названия «антиформные» и «синформные» складки, чтобы отличить их от истинных антиклиналей и синклиналей. Эти термины получили права гражданства и вошли в учебные пособия (Белоусов, 1971).

В метаморфических комплексах истинные антиклинали и синклинали могут быть установлены только по особенностям первично-осадочных текстур (рис. 12.13). Другие способы определения залегания (по соотношению кливажа и слоистости, по узору асимметричных складок) для этой цели не пригодны. Как правило, это почти исключительно наиболее ранние складки. Все позднее возникающие складчатые структуры относятся к антиформным или синформным. С другой стороны, существуют комплексы, особенно комплексы сильнометаморфизованных пород, не обладавшие первично-осадочными текстурами, по которым можно определить последовательность напластования, или утратившими их в процессе метаморфизма. Определение истинных или «формных» структур в таких комплексах зачастую вообще становится невозможным. Имея в виду все эти особенности, можно было бы дать следующие рекомендации по терминологии складок метаморфических комплексов:

1) если по особенностям первично-осадочных текстур устанавливаются нормальные антиклинали или синклинали, то их следует называть первичными (литологическими) антиклиналями или синклиналями;

2) если в разрезе складки устанавливается переменная последовательность напластования, то такую складку надо называть антиформной или синформной;

3) во всех остальных случаях за структурами следует оставить прежнее название антиклиналь или синклиналь, придав этим терминам функции терминов свободного пользования; при необходимости можно сделать уточнение, например, антиклиналь 2-го этапа, синклиналь 3-го этапа и т. д.

Термины «антиформные» и «синформные» складки имеют геологический и геометрический смысл, но совсем бессмысленными являются их производные, употребляемые некоторыми петрологами (Ramsay, 1967), — «синформная синклиналь» и «антиформная антиклиналь», представляющие собой не что иное, как обычные (истинные) синклиналь и антиклиналь. Неудачны также термины «синформная антиклиналь» и «антиформная синклиналь» (Turner, Weiss, 1963; Ramsay, 1967). Первую проще было бы назвать перевернутой антиклиналью, а вторую — перевернутой синклиналью.

Для метаморфических комплексов характерны три основные пространственные категории складок: изометричные и близкие к ним складчатые формы, линейные замкнутые структуры и линейные незамкнутые структуры (рис. 30). Масштаб складок варьирует в широких пределах — от первых метров до десятков километров по протяженности.

Изометричные складчатые формы (рис. 30, 1). Антиклинальной разновидностью этих форм является купол, синклиналиной — чаша, или мульда. Геометрически это структуры осевой симметрии, не имеющей ни осевой плоскости, ни шарнира. Отсутствуют также крылья в обычном понимании этого слова. Все периферические части складки можно приравнивать к крыльям. Ядро и замок находятся в центральной части такой структуры. Главная ее ось симметрии всегда вертикальна и может быть приравнена к кинематической оси a — оси наибольшего движения системы. Во всех точках оси a скольжение между пластами и внутри пластов равно нулю, она также является осью нулевой складчатой деформации.

Если изометричные структуры складчатые, то они почти всегда связаны с концентрированными вертикальными движениями, но вообще их происхождение весьма разнообразно. В областях, имеющих двухъярусное строение, эти формы могут быть образованы изометричными в плане выступами фундамента, обнаженного или скрытого под породами покрова. Сами по себе такие выступы не могут быть отнесены к складчатым формам, но они нередко активизированы последующими складчатыми движениями. Во всяком случае первоначальные контуры выступов фундамента оказывают существенное влияние на морфологию формирующейся структуры, что хорошо выявляется на примере выступов гнейсогранитного фундамента в Северном Приладожье, в западной контактной зоне беломорской серии, в центральной части мамской кристаллической полосы, в некоторых районах Южной Африки

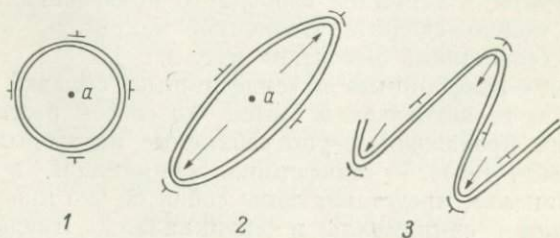


Рис. 30. Основные пространственные категории складок в метаморфических комплексах.

1 — изометричная складчатая форма; 2 — линейная замкнутая структура; 3 — линейная незамкнутая структура; a — структурно-кинематическая ось; стрелки — шарниры.

и др. (Методическое руководство. . ., 1957; Горлов, 1967; Сычев, 1967; Ramsay, 1967). В целом возникающая структура может быть названа отраженной.⁴

Формирование изометричной структуры может также произойти под воздействием штампа, т. е. активного концентрированного давления какой-то массы нижнего яруса на породы верхнего яруса. Представление о штамповых складках развивается В. В. Бронгулевым (1955, 1956, 1959, 1964), который различает жесткий и мягкий штампы. В качестве первого могут выступать блоки фундамента с положительным (вверх) или отрицательным (вниз) движением, в качестве второго — положительные движения пластических масс. Механизмом, близким к мягкому штампу, объясняется, например, происхождение гнейсо-гранитных куполов на Украине (Каляев, 1965).

При решении вопроса о роли штампа в образовании данной изометричной структуры важно выяснить, влияет ли складчатость покрова на породы фундамента или, наоборот, последний активно воздействует на покров. Если выявлен первый случай, то штамп не играл существенной роли в формировании исследуемой структуры.

Наконец, изометричные структурные сечения могут не быть первичными, а образуются вследствие складчатых наложений. Такие формы были обнаружены, например, в докембрии Гренландии (Berthelsen, 1960) и в других районах. Дж. Рамсей посредством стереометрического анализа показал, что при двукратном наложении складок подобного типа наряду с другими структурами комплектуются куполовидные структуры (Ramsay, 1962b). В. В. Эз (1970) особо подчеркнул вторичность купольных форм, которые нередко наблюдаются в породах, уже ранее деформированных изоклиальной складчатостью.

Линейные замкнутые структуры (рис. 30, 2). Это четко вытянутые формы, эллиптические в плане. Не очень протяженные структуры относятся к брахискладкам. Осевая плоскость складки расположена параллельно ее наибольшему удлинению. Шарниры на концах складки падают в противоположных направлениях (в антиклиналях) или навстречу (в синклиналях). При большой протяженности складки в ее центральной части можно выделить отрезок со свойствами складки цилиндрического типа, с горизонтальным шарниром. Несмотря на меняющееся падение шарнира, кинематическая ось a складки, как и в предыдущей категории складок, всегда вертикальна.

⁴ По В. Е. Хаину (1957), отраженные складки возникают в осадочном чехле под влиянием подвижек фундамента. В употребляемом нами смысле термин «отраженная структура» имеет только морфологический оттенок, т. е. это структура чехла, конформная поверхности выступа фундамента, независимо от того были ли в последнем подвижки или нет.

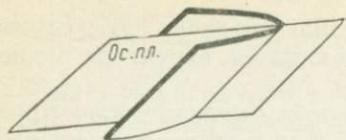


Рис. 31. Нейтральная складка.

Линейные замкнутые структуры могут быть отраженными, но чаще образуются динамически при одновременном действии вертикального движения и бокового давления с преобладанием последнего. Обобщенное положение шарнира выражает сложную функцию этих движений. В докембрийских метаморфических комплексах линейные замкнутые складки встречаются изолированно или небольшими группами и редко образуют пространства голоморфной складчатости, характерной для молодых неметаморфизованных отложений.

Линейные незамкнутые структуры (рис. 30, 3). Это самые распространенные складки метаморфических комплексов, составляющие их основной структурный мотив. Наиболее интересной особенностью таких складок является параллельное положение шарниров как в смежных антиклиналях и синклиналях, так и в группах складок на больших площадях. Угол падения шарниров может варьировать в любых пределах — от горизонтального до вертикального. Соответственно меняется и положение кинематической оси a , как перпендикулярной шарниру и лежащей в осевой плоскости, что отличает ее от жесткого вертикального положения в двух предыдущих категориях складок. Другим отличием является то, что кроме антиклинальных и синклинальных форм, свойственных любым категориям складок, линейные незамкнутые структуры могут проявляться в форме так называемых **нейтральных складок**. Шарнир нейтральной складки совпадает с линией падения осевой плоскости (рис. 31), поэтому такая складка не является ни антиклиналью ни синклиналию. При горизонтальном положении осевой плоскости любая складка будет нейтральной.

Главные типы складчатых форм

Особенности принятой классификации. Выделенным первоначально двум геометрическим типам складчатых форм — параллельным и подобным (Van Hise, 1896) — пришли на смену генетические типы. Генетическая классификация распалась на две ветви. Одна из них рассматривает складки с позиций приложения внешней силы относительно поверхности слоя (складки продольного изгиба, складки поперечного изгиба). Другая ветвь классификации кладет в основу механизм деформации, т. е. способы внутренней реакции пластов на действие внешней силы (изгиб, скольжение, скалывание, течение). Вместе с тем расширилась и обогатилась геометрическая классификация. Взаимные пересечения на направлениях различного подхода к складкам создают еще массу классификационных видов и подразделений.

Классификационный подход к складкам не может быть абстрактно всеобъемлющим. Все зависит от конкретного аспекта разрабатываемой проблемы и задачи, которую ставит перед собой исследователь. В нашем случае необходима классификация, которая позволила бы увязать внутреннее напряженное состояние пласта с результатами этого состояния, выраженными геологически в комплексе элементов структурного парагенезиса. Такая классификация, учитывающая, естественно, и геометрические характеристики, кажется наиболее приемлемой для метаморфических пород и изучения в них последовательности складчатых деформаций, так как она не только позволяет использовать широкий набор структурных элементов для установления складок того или иного типа, но и помогает определять их синхронность или асинхронность с метаморфическим минералообразованием.

Мы рассмотрим только складки, образующиеся посредством продольного изгиба пластов и при ламинарном течении материала. Именно эти механизмы складкообразования наиболее действенны в метаморфических комплексах. Складки поперечного изгиба и штамповые складки вследствие их более редкого распространения и ограниченного значения при исследовании наложенных деформаций в данной книге не рассматриваются.

По особенностям внутренне-напряженного состояния выделяются четыре типа складок, объединенные в две группы: группа А — складки изгиба (типы I, II, III) и группа Б — складки ламинарного течения (тип IV).

Наиболее показательной характеристикой напряженного состояния в какой-либо части складки является вид и пространственное положение эллипсоида деформаций. При цилиндрической двумерной складчатой деформации элементарной додеформационной единицей является цилиндр C (рис. 32, а), который деформируется в сильно удлинённый эллиптический цилиндр \mathcal{E} с бесконечно вытянутыми осью B , параллельной шарниру, и плоскостями $T-T$ (плоскость растяжения) и $L-L$ (плоскость скольжения).⁵ Если деформация трехмерна, то эллиптический цилиндр \mathcal{E} распадается на множество трехосных эллипсоидов, линейно вытянутых в направлении, перпендикулярном шарниру (рис. 32, б). Уплощение эллипсоида совпадает с плоскостью TT , положение плоскости LL также сохраняется.

На крыльях сжатых складок группы А плоскости растяжения TT эллипсоидов располагаются в виде веера, открытого от ядра к замку складки (конвергентный веер). Они находятся под косыми двугранными углами к осевой плоскости складки и пересекаются с ней по линии, параллельной шарниру. При этом плоскости скольжения LL совпадают с плоскостью напластования.

⁵ Из множества осей и плоскостей эллипсоида деформаций здесь мы указываем только некоторые, используемые в дальнейшем тексте.

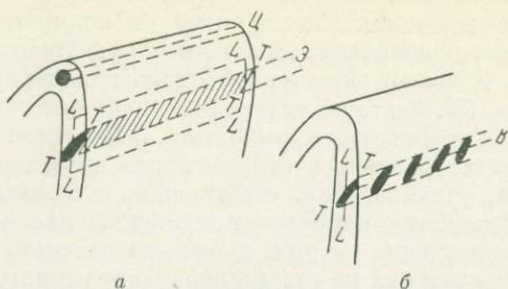


Рис. 32. Эллипсоиды деформаций в складках при двумерной (а) и трехмерной (б) деформациях.

Ц — элементарная додеформационная цилиндрическая ячейка; Э — эллиптический цилиндр; ТТ — плоскость растяжения; LL — плоскость скольжения; В — средняя ось эллипсоидов.

В реальных складках параллельно плоскостям растяжения ТТ располагаются сингенетические жилки, линзовидные минеральные агрегаты и линейно ориентированные минералы. Последние вытянуты в направлении, перпендикулярном шарниру. Верообразное положение плоскостей ТТ относительно осевой плоскости складки и субпараллельное положение плоскостей LL с плоскостями напластования было доказано также динамическим анализом микроструктурных ориентировок кальцита (Казиков, 1967, 1968б). Типы складок группы А различаются между собой динамическими условиями в области складчатого перегиба.

Складки группы Б образуются по законам деформации вязких жидкостей. При прогрессивном складчатом развитии в обстановке продольного сжатия слоев складки группы Б могут развиваться на основе ранее образованных складок группы А (Пата-лаха, 1969).

Складки изгиба при отсутствии деформации в области замка и ядра (тип I). Внутреннее напряженное состояние такой складки представлено на рис. 33, а. Сегмент с недеформированными и слабо деформированными кругами расширяется от ядра к замку. На крыльях круги деформируются в эллипсы, а пространственно — в эллипсоиды деформаций, которые в зоне медианной поверхности $m-m$ резко вытянуты и располагаются конвергентным веером. В направлении от медианной поверхности к перегибу складки эллипсоиды постепенно становятся более укороченными и своими длинными осями разворачиваются в веер, сходящийся к замку (дивергентный веер).

Такая картина ориентировки и вида эллипсоидов деформации в различных частях складки легко может быть получена при изгибе пачки листов бумаги, на торцевой части которой нарисованы круги. Математический расчет (Chapple, 1968, p. 60) полностью подтверждает установленную закономерность.

При изгибе пласта положение эллипсоида деформаций в различных его частях последовательно изменяется в зависимости от

степени сжатия (рис. 33, б). На начальных стадиях деформации, когда угол между крылом складки и первоначальным додеформационным положением пласта составляет $15-20^\circ$, плоскости растяжения TT эллипсоидов деформаций образуют веер, сходящийся к перегибу складки. При угле в 45° в зоне медианной поверхности плоскости TT эллипсоидов становятся в положение, параллельное осевой плоскости складки. При углах более 45° эллипсоиды деформаций на крыльях складки приобретают вид конвергентного веера. Зона такой ориентировки эллипсоидов на крыльях складки расширяется при увеличении степени сжатости складки.

Складки рассматриваемого типа были воспроизведены экспериментально на неслоистых глиняных образцах (рис. 33, в). На крыльях складчатого изгиба развивались сколы, параллельные поверхности образца. Область перегиба складки в соответствии с теорией оставалась недеформированной.

При складчатой деформации типа I происходит относительно свободное дифференциальное перемещение вещества в плоскостях, параллельных напластованию, посредством скольжения или течения. Вследствие этого пласт сохраняет параллельность кровли и подошвы, а его мощность остается примерно постоянной во всех частях складки. Таким образом, возникающие складчатые формы на основании их геометрии можно относить к параллельным складкам. Они наиболее эффективно проявляются при изгибах жестких (компонентных) пластов, залегающих внутри более податливого субстрата.

Среди складок этого типа можно выделить три разновидности. Первая из них образуется при скольжении слоев по плоскостям напластования в направлении к перегибам складок. В этом случае силы сцепления внутри слоев несоизмеримо больше, чем между слоями. Соответственно отличаются и напряжения. Возникающие складки относятся к истинно параллельным формам и называются *концентрическими* (рис. 33, г). В данном случае имеются в виду только те концентрические складки, которые не испытывают недостаточности пространства в ядре и его избытка в замке.⁶ Свободное скольжение в крыльях по плоскостям напластования в природных условиях ограничено, так как ему препятствуют соседние складчатые перегибы, в которых ни скольжение ни течение не проявляются. Следствием этого является локальное развитие концентрических складок в пакетах небольшой мощности, что устанавливается однозначно всеми исследователями (де Ситтер, 1960; Войновский-Кригер, 1966; Ramberg, 1963a; Turner, Weiss, 1963, и др.).

⁶ Вообще концентрические складки в литературе получили слишком широкую трактовку. Некоторые их особенности, как например упомянутая недостаточность пространства в ядре (де Ситтер, 1960, стр. 175), отвечают скорее типу II, чем рассматриваемому типу.

Складки второй разновидности образуются в условиях гомогенных напряжений как внутри пласта, так и на поверхностях напластования. Перемещение материала происходит при пластическом течении параллельно напластованию. Такие складки поэтому называют складками изгиба с течением. Они наиболее легко образуются при высокотемпературном метаморфизме, когда сила сцепления между частицами значительно снижается. К ним относятся многие крупные структуры докембрийских комплексов, птигматитовые складки и др. На рис. 33, *д* показан один из участков беломорской серии, где развиты складки изгиба с течением. Обращает внимание постоянная мощность пластов глиноземистых гнейсов, широкие зоны складчатых перегибов и субпараллельность пластов. Последнее, однако, не исключает возможностей дисгармоничности складок изгиба с течением, которые вдоль осевой плоскости могут постепенно выполаживаться или в противоположном направлении все более сжиматься.

Третья разновидность складок является как бы промежуточной между первыми двумя и связана со слоями, в которых напряжения внутри слоя превышают напряжения на его границах. Эти складки были названы складками изгиба со скольжением (Donath, 1962; Donath, Parker, 1964).

Главнейшими диагностическими признаками рассматриваемого типа складок можно считать:

- 1) приуроченность к жестким пластам;
- 2) более или менее постоянную мощность слоя в различных частях складки;
- 3) гомогенное строение замка и ядра;
- 4) следы скольжения (линейность, бороздчатость) на плоскостях напластования;
- 5) отсутствие или очень слабое развитие сланцеватости и кливажа осевой плоскости;
- 6) деформацию слоя в складки примерно одной длины волны.

Парагенезис структурных элементов, связанных со складками типа I, включает:

а. Сланцеватость, параллельную слоистости. В процессе метаморфизма эта сланцеватость все более подчеркивается. Роль сланцеватости или кливажа осевой плоскости в этих складках вследствие их слабого развития еще плохо изучена. По-видимому, для их проявления требуются какие-то особые условия. Одним из таких условий может быть субпараллельность плоскости растяжения эллипсоидов деформации на крыльях складки с осевой плоскостью складки, что достигается при угле между крыльями около 90° (рис. 33, *б*). В этой ситуации кливаж должен проявиться на крыльях складки и отсутствовать в зоне осевой плоскости. Одна из таких складок была описана П. Фурмарье (1939). Некоторые петрологи (Dieterich, 1969) допускают возникновение в кон-

центрических складках сланцеватости в виде конвергентного веера.

б. Линейность, развивающаяся на плоскостях напластования в направлении скольжения или течения пластов. Она может быть представлена как бугорчатостью или бороздчатостью, так, вероятно, и минеральной линейностью, ориентированными перпендикулярно шарниру. Так как в этих складках зона осевой плоскости свободна от деформаций, то линейность развивается только на крыльях, а по направлению к перегибам складок затухает и исчезает.

в. Будинаж- и муллион-структуры (де Ситтер, 1960, с. 184), возникающие в переслаивающихся породах разной жесткости. Будины и муллион-блоки жестких пород вытянуты параллельно шарниру и могут быть только на крыльях. Наиболее благоприятные положения сколов между блоками вытянуты субпараллельно веерному расположению эллипсоидов деформации (рис. 33, а, б). В условиях течения возможны явления роллинга с образованием цилиндрических блоков или синметаморфических агрегатов, вытянутых параллельно шарниру.

г. Трециноватость. Наиболее сильно развиты трещины параллельно слоистости (рис. 33, в, г, трещины *к*). Их нередко сопровождает или образуется самостоятельно веер трещин, открытый от ядра к замку складки (конвергентный веер).

д. Сингенетичные жилки. При продольном изгибе пластов со скольжением—течением параллельно плоскостям напластования образуется еще одна система трещин, наклоненных к ним первоначально под углом около 45° в виде конвергентного веера (рис. 33, в, трещины *с*). При дальнейшем прогрессирующем сжатии слоя эти трещины постепенно приобретают положение, все более близкое к перпендикулярному относительно осевой плоскости, и сигмоидальный профиль (Ramsay, 1967, р. 394; Лучицкий, Бондаренко, 1969) — рис. 33, е. Так как таким путем образуются только открытые трещины, то они по мере раскрытия заполняются сингенетичным легкоподвижным материалом (кварц, карбонат и др.).

Складки изгиба с зоной сжатия в ядре и с зоной растяжения в замке (тип II). Внутреннее напряженное состояние складок этого типа было детально выявлено на теоретических моделях деформируемого вязкого слоя, заключенного в субстрат еще большей вязкости (Dieterich, 1969, 1970; Dieterich, Carter, 1969). Были исследованы особенности ориентировки локальных направлений сжимающего стресса и эквивалентных им осей эллипсоида напряжений в различных частях складки в зависимости от степени сжатия слоя, от разницы в вязкости слоя и субстрата, от мощности слоя, начальной амплитуды изгиба, соотношения длины волны и мощности слоя. Рис. 34, а и б на примере сильно сжатых складок иллюстрируют две наиболее общие особенности внутреннего напряженного состояния складок этого типа — дифферен-

цированное строение перегиба складки с образованием зоны сжатия в ядре и зоны растяжения в замке и веерное расположение локальных направлений стресса и осей эллипсоида напряжений на крыльях складки. След этих направлений может быть сопоставлен со следом плоскостей растяжения TT .

Локальные направления, примерно соответствующие минимальному стрессу p_3 (рис. 34, а), на крыльях и в ядре складки располагаются субпараллельно осевой плоскости с небольшим веерным раскрытием к перегибу складки. В области замка они разворачиваются в «неестественное» положение, при котором p_3 оказываются субпараллельны направлению сжатия слоя. Эта зона и называется зоной растяжения. Ее границы условны, так как p_3 постепенно изменяют свою ориентировку в положение, перпендикулярное сжатию слоя. В ядерной части складки направления p_3 ориентированы параллельно осевой плоскости. Эта зона называется зоной сжатия. В осевой плоскости складчатого изгиба на границе зон сжатия и растяжения располагается единственная линия слоя, не испытывающая ни деформации, ни изменения напряжения (n , рис. 34, а). Эта линия получила название нейтральной линии. Нетрудно видеть, что она соответствует шарниру складки, который, таким образом, получает не только геометрическое, но и определенное физическое содержание. Подтверждение физической нейтральности этой линии мы находим в особенностях строения природных складок. Японскими петрологами (Naga, 1966a; Naga et al., 1968) было установлено, что зерна кварца по всему сечению складки, кроме зоны шарнира, анизотропны по форме и ориентированы в соответствии с ориентировкой локальных направлений стресса и осей эллипсоида напряжений. В зоне шарнира зерна кварца изотропны по форме или имеют статистически незначимую анизотропию.

Модель, отражающая ориентировку минимальной оси эллипсоида напряжений σ_3 (рис. 34, б), показывает характерное веерное расположение ее на крыльях складчатого изгиба. Зона сжатия сильно расширена в направлении к замку складки, а зона растяжения редуцирована до узкой полосы. На границе зоны сжатия и растяжения может быть выделен отрезок, параллельный границам слоя со свойствами нейтральной поверхности ($n-n$).

Исследование теоретических моделей показало, что ширина и длина зоны растяжения зависят от степени сжатия слоя (чем меньше угол между крыльями складки, тем больше размер зоны растяжения), от разницы вязкостей слоя и субстрата (чем больше разница вязкостей, тем больше размер зоны растяжения) и от мощности слоя (при равной разнице вязкостей слоя и субстрата относительные размеры зоны растяжения больше в слоях большей мощности). В экспериментах по деформации желатино-глицериновых слоев установлено, что зона растяжения появляется при наклоне крыльев слоя в $12-13^\circ$ по отношению к его положе-

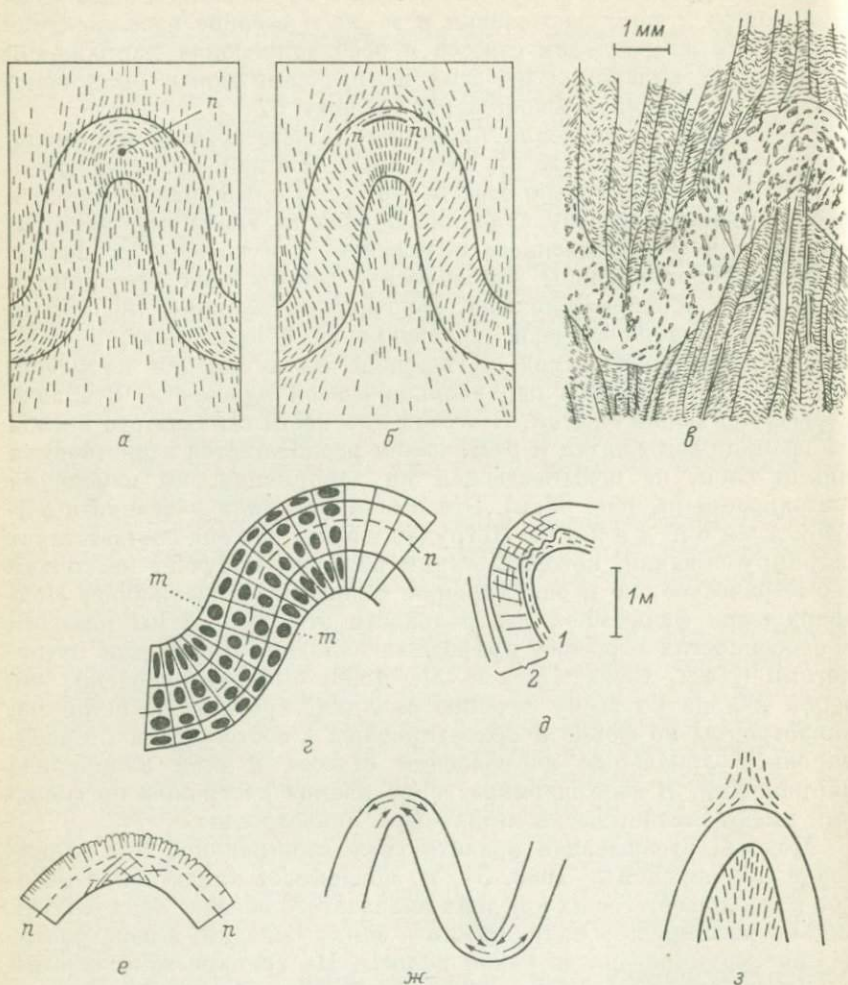


Рис. 34. Складки изгиба с зоной сжатия в ядре и с зоной растяжения в замке.

а — ориентировка p_2 в теоретической модели сильно сжатой складки (n — проекция нейтральной линии); б — ориентировка σ_3 в теоретической модели сильно сжатой складки ($n-n$ — проекция нейтральной поверхности); в — ориентировка пластинок мусковита и хлорита в различных частях природной складки; а, б, в — по Дитричу (Dieterich, 1969); г — напряженное состояние изогнутого бруса при отсутствии деформации (Ramsay, 1967, p. 398) в зоне медианной поверхности $m-m$ ($n-n$ — нейтральная поверхность); д — развитие мелких складок в зоне сжатия и пластовых трещин в зоне растяжения (1 — сланец, 2 — черный известняк, раховская свита Карпат, руч. Москва близ г. Рахова); е — трещины в зонах сжатия и растяжения ($n-n$ — нейтральная поверхность; Ramsay, 1967, p. 401); ж — профиль складок с уменьшенной мощностью пласта в зоне перегиба (стрелки показывают возможные направления миграции вещества); з — наиболее характерная ориентировка сланцеватости субстрата вблизи ядра и замка складки.

нию до начала деформации (Бондаренко, 1968; Бондаренко, Лучицкий, 1969; Лучицкий, Бондаренко, 1969). При увеличении наклона крыльев нейтральная поверхность смещается от замка к ядру и только при 30° достигает середины изгибаемого слоя. П. М. Бондаренко (1968) предполагает, что в геологических условиях при дополнительной загрузке сводовой части складки (вес перекрывающих отложений) угол первоначального наклона крыльев, при котором появляется зона растяжения, может значительно возрасти.

Факторы, влияющие на величину угла раскрытия веера локальных направлений стресса и осей эллипсоида напряжений, изучены слабо. Но, в частности, исходя из теоретического расчета (Dieterich, Carter, 1969, p. 137—139), можно предполагать, что с уменьшением мощности слоя угол раскрытия веера увеличивается.

Теоретически рассчитанная и экспериментально выявленная картина внутреннего напряженного состояния складок типа II (рис. 34, а, б) в природных объектах выражается в определенной ориентировке минералов по форме. Пластинки мусковита и хлорита на крыльях таких складок (рис. 34, в) расположены веерообразно относительно осевой плоскости, в ядре — параллельно осевой плоскости, а в замке — параллельно границе слоя. Так же ориентируются удлиненные зерна кварца (Hara, 1966a; Hara et al., 1968) и кальцита (Oyagi, 1965).

Рассмотренное выше внутренне-напряженное состояние слоя возникает при условии скольжения—течения по всему крылу складки, но такого скольжения—течения, при котором сила сцепления частиц значительна, и поэтому вместо недеформированной зоны перегиба, как в складках типа I, образуется зона сжатия в ядре и зона растяжения в замке. Другая разновидность складок типа II возникает в том случае, если скольжение—течение отсутствует в зоне медианной поверхности $m-m$ (рис. 34, г). В таких складках по всей длине слоя прослеживается нейтральная поверхность, которая вместе с медианной поверхностью делит все пространство складки на зоны сжатия и растяжения, а крылья не имеют автономной ориентировки осей или плоскостей эллипсоида напряжений.

Различные особенности напряженного состояния в зонах сжатия и растяжения имеют разные способы выражения в природных складках. Часто встречается случай, когда в ядре складки, в зоне сжатия, образуется серия более мелких складок (рис. 51, б). В зоне растяжения, в замке складки, пласт изгибается плавно, мелких складок нет. Осложнения в приведенном примере выражены только в пликативной форме. Сочетания пликативных и дизъюнктивных форм иллюстрируются рис. 34, д. В ядре складки, в зоне сжатия, пласт сланца со сланцеватостью, параллельной слоистости, заходит втёками в известняк. Сланцеватость деформируется и ломается, очерчивая мелкие складки в замке складки,

в зоне растяжения, известняки разбиты двумя системами трещинок, залеченных вторичным карбонатом — параллельно напластованию и параллельно осевой плоскости. В стороны от зоны растяжения, к крыльям складки, пластовые трещинки постепенно слабеют и исчезают, а вторая система трещинок приобретает веерное положение относительно осевой плоскости складки. Дизъюнктивные формы в области перегиба складки показаны на рис. 34, е. В зоне сжатия возникает система диагональных сколовых трещин, ориентированных под средними углами к осевой плоскости. В замке складки, в зоне растяжения, возникает система трещин растяжения, постепенно ослабевающих и исчезающих в направлении к крыльям складки. Такое расположение трещин или близкое к нему свойственно, например, разновидности концентрических складок, обнаруживающих недостаток пространства в ядре и его избыток в замке (де Ситтер, 1960, с. 175).

В породах, сложенных изометрическими минералами, таких, например, как мраморы или кварциты, особенности напряженного состояния в зонах сжатия и растяжения складок макроскопически во многих случаях не выражены. В карбонатных породах они могут быть распознаны динамическим анализом микроструктурных ориентировок (Казаков, 1967). Так, Д. Конел выявил, что в ядре складки известняков оси сжатия *S* кальцита ориентированы перпендикулярно осевой плоскости, а оси растяжения *T* — параллельно ей (Friedman, 1964, p. 501; Казаков, 1967, с. 23). В замке, наоборот, оси растяжения *T* перпендикулярны осевой плоскости, а оси сжатия *S* ей параллельны.

Главнейшими диагностическими особенностями складок типа II можно считать следующие.

1. Приуроченность складок к пластам средней жесткости, превышающей в большинстве случаев жесткость субстрата.

2. Гетерогенное строение ядра и замка; для ядра характерны дополнительные мелкие складки и диагональные трещины, для замка — явления растяжения, радиальные трещины растяжения и пластовые трещины.

3. Более или менее постоянная мощность слоя в крыльях складок.

4. В области перегиба складок мощность может быть различной по отношению к мощности в крыльях, это связано с действием тех же факторов, которые влияют на размеры зоны растяжения (см. с. 61). Среди них в данном случае главное значение имеет, вероятно, разница в жесткости слоя и заключающего его субстрата. В зависимости от этого можно выделить три подтипа складок.

Подтип Па. Жесткость слоя весьма существенно превышает жесткость субстрата. При изгибе слоя возникает зона растяжения значительных размеров. Происходит как бы уплощение замка с оттоком вещества в крылья. В зоне сжатия концентрация вещества увеличивается. Вследствие этого внешняя кривизна

изгиба имеет больший радиус, чем внутренняя кривизна, что приводит к уменьшению мощности пласта в перегибе складки (рис. 34, ж).

П о д т и п IIб. Разница в жесткости слоя и субстрата меньше, чем в предыдущем случае. Возможно метастабильное напряженное состояние без миграции вещества. Мощность слоя в перегибе складки равна мощности слоя в ее крыльях (рис. 34, в).

П о д т и п IIв. Разница в жесткости слоя и субстрата небольшая. Возникающая при изгибе слоя зона растяжения имеет незначительные размеры. Увеличение размеров зоны сжатия приводит к повышению концентрации вещества в области перегиба складки, что вызывает увеличение мощности здесь сравнительно с мощностью слоя на крыльях.

5. Следы скольжения (бороздчатость) на плоскостях напластования развиты слабо или отсутствуют.

6. Сланцеватость ориентирована неоднозначно в различных частях складки и ее ближайшем окружении. Общий характер сланцеватости хорошо отражается рис. 34, а, б, в. В ядерной части складки и на крыльях сланцеватость располагается в виде конвергентного веера. В замковой части она параллельна напластованию. В узкой зоне субстрата, прилегающей к замку, сланцеватость из положения, субпараллельного напластованию, переходит в веер, открытый к замку (дивергентный веер относительно складки).

Изучение геологических особенностей складок рассматриваемого типа находится еще в начальной стадии, поэтому о парагенезисе структурных элементов, связанных с этими складками, мы знаем мало. Он несомненно должен включать:

а. Сланцеватость сложной ориентировки, которая только что была описана. Если угол раскрытия веера небольшой, то сланцеватость вполне может быть принята за сланцеватость осевой плоскости. Отличия следует искать во встречном веере, который развивается в субстрате вблизи замка (рис. 34, з). Так как складки типа II возникают в слоях более жестких, чем субстрат, то сланцеватость в них во многих случаях может быть плохо выражена или вообще не заметна. Ориентировка сланцеватости в субстрате вблизи замка изогнутого слоя подскажет правильное решение.

б. Ориентированные микроструктуры. Слюда, удлиненные агрегаты или зерна кварца, кальцита и других минералов располагаются внутри слоя по траекториям направлений $\perp \sigma_1$ или $\perp p_1$ (рис. 34, а, б, в). Такой узор обнаруживается в сечении, перпендикулярном шарниру, и, имея только одно сечение, мы не в состоянии решить, имеют или нет зерна и агрегаты линейную ориентировку. Специальные исследования И. Хара ориентировки кварца по форме в трех взаимно перпендикулярных сечениях складки показали, что агрегаты кварца линейно вытянуты в плоскости ac в виде конвергентного веера (Hara, 1966a).

в. Трециноватость. Возможен полный конвергентный веер трещин; в центральной части веера трещины параллельны осевой плоскости. Дополнительные трещины: в замке — параллельные напластованию, в ядре — парные диагональные.

г. Сингенетические жилки. Любые из трещин, свойственных данному типу складок, могут быть минерализованы с образованием сингенетических жилок и линз.

Складки изгиба с однородной деформацией в области замка и ядра (тип Ш). Расчет теоретических моделей показал, что при уменьшении разницы в вязкости между деформируемым слоем и субстратом зона растяжения в замке складки редуцируется и исчезает (Dieterich, 1969, p. 161; Dieterich, Carter, 1969, p. 138). Плоскости растяжения TT эллипсоидов деформаций располагаются конвергентным веером (рис. 35, а). Этот характерный веер, распределяющийся по всему пространству деформированного слоя, находит разнообразное выражение в природных складках. В породах зеленосланцевой фации он может быть подчеркнут, например, кварцевыми, кварц-кальцитовыми синдеформационными жилками (рис. 35, б, в), в породах амфиболитовой фации — линзочками граната (рис. 35, г) или других минералов. Веерообразно нередко располагаются гальки и ооиды (Клоос, 1958б, с. 39), осевые плоскости мелких дочерних складок (рис. 47, б; Turner, Weiss, 1963, p. 189) или их шарниры (рис. 50; Zachrisson, 1964, p. 34). В породах зеленосланцевой фации метаморфизма отмечены также веерообразный кливаж (Schwan, 1963, p. 795; Ramsay, 1967, p. 404) и веерообразная полосчатость (Казаков, 1970б).

В складках пелитовых пород с веерным кливажем или сланцеватостью обычно наблюдается постепенное увеличение мощности слоев от крыльев складки к ее перегибу до максимальной мощности в зоне осевой плоскости. Если же разница в жесткости слоев значительна, то в слоях с меньшей жесткостью веер кливажа открыт от ядра к замку, а в слоях с большей жесткостью — от замка к ядру. Эти два обстоятельства, по мнению некоторых авторов (Williams, 1966; Ramsay, 1967, p. 403—404), указывают на значительную роль скольжения—течения по плоскостям кливажа в образовании рассматриваемых складок.

Увеличение мощности в зоне перегиба складки может быть достигнуто и при простом изгибе посредством отслоения пластов друг от друга с образованием седловидных полостей, которые заполняются жильным материалом (рис. 35, д, е). Такие полости получены экспериментально (Гзовский, 1963, с. 317; Белоусов, Гзовский, 1964, с. 70), а геологические примеры, среди которых немало важных в практическом отношении, многочисленны. Наиболее известен пример золоторудного месторождения Бендига в Австралии (Herman, 1923; де Ситтер, 1960, с. 193, и др.) — антиклиналь с седловидными рудными жилами прослежена горными выработками на глубину 1.5 км. Седловидные полости с гидротермально-рудной минерализацией выявлены и на других

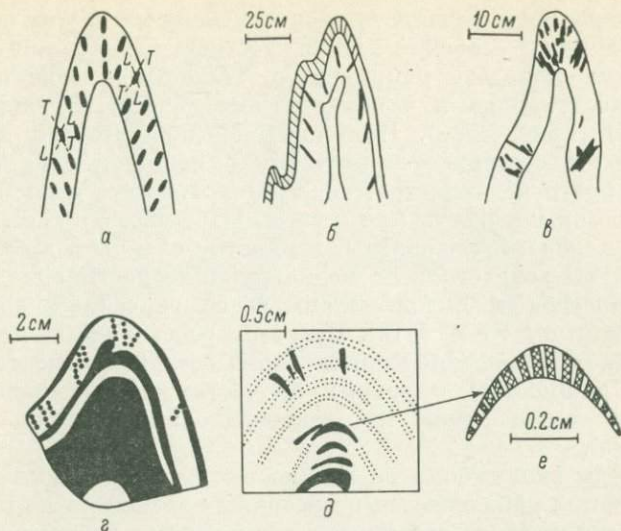


Рис. 35. Складки изгиба с однородной деформацией в области замка и ядра.

a — идеализированное веерное расположение эллипсоидов деформации в складке (*TT* — след плоскости растяжения, *LL* — след плоскости скольжения); *б, в* — веерное расположение кварц-кальцитовых синдеформационных жилков в известняках, мамская серия Северо-Байкальского нагорья, лев. берег р. Мамы, выше устья р. Довганит; *г* — веерное расположение пепочек граната в складке магнетитовых кварцитов, Оленегорское месторождение, Кольский полуостров; *д* — ядро складки известковистых филлитов (*вверху* — веерное расположение синдеформационных кальцитовых жилков, *внизу* — седловидные полости, заполненные вторичным кальцитом), раховская свита Карпат, нижнее течение руч. Москва, близ г. Рахова; *е* — веерное расположение кристаллов кальцита в линзовидной полости (деталь рис. 35, *д*).

рудных месторождениях (Лиз, 1935, с. 140; Белоусов, Гзовский, 1964, с. 67; Щерба, Паталаха, 1966, и др.). Н. В. Горлов описал седловидные пегматитовые жилы в перегибах антиклиналей пород беломорской серии (Методическое руководство. ., 1957, с. 259).

Отнесение складок, имеющих в перегибах седловидные синдеформационные минерализованные полости, к рассматриваемому типу может быть основано также на веерной ориентировке минералов внутри этих полостей (рис. 35, *е*), аналогичной вееру жилков (рис. 35, *д*), которые сами по себе могут быть заполнены агрегатом изометричных кристаллов (в данном случае кальцита).

Главными диагностическими признаками складок типа III можно считать следующие.

1. Проявление складок в пачках переслаивания с небольшой мощностью отдельных слоев и с небольшой разницей в их жесткости.

2. Веерное расположение относительно осевой плоскости складки сланцеватости—кливажа, а также плоскостных и линейных скоплений минералов и их агрегатов, жил и других сингенетических выделений.

3. Седловидные полости в перегибах складок, заполненные гидротермальным материалом.

4. Зависимость мощности слоя в различных частях складки от литологических особенностей и жесткости сминаемого пласта. В жестких породах, например в кварцитах, мощности слоя в крыльях складки и в области перегиба почти равны (п о д т и п IIIa, рис. 35, з). В породах средней степени жесткости, например в известковистых песчаниках, мощность слоя в крыльях складки почти не меняется, но резко возрастает непосредственно в зоне осевой плоскости (п о д т и п IIIб, рис. 35, в). В наименее жестких породах (алевролиты, глинистые сланцы и др.) мощность слоя плавно возрастает от медианной плоскости складки к области перегиба и имеет максимальное значение в зоне осевой плоскости (п о д т и п IIIв). При этом расстояние от подошвы до кровли слоя, измеренное параллельно осевой плоскости складки («осевой мощности») в разных ее частях, приближается к такому же, как в одной из разновидностей складок типа IV (см. далее).

5. Следы скольжения на плоскостях напластования не характерны, иногда наблюдаются на веерных плоскостях кливажа.

Парагенетическая ассоциация структурных элементов, связанных со складками типа III, объединяет:

а. Сланцеватость и кливаж веерной категории. Они наиболее характерны для пород зеленосланцевой фации и редки в породах амфиболитовой фации.

б. Линейность макро- и микромасштабов, представленную гальками, будинами, ооидами, лежащими в плоскостях веерного кливажа и вытянутыми в плоскости ac в направлении структурной оси a , под острым углом к ней на крыльях и параллельно ей в зоне осевой плоскости складки. Общее расположение линейности в сечении ac сопоставимо с расположением эллипсоидов деформации на рис. 35, а. Этому же правилу подчиняется линейность индивидуальных кристаллов (см., например: Заборовская и Марков, 1963; Naga et al., 1968). Кальцит, например, кроме веерной ориентировки по форме имеет также совпадающую с ней веерную ориентировку оптических осей (по наблюдениям автора в карбонатных породах мамской серии Северо-Байкальского нагорья и раховской свиты Карпат).

в. Трециноватость веерного типа, совпадающую с минерализованным кливажем или представляющую грубый неминерализованный кливаж, соответствующий кливажу разлома.

г. Сингенетические жилки, агрегаты, цепочки минералов, располагающиеся веером относительно осевой плоскости складки, и сингенетические минеральные заполнения седловидных полостей отслоения в зоне перегиба складки.

Складки ламинарного течения (тип IV). Это хорошо всем известные складки с кливажем—сланцеватостью осевой плоскости (рис. 16) и генетически связанные с ними разновидности. Ранее они назывались подобными складками (Van Hise, 1896; Ramsay, 1962a, 1967, и др.), складками скалывания (Schmidt,

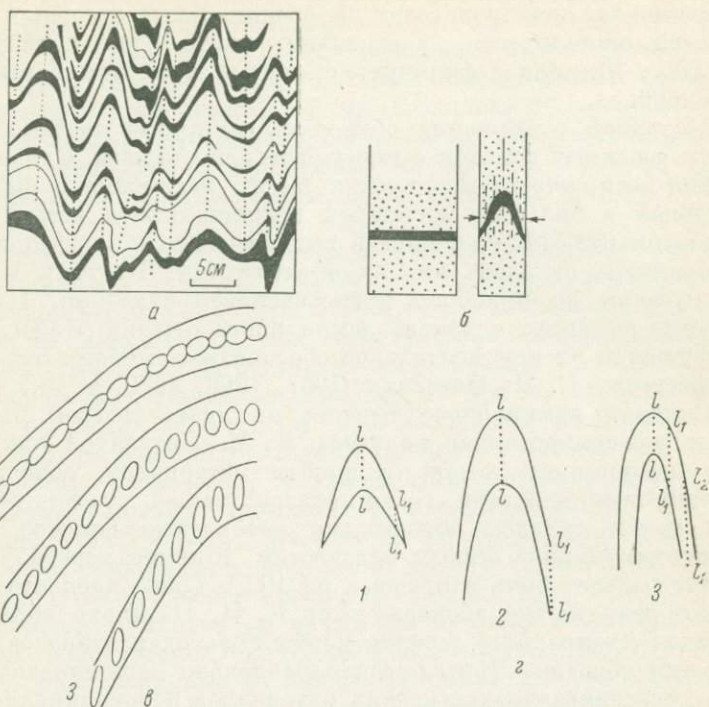


Рис. 36. Складки ламинарного течения.

a — зарисовка природного складчатого пакета (пунктир — следы осевых плоскостей); *b* — обобщенный результат экспериментов Е. И. Паталахи (1970 и др.) по получению складок ламинарного течения (слева — слой до деформации, справа — после деформации, короткие стрелки — направление сжатия, длинная стрелка — направление ламинарного течения); *c* — положение и вид эллипсоидов деформации в идеальной подобной синусоидальной складке (1 — начальная стадия, 2 — укорочение 20%, 3 — укорочение 50%, по Б. Хоббсу (Hobbs, 1971)); *d* — поперечные сечения природных складок ламинарного течения и вариации осевой мощности (1—3).

1932), квиважными складками (де Ситтер, 1960), пассивными складками (Donath, Parker, 1964). Мы принимаем определение, предложенное Э. Клоосом (1958a), так как оно наиболее точно отражает особенности складок, определяемые их геологией и экспериментальными данными.

В морфологическом отношении кроме квиважа осевой плоскости для складок рассматриваемого типа характерно геометрическое подобие слоев в направлении осевой плоскости и резкое увеличение мощности слоев в перегибе складки сравнительно с мощностью на крыльях (рис. 36, *a*). Объяснить эти особенности складок простым изгибом слоев невозможно. Был предложен механизм скалывания (Schmidt, 1932), который в последнее время был модернизирован в механизм скольжения—течения поперек слоев (Donath, Parker, 1964). В соответствии с этим механизмом предполагалось, что поперек напластования параллельно пло-

скостям кливажа происходят дифференциальные смещения тонких пластин-микролитов. Смещенные части слоя обрисовывают складку. Ширина деформируемой пачки при этом остается постоянной.

Механизм скалывания объясняет некоторые частные особенности реальных складок с геометрической стороны. Однако физические возможности проявления такого механизма в природных условиях в больших масштабах представляются весьма сомнительными (Эз, 1969), а многие геологические и морфологические особенности складок им не объясняются. Поэтому механизм скалывания не приобрел универсального значения. На смену ему был выдвинут механизм ламинарного течения (Клоос, 1958а), получивший экспериментальное обоснование в обстоятельных исследованиях Е. И. Паталахи (1967, 1968, 1970, и др.).

Складки ламинарного течения и кливаж осевой плоскости были экспериментально получены Е. И. Паталахой при движении ламинарного потока в пробах материалов, сопоставимых с вязкими жидкостями. Было показано также, что для образования таких складок обязательно необходимо боковое сжатие, перпендикулярное осевым плоскостям. Ширина первоначального сечения может быть сокращена на 100 и более процентов.

По результатам экспериментов Е. И. Паталахи образование складок ламинарного течения может быть охарактеризовано следующим образом. При сжатии параллельно напластованию сечения переслаивающихся вязких материалов перпендикулярно ему возникает ламинарный поток в сторону с меньшим давлением (в эксперименте край с отсутствующей стенкой; рис. 36, б). Вследствие разной величины внутреннего трения скорость ламинарного потока в разных частях сечения различна. Там, где она является наибольшей, возникает перегиб складки. Точки с наименьшей скоростью течения располагаются на медианной поверхности в крыльях зарождающейся складки. Плоскопараллельное ламинарное движение частиц вызывает образование кливажа. Слой, имеющий прямолинейные границы, преобразуется в сегмент с серповидным сечением (рис. 36, б).

В области складчатого перегиба сегмента мощность равна удвоенной мощности первоначального слоя и постепенно снижается к крыльям; до нуля уменьшается и осевая мощность. Из этого следуют три важных вывода: 1) первоначально плоскопараллельный слой преобразуется полностью; 2) в деформированном слое невозможно выделить пересечения, отвечающего по величине и направлению первоначальной мощности; 3) перемещение материала происходит по сложной компоненте в общем направлении ламинарного потока, но с дополнительным движением субпараллельно поверхности слоя. Деформированный таким образом слой можно назвать складкой только по традиции, имея в виду конечную форму, сходную с формой складок изгиба. В действительности никакого «складывания слоя» не происходит.

Е. И. Паталаха (1968) экспериментально воспроизвел также дополнительные складки ламинарного течения. Их наиболее яркой особенностью является резко неравная мощность крыльев (см. с. 99). На основании этого признака можно выделить побочную ветвь складок ламинарного течения. Складки с неравной мощностью крыльев в некоторых комплексах широко распространены, что, например, было установлено М. А. Гончаровым (1963) для восточного крыла Залаирского синклинория на Южном Урале.

Вследствие сложного характера перераспределения вещества при ламинарном течении графическое изображение внутренне-напряженного состояния слоя встречает значительные трудности. Для более простого случая геометрически подобных складок Б. Хоббс (Hobbs, 1971) рассчитал теоретически положение и вид эллипсоидов деформации по поперечному сечению складки в различных ее частях (рис. 36, в). При небольшом укорочении слоя эллипсоиды на крыльях складки уплощены в плоскости, близкой к плоскости слоистости, в складчатом перегибе деформация отсутствует. Картина напоминает начальные стадии изгиба складок типа I (рис. 33, б). При прогрессирующем укорочении слоя эллипсоиды деформаций постепенно разворачиваются в положение, параллельное осевой плоскости складки (рис. 36, в-з). Такую ориентировку эллипсоидов можно было также предполагать исходя из геологических наблюдений над сланцеватостью и линейностью. Однако данные Б. Хоббса не объясняют появление кливажа осевой плоскости в складках с очень пологими крыльями, отвечающими небольшому укорочению слоев, что нередко встречается в метаморфических комплексах.

В природных условиях складки ламинарного течения образуются в слоистых толщах преимущественно пелитового состава, имеющих небольшую разницу в жесткости отдельных слоев, так что толща, несмотря на анизотропию слоев, проявляет себя как складчато-гомогенная. Наиболее характерны сжатые и изоклинальные складки. Нередко они имеют большую протяженность с очень сильным (в десятки раз) превышением амплитуды складки над длиной волны.

Для складок ламинарного течения Г. Винн-Эдвардс (Wynne-Edwards, 1963) кливаж и сланцеватость считает необязательными. Действительно, они могут отсутствовать в некоторых типах пород, таких, например, как мраморы или кварциты. Но для пелитовых пород интенсивное развитие кливажа и сланцеватости, несомненно, нужно считать одной из их ярких особенностей. Нередко эти текстуры настолько затушевывают слоистость, что она либо наблюдается только в реликтовой форме (рис. 16, б, д), либо не обнаруживается совсем. На плоскостях кливажа и сланцеватости иногда можно наблюдать следы или признаки скольжения в виде бороздчатости, валиков, минеральной линейности, ориентированных в направлении структурно-кинематической оси *a*.

Мощность слоев в складках ламинарного течения по визуальной оценке уменьшается от перегиба к крыльям. Точное измерение мощности слоя в поперечном сечении таких складок невозможно, так как в полностью преобразованном ламинарным течением слое невозможно восстановить нормаль к кровле и подошве одновременно, особенно в золе, примыкающей к перегибу складки (рис. 36, 2). Параметром, математически более четким, является осевая мощность. По вариациям изменения осевой мощности в поперечных сечениях природных складок можно выделить три подтипа складок ламинарного течения.

Подтип IVа. В направлении от перегиба складки к крыльям осевая мощность постепенно уменьшается до нуля ($ll > l_1l_1$, рис. 36, 2-1). Это свойственно сжатым складкам с серповидным профилем, на крыльях которых пласти выклиниваются и разрываются (рис. 36, а). Такие же вариации получены в экспериментах Е. И. Паталахи (рис. 36, б).

Подтип IVб. Осевая мощность постоянна в любой части складки ($ll = l_1l_1$, рис. 36, 2-2). Кривизна нижней границы слоя точно такая же, как и кривизна верхней его границы, так что при наложении они геометрически полностью совмещаются. Постоянство осевой мощности считалось наиболее важной геометрической характеристикой подобных складок. При этом осевая мощность должна была равняться истинной мощности. Последнее экспериментально не подтвердилось (Паталаха, 1970).

Подтип IVв. В направлении от перегиба складки к крыльям осевая мощность постепенно увеличивается ($ll < l_1l_1 < l_2l_2$, рис. 36, 2-3). Это свойственно сильно сжатым и изоклинальным складкам, на заключительной стадии образования которых происходит сплющивание крыльев (Ramsay, 1962a).

Таким образом, в реальных природных складках параметр «осевая мощность» не является постоянным.

Складки рассматриваемого типа почти монополюбно приурочены к метаморфическим комплексам, но иногда они встречаются и в неметаморфизованных породах. Интересный пример такого рода описал К. Ягишита (Jagishita, 1971). В миоцен-плиоценовых отложениях одного из районов Японии были установлены складки оползания с амплитудой до 3 м, в которых наблюдались сланцеватость—кливаж осевой плоскости и линейность обломочных зерен. На основании микроскопического изучения автор доказывает, что сланцеватость осевой плоскости сформировалась за счет вращения плоскопараллельных обломочных зерен при сползании полужидкого осадка по пологому склону. При этом обломочные зерна длинными осями ориентировались по направлению движения, т. е. по структурно-кинематической оси a . Такие конседиментационные складки, вероятно, также могут присутствовать в метаморфических породах (в незначительном количестве), но задачи отличия их от синметаморфических складок такого же структурно-морфологического типа пока еще никто не ставил.

Парагенезис структурных элементов, связанных со складками типа IV, изучен достаточно полно. Для динамометаморфизованных пород низких ступеней метаморфизма он был выявлен и обобщен Е. И. Паталахой (1970, с. 67—69). В целом для метаморфических пород парагенетическая ассоциация структурных элементов должна включать:

а. Сланцеватость—кливаж, параллельные осевым плоскостям складок. Это основной ведущий структурный элемент, пронизывающий насквозь деформированную пачку слоев. Положение сланцеватости—кливажа определяет положение почти всех остальных структурных элементов.

б. Линейность. В высокометаморфизованных породах преобладающим развитием пользуется минеральная линейность как в монокристаллах, так и в агрегатах, ориентированная удлинением перпендикулярно шарнирам складок. Такой ориентировкой обладают, например, кристаллы амфиболов (Наяр, 1969; Devore, 1969). В низкометаморфизованных породах главное значение имеет бороздчатость такой же ориентировки на плоскостях сланцеватости—кливажа. В этих породах также встречаются пластичные и жесткие включения, представленные конкрециями, оолитами, гальками, обломками эффузивов, будинированными линейными фрагментами. Включения уплощены в плоскости сланцеватости—кливажа и вытянуты параллельно бороздчатости и минеральной линейности.

в. Трещиноватость. Преобладают трещины по сланцеватости—кливажу. Иногда можно наблюдать мелкие смещения пластинок-микролитонов по плоскостям кливажа (Хиллс, 1967; Ramsay, 1967), что собственно и послужило основанием для гипотезы скалывания. Однако во многих таких случаях складки имеют серповидный профиль с непостоянной осевой мощностью, что указывает на более позднее образование смещений, которые могут завершать процесс образования складки.

г. Сингенетические жилки. Наиболее характерны линзовидные кварцевые жилки, параллельные кливажу. В низкометаморфизованных породах, по данным Е. И. Паталахи (1970, с. 67—69), части жилы альпийского типа, поперечные кливажу и линейности.

Явления будинажа при образовании складок рассматриваемого типа развиты слабо, так как эти складки образуются в среде, индивидуальны слою которой по жесткости отличаются незначительно. В тех случаях, когда будинаж все же проявлен, более жесткий пласт будинируется как на крыльях складки, так и в ее замково-ядерной зоне, а будины уплощены параллельно осевой плоскости. Складка с такими особенностями будинажа отмечена С. Н. Кудриным (1971б).

Табл. 3, в которой обобщены данные по парагенезису структурных элементов, может быть полезна в диагностике природных складок. Для того чтобы отнести складки к тому или иному типу, необходимы наблюдения над ориентировкой структурных элемен-

Табл
Сводные данные по парагенезису структурных эле

Типы складок	Сланцеватость, кливаж	Линейность	Будинаж- и муллион-структуры	Трещины
Тип I — складки изгиба с отсутствием деформации в замке и ядре	Параллельные слоистости	Только на крыльях складки, \perp шарниру, параллельно слоистости	Блоки вытянуты параллельно оси <i>b</i> , возможно вращение блоков вокруг оси <i>b</i>	Параллельные слоистости, веерные (веер трещин открыт к замку, в сильно сжатых складках субперпендикулярны осевой плоскости)
Тип II — складки изгиба с зоной сжатия в ядре и с зоной растяжения в замке	На крыльях складки располагаются веером, в области замка — переходят в положение, параллельное слоистости	Сложная ориентировка, но \perp шарниру	Не изучены	На крыльях — веерные, в замке — параллельные слоистости, в ядре — диагональные
Тип III — складки изгиба с однородной деформацией в области замка и ядра	Веерного типа	Веерная, \perp шарниру, косо к слоистости	Блоки вытянуты параллельно линейности, вращение блоков не характерно	Веерные, параллельные кливажу; параллельные плоскостям отслоения

ица 3
ментов и мощности в различных типах складок

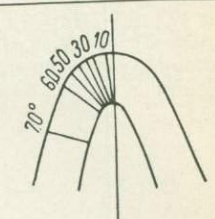
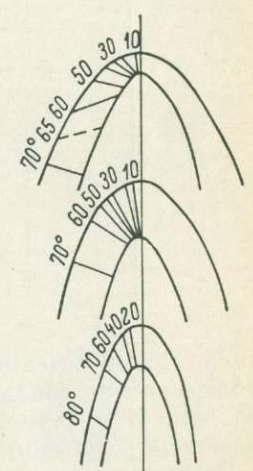
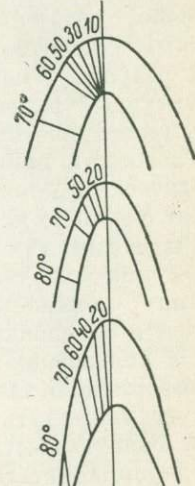
Синдеформационные жилки	Дополнительные складки	Мощность пластов, подтипы складок	Характерный профиль и положение изогон (см. стр. 82)
По трещинам, развиваются слабо и редко	Не характерны	Мощность примерно постоянна	
Наиболее характерны веерные	В ядре наиболее интенсивны, на крыльях — менее, в замке отсутствуют	Мощность постоянна на крыльях, в перегибе непостоянна: подтип IIa — мощность в перегибе складки меньше, чем на крыльях; подтип IIб — мощности в перегибе и на крыльях складки равны; подтип IIв — мощность в перегибе складки больше, чем на крыльях	
По трещинам обоих типов	Часты, обладают веерным расположением осевых плоскостей и шарниров	Мощность зависит от относительной жесткости слоев: подтип IIIa — мощность примерно постоянна; подтип IIIб — мощность на крыльях постоянна, в перегибе складки увеличена; подтип IIIв — мощность постепенно уменьшается от перегибов к крыльям	

Таблица 3 (продолжение)

Типы складок	Сланцеватость, кливаж	Линейность	Будинаж- и муллион-структуры	Трещины
Тип IV — складки ламинарного течения	Параллельные осевым плоскостям	По оси <i>a</i>	Не характерны	Параллельные сланцеватости и кливажу

тов по всему сечению складки, особенно в ее перегибе. Кроме наблюдений на обнажении, желательно брать шлифы из перегиба складки. В них можно увидеть многие детали, которые могут оказаться решающими при диагностике складок.

Значение отдельных структурных элементов для диагностики, конечно, различно. Например, сланцеватость является более важным элементом, чем трещины. Тем не менее наиболее уверенный результат может быть достигнут при изучении комплекса структурных элементов. Очень важные данные при этом может дать геометрический анализ складок (см. с. 129).

Сложность природных складок. Складки, свойственные метаморфическим комплексам, развиваются в гетерогенной среде и имеют сложную историю. Вследствие этого наряду со складками, отвечающими «чистым» типам, обычны вариации, сочетания, наложения складок, что создает в целом сложную складчатую картину. Сложность складчатого строения увеличивается с расширением исследований по разрезу или по площади.

На образование сочетаний различных типов складок или их трансформацию влияет много причин и обстоятельств. Среди них следует упомянуть следующие.

а. Разную жесткость слоев в пачке, подвергающейся складчатой деформации. При одних и тех же температурных условиях

Синдеформационные жилки	Дополнительные складки	Мощность пластов, подтипы складок	Характерный профиль и положение изогон (см. стр. 82)
Параллельные сланцеватости и кливажу	Обычны, осевые плоскости и шарниры совпадают с соответственными элементами главной складки	Первоначальная мощность не сохраняется. По параметру «осевая мощность» три подтипа: подтип IVa — осевая мощность уменьшается от перегиба к крыльям; подтип IVб — осевая мощность постоянна; подтип IVв — осевая мощность увеличивается от перегиба к крыльям	

в пределах деформируемой пачки одновременно могут возникать складки изгиба наиболее простого типа I (в более жестких пластах) и складки ламинарного течения (в наименее жестких пластах). Картина может быть еще более сложной в смежных пластах промежуточной жесткости (см. с. 88).

б. Изменение температуры и давления в процессе образования складки, которые могут оказывать существенное влияние (особенно температура) на изменение вязкости деформируемого пласта. Сейчас можно считать доказанным, что любая складка зарождается вначале как складка типа I концентрической разновидности. При последовательном повышении температуры и давления она может трансформироваться в складку любого другого типа. Все стадии развития складки фиксируются в ее геометрии, морфологии, в масштабах проявления и ориентировке структурных элементов. Стадии развития складки сменяют друг друга последовательно в пределах одного этапа деформаций.

в. Развитие явлений сплющивания, наступающего после предельно возможной складчатой деформации слоев. Сплющивание сильно изменяет как морфологию складок, так и внутреннее строение слоев.

Распространенность складок различных типов. Масштабы проявления (частота встречаемости и размеры) складок выделенных

нами типов в метаморфических комплексах различны, но их точная оценка связана с рядом трудностей. Использование геологических карт для этой цели мало эффективно, так как диагностику складок мы обычно производим по особенностям в их поперечном сечении, а на картах в подавляющем большинстве случаев получаем изображение складок в плане.

Кроме того, необходимы еще специальные данные по особенностям и ориентировке структурных элементов в этих складках. Типы складок II и III геологически вообще еще слабо изучены. Тем не менее можно сказать, что наиболее крупные структуры метаморфических комплексов представлены складками изгиба типа I. Это устанавливается для беломорской серии Балтийского щита, докембрийских комплексов Гренландии и других регионов. В разряде средних и мелких структур существенную роль приобретают складки ламинарного течения. Их совокупная значимость иногда определяется величиной первого порядка. Так, например, успенская зона смятия в Казахстане представляет собой гигантский пакет таких складок.

О распространенности складок различных типов в породах разных степеней метаморфизма и в неметаморфизованных породах можно привести следующие сведения. Первая оценка в этом плане была сделана Г. Винн-Эдвардсом (Wynne-Edwards, 1963), по мнению которого неметаморфизованным толщам свойственны концентрические складки изгиба (наш тип I), слабо метаморфизованным — складки с кливажем осевой плоскости (наш тип IV), а толщам с высокой степенью метаморфизма (высокотемпературная часть амфиболитовой фации, гранулитовая фация) — складки ламинарного течения без проявления кливажа.

Если рассматривать неметаморфизованные толщи монотонного, преимущественно карбонатного состава, не обладающие тонкой слоистостью, то, действительно, им свойственны почти исключительно складки изгиба типа I. К таким толщам, например, можно отнести верхнепалеозойские карбонатные толщи р. Чусовой на Урале или нижнемеловые карбонатные толщи северного склона Кавказа. Но оценка значительно осложняется, если рассматривать тонкослоистые ритмично-слоистые толщи. Во-первых, эти толщи принимаются за неметаморфизованные, тогда как в действительности в них наблюдается новообразованный серицит по сланцеватости, параллельной слоистости, новообразованный хлорит в цементе песчаников, перекристаллизованный сдвойникованный кальцит и комплекс синдеформационных жильных образований (кальцитовые и кварцевые жилки и линзы). Автор имел возможность в этом убедиться, изучая флишевые породы Раховского района в Закарпатье. Эти породы правильнее относить к слабометаморфизованным. Их метаморфизм в общем не превышает хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации с нижней границей, приближающейся к температурам диагенеза. Во-вторых, в таких толщах (Карпаты) на фоне крупных структур, линейных или

брахиформных, генетический тип которых в большинстве случаев остается, к сожалению, еще неясным, наблюдаются зоны интенсивного развития складок типов II, III и IV шириной до 2—3 км. Складки типа IV выступают в двух разновидностях: с кливажем—сланцеватостью, проникающим насквозь во все тело складки, или с грубым кливажем, сконцентрированным только в зоне осевой плоскости складки.

В зеленосланцевой фации зонально метаморфизованных комплексов, таких как мамская серия Северо-Байкальского нагорья или ладожская серия Балтийского щита, проявление складок различных типов находится в прямой зависимости от литологии пластов. Мощные пласты кристаллических известняков обычно сминаются в пологие складки типа I. В известняках и известковистых породах, находящихся в переслаивании с терригенными породами, развиваются складки типов II и III с комплексом веерных синдеформационных жилков. Превращение тонкозернистых пелитовых пород в сланцы сопровождается образованием складок ламинарного течения (тип IV). Так как последние породы широко развиты в зоне зеленосланцевой фации, то, вероятно, поэтому и складывается впечатление, что наиболее характерными складками слабометаморфизованных пород являются складки ламинарного течения.

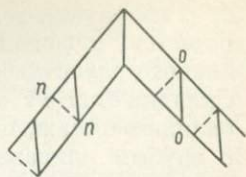
В породах амфиболитовой и гранулитовой фаций установлена ведущая роль складок изгиба типа I и складок ламинарного течения (тип IV). Возможность существования и масштабы развития складок изгиба типов II и III в этих фациях еще не изучены.

В приведенных данных о распространенности различных типов складок в разных фациях метаморфизма учитываются как синметаморфические, так и постметаморфические складки. К последним относится часть складок типа I.

Геометрия складок

Недостатки старого геометрического подхода. Еще со времен Ч. Ван-Хайза считалось, что параметру постоянной поперечной, принимаемой за истинную мощность в параллельных (концентрических) складках, может быть противопоставлен параметр постоянной осевой мощности в складках ламинарного течения. На этом до недавнего времени были основаны все теоретические расчеты, связанные с деформацией пласта в складку при тех или иных условиях. Числовая оценка роли изгиба и роли скальвания—течения параллельно осевой плоскости в реальных складках производилась также на базе этих параметров (Tobish, 1967, и др.). Однако, выяснилось, что такой простой подход не может охватить всю сложность геометрии природных складок, так как не учитывает многие их существенные особенности. В частности, мало было обращено внимания на следующие особенности.

Рис. 37. Шевроновая складка, в которой сохраняются постоянными как поперечная мощность $n-n$, так и осевая мощность $o-o$.



1. Существуют категории складок, на крыльях которых сохраняют постоянство как поперечная, так и осевая мощность. К таким складкам, например, относятся шевроновые складки с плоскими крыльями и резким изломом в ядре (рис. 37), которые могут быть отнесены к складкам изгиба типа I (рис. 33, б).

2. Измерение поперечной мощности в слоях, границы кровли и подошвы которых неконформны, прямыми способами восстановления нормалей невозможно, особенно в перегибах сжатых складок.

3. Экспериментальные данные показывают, что в складках ламинарного течения первичные мощности слоев не сохраняются.

4. При геометрических построениях не учитывается компонент течения вещества субпараллельно напластованию.

5. Среди складок ламинарного течения есть разновидности с непостоянной осевой мощностью в поперечном сечении складки.

6. Постоянство поперечной мощности свойственно складкам из группы складок изгиба (I, II, III), но среди них встречаются и разновидности с непостоянной поперечной мощностью (в типах II и III).

7. Среди складок изгиба установлены складки с профилем, близким к профилю складок ламинарного течения (в типах II и III).

8. Расстояние в слое по направлению осевой мощности зависит от многих факторов — от формы складки, кривизны ее крыльев, конформности или дисконформности подошвы и кровли, от сложности истории развития складки и т. д.

Исследование геометрии складок по методике Дж. Рамсея. Недостатки старого геометрического подхода устранены в новой методике геометрического анализа элементарных индивидуальных складок, предложенной Дж. Рамсеем (Ramsay, 1967, p. 359—372). Во-первых, геометрия складки может быть исследована независимо от того, сохранилась в процессе деформации первоначальная истинная мощность или нет. Во-вторых, вместо поперечной мощности, достаточно произвольно определяемой в непараллельных складках, вводится точный параметр — кратчайшее расстояние между двумя касательными к внешней и внутренней границам пласта одинаковой кривизны (t_α на рис. 38, а). В-третьих, изменяется содержание термина «осевая мощность». Вместо расстояния от одной до другой границы пласта параллельно осевой плоскости, которое может быть очень большим, сопоставимым с амплитудой (например, в изоклинальных складках) и потому плохо контролируемым, принимается расстояние параллельно

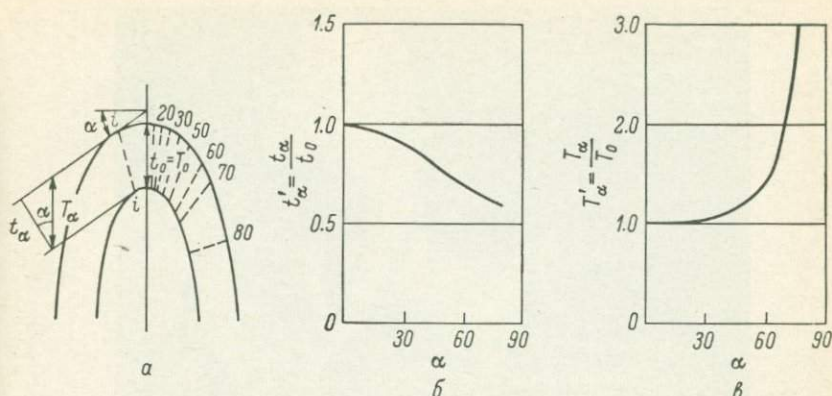


Рис. 38. Геометрический анализ складки. По Дж. Рамсею (Ramsay, 1967).

а — основные параметры (пунктирные линии — изогоны); б — график коэффициента t'_α ; е — график коэффициента T'_α .

осевой плоскости между упомянутыми касательными (T_α). Выгода выделения параметра T_α состоит также еще и в том, что он связан с t_α через угол α (угол между касательной и нормалью к осевой плоскости складки) простым соотношением: $t_\alpha = T_\alpha \cos \alpha$. За исходное принимается также расстояние между границами пласта точно по осевой плоскости ($t_0 = T_0$).

Геометрические особенности складки могут быть выражены графически посредством коэффициентов

$$t'_\alpha = \frac{t_\alpha}{t_0} \quad \text{и} \quad T'_\alpha = \frac{T_\alpha}{T_0},$$

где t'_α — коэффициент поперечной мощности, определяющий ее пропорциональные изменения по складке при различных значениях угла α ; T'_α — коэффициент осевой мощности. Возможные вариации α — от 0 до 90° . Значения коэффициентов t'_α и T'_α вычисляются для точек касания на поперечном сечении складки. Градусные интервалы α определяются в зависимости от профиля складки. В общем случае придерживаются интервалов через $\alpha = 10^\circ$. В сильно сжатых складках нередко приходится начинать расчет с $\alpha = 30^\circ$ (рис. 42). Затем составляются графики (рис. 38, б, е). Значения t'_α и T'_α откладываются по оси ординат, а угол α — по оси абсцисс. Вариации коэффициентов t'_α и T'_α выражаются на графиках в виде непрерывной кривой. При очень сложном профиле складок и специальным их тщательном исследовании возникает необходимость в составлении графиков для производных $\frac{dt'_\alpha}{d\alpha}$, $\frac{d^2t'_\alpha}{d\alpha^2}$ и др. Эти сложные случаи далее не рассматриваются.

Таким образом, для геометрической характеристики складок необходимы следующие исходные данные: t_α и T_α при разных значениях угла α , $t_0 = T_0$. Эти данные могут быть получены для

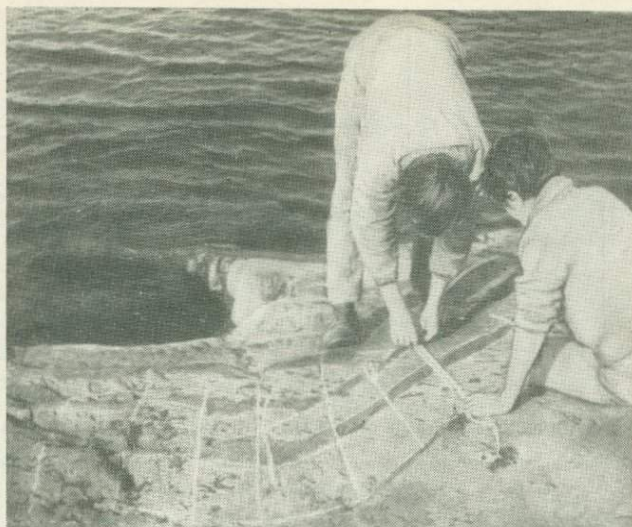


Рис. 39. Графическая обработка складки на обнажении.

крупных структур геометрическим анализом их профиля на геологической карте, для мезоструктур, видимых в обнажениях, — анализом на фотографиях или непосредственно на складках (рис. 39), для мелких структур масштаба образцов и микроструктур, видимых в шлифах, — анализом на фотографиях и точных зарисовках. При этом очень важно, чтобы профиль границ пластов, деформированных в складку, был обрисован с наиболее возможной точностью. Геометрический анализ в принципе может быть выполнен в любом сечении складки. Однако для удобства сравнения полученных результатов принято использовать поперечные сечения, перпендикулярные шарниру. В этих сечениях анатомия складки проявляется наиболее рельефно. Особенно об этом следует помнить при выборе для геометрического анализа крупных структур, изображаемых на геологических картах. Могут быть использованы только структуры с вертикальными шарнирами, которые, кстати говоря, встречаются не очень часто. Структуры, построенные на вертикальных разрезах, для выбранного нами исследования не подходят.

Можно рекомендовать следующий порядок работы (рис. 38, а).

1. По вычерченному профилю складки отмечается след осевой плоскости и на нем выделяется отрезок $t_0 = T_0$ между внешней и внутренней дугой.

2. При избранном угле α проводятся две касательные — к внешней и внутренней дуге, и графически определяются расстояния t_α и T_α между ними. Соединив точки касания касательных линий с внешней и внутренней дугой, получим так называемую *изогону* ($i-i$, рис. 38, а).

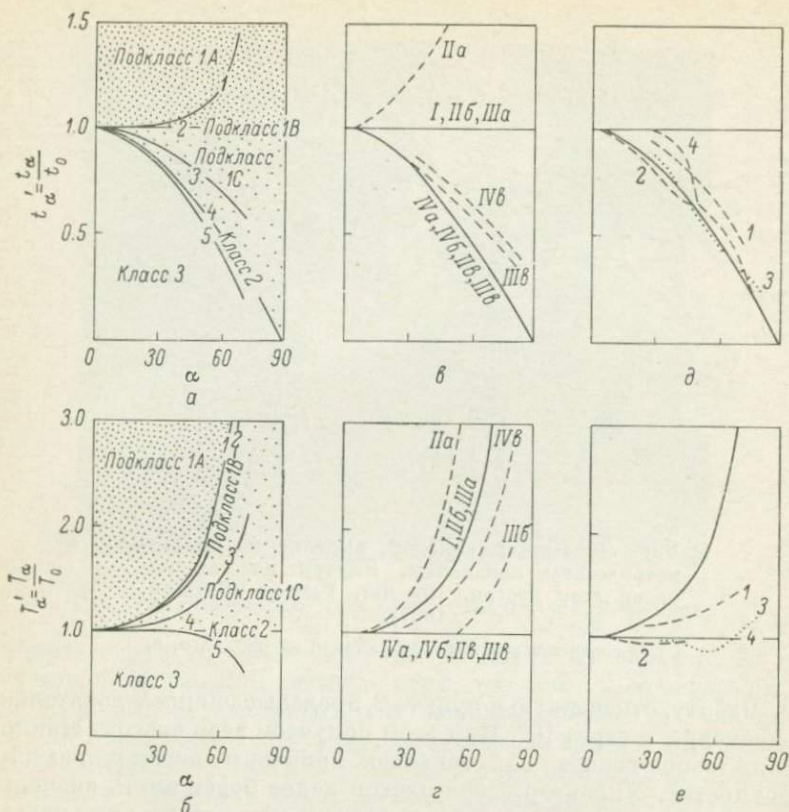


Рис. 41. Графики коэффициентов t'_α и T'_α .

а, б — поля и линии, отвечающие классам и подклассам геометрической классификации Дж. Рамсея (Ramsay, 1967); в, г — графики, соответствующие типам и подтипам складок, принятым в данной книге, профили и обозначения подтипов складок см. в табл. 3; д, е — графики природных складок ладожской серии Балтийского щита, номера складок соответствуют номерам на рис. 42.

Характерные представители этих классов изображены на рис. 40. Все другие складки более сложного профиля можно представить себе как комбинации этих трех классов.

Складки класса 1 обладают изогонами, сходящимися от внешней дуги к внутренней (конвергентный веер). $T'_\alpha > 1$. Эти складки могут быть разделены на три подкласса:

1) подкласс 1А — складки с сильной конвергентностью изогон, t_α всегда больше t_0 , а $t'_\alpha > 1$; изогоны всегда делают угол с осевой поверхностью больший, чем α ;

2) подкласс 1В — параллельные складки, поперечная мощность сохраняется, $t_\alpha = t_0$, $t'_\alpha = 1$; изогоны всегда перпендикулярны поверхностям складчатого слоя и сходятся к осевой плоскости под углом α ;

3) подкласс 1С — складки со слабой конвергентностью изогон, t_α всегда меньше t_0 , $t'_\alpha < 1$, но больше, чем $\cos \alpha$; изогоны

сходятся к осевой поверхности складки под углом меньшим, чем α .

В складках класса 2 изогоны параллельны. Геометрически это истинно подобные складки, $T'_\alpha = 1$, t_α меньше t_0 , $t'_\alpha = \cos \alpha$.

В складках класса 3 изогоны расходятся в направлении от внешней к внутренней дуге (дивергентный веер), $T'_\alpha < 1$, t_α меньше t_0 , $t'_\alpha > 0$, но меньше, чем $\cos \alpha$.

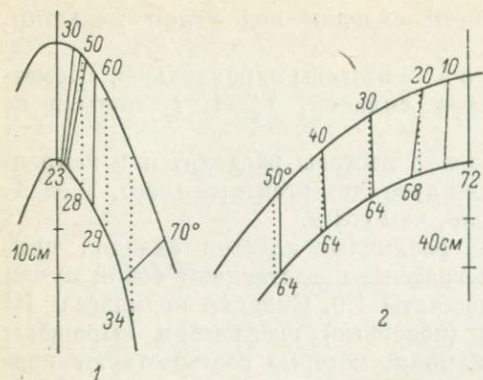
Графики значений t'_α и T'_α различных классов складок приведены на рис. 41, а, б. Оба графика представляют собой пучки кривых, расходящихся от ординаты 1.0. Складки подкласса IV (параллельные) и класса 2 (подобные) графически выражены линиями, разделяющими три поля, которые соответствуют подклассу IA (поле с густой точечной штриховкой) и классу 3 (белое поле). В пределах этих полей будут располагаться кривые конкретных складок с сохранением тенденции к субпараллельности линиям пучка. Кривые складок 1, 3 и 5 представляют собой кривые частных складок, изображенных на рис. 40. Вследствие веерного характера пучков кривых определения принадлежности исследуемой складки к тому или иному классу или подклассу при низких значениях α (до 20—30°) очень ненадежно. Наиболее твердые данные можно получить используя интервал $\alpha = 30—90^\circ$.

Положение и роль параллельных и подобных складок в геометрической классификации Дж. Рамсея показывают, что они являются только двумя уникальными типами в целом поле возможных геометрических моделей.

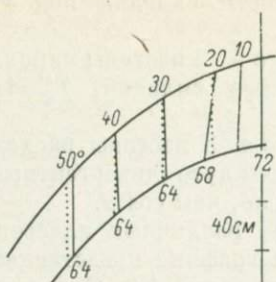
Соотношения между классами и подклассами геометрической классификации Дж. Рамсея и типами и подтипами, выделяемыми по особенностям внутренне-напряженного состояния, как это принято в настоящей книге, могут быть также проиллюстрированы на графиках t'_α и T'_α (рис. 41, в, г). Профили складок разных подтипов, послужившие основой для расчетов, приведены в табл. 3. Сравнение показывает следующие особенности.

1. Складки всех категорий обеих классификаций имеют аналог, за исключением складок класса 3 Дж. Рамсея с дивергентным веером (рис. 40, складка 5). Внутренне-напряженное состояние таких складок изучено слабо, а их распространение в природе ограничено. Вероятно, к ним могут быть отнесены складки в мягких пластах, залегающих между более жесткими пластами, с веером кливажа—сланцеватости, открытым от замка к ядру (с. 90).

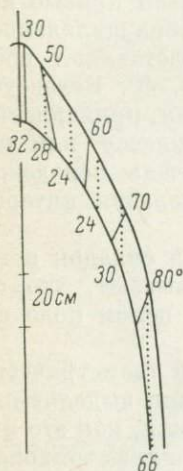
2. В подкласс IV Дж. Рамсея (параллельные складки) попадают три наших подтипа (I, IIб, IIIа), а в класс 2 даже четыре (IIв, IIIв, IVа, IVб). Объясняется это простыми причинами. Если подтипы I и IVб отвечают теоретически идеальной геометрии, то все подтипы складок изгиба (IIб, IIв, IIIа, IIIв) геометрически оценены только приближенно. Дальнейшее изучение складок



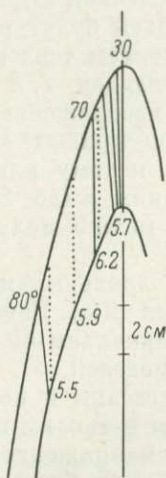
1



2



3



4

Рис. 42. Профили складок ладожской серии Балтийского щита. Западное побережье п-ова Хунукка, северный шхерный район Ладожского озера.

Вверх сплошных линий — изогоны, градусы соответствуют углу α (угол падения крыла относительно нормали к осевой плоскости); пунктирные линии — расстояние (в см), параллельное осевой плоскости (осевая мощность).

изгиба, близких по геометрии к стандартным классам, несомненно, выявит специфические кривые для каждого подтипа.

3. Тип IV оказался геометрически неоднородным. Подтип IVа, объединяющий серповидные складки, как наблюдаемые в природе, так и полученные экспериментально, отвечает подобным складкам (класс 2), как и теоретический подтип IVб. С другой стороны, подтип IVв (складки ламинарного течения со

слабо конвергентным веером изогон) геометрически близок к складкам изгиба подтипа IIIб, для которых характерна постоянная мощность на крыльях и увеличенная в перегибе складки. Подтипы IVв и IIIб соответствуют подклассу IC Дж. Рамсея.

4. Подтип складок изгиба IIIа (мощность в перегибе меньше, чем на крыльях) геометрически четко отвечает складкам подкласса IA Дж. Рамсея.

Примеры геометрического анализа природных складок. Мы рассмотрим некоторые складки ладожской серии Балтийского щита, профили которых представлены на рис. 42, а графики коэффициентов t'_α и T'_α — на рис. 41, д, е. Складки обнажаются в силлиманитовой зоне амфиболитовой фации без явлений ультраметаморфизма. По совокупности структурных элементов все складки принадлежат к складкам ламинарного течения (тип IV). Интенсивно проявлена сланцеватость, параллельная осевым плоскостям.

Складка 1 (обн. 2100, рис. 42, 1). Осевая мощность от перегиба к крылу увеличивается, что позволяет отнести складку к подтипу IVв. Веер изогон в области перегиба складки слабо конвергентный, характерный для складок подкласса IC Дж. Рамсея. Графики коэффициентов t'_α и T'_α , действительно, располагаются в поле складок IC. Кривые изгибаются плавно, что указывает на простой, стандартный тип складки.

Складка 2 (обн. 2101, рис. 42, 2). Осевая мощность на отрезке от осевой плоскости до изогон 30° уменьшается, а затем становится постоянной. Первый отрезок соответствует подтипу IVа, а остальная часть — подтипу IVб. Так как оба подтипа имеют одинаковый характер кривых, то мы обозначим данный случай как IVа-б. Изогоны субпараллельны осевой плоскости. По этим признакам складка должна относиться к классу 2 Дж. Рамсея. Графики коэффициентов t'_α и T'_α (рис. 41, д, е), действительно, почти совпадают со стандартными линиями класса 2. Эта складка поучительна в том отношении, что, имея пологие крылья и не очень ощутимую разницу в поперечной мощности, может быть принята за складку изгиба. Геометрический анализ не подтверждает такого предположения. Уменьшение осевой мощности на отрезке от осевой плоскости до изогон 30° может объясняться большей скоростью ламинарного потока здесь сравнительно с крыльями.

Складка 3 (обн. 2100, рис. 42, 3). Осевая мощность на отрезке от осевой плоскости до изогон 60° уменьшается, а затем увеличивается. Ориентировка изогон на первом отрезке непостоянна, но с намечающейся тенденцией к параллельности осевой плоскости. На остающемся отрезке крыла изогон 70° и 80° имеют конвергентную ориентировку. Графики коэффициентов t'_α и T'_α в значениях $\alpha=30-70^\circ$ проходят вблизи стандартной линии, отвечающей классу 2 (наш подтип IVа-б), субпараллельно ей, а затем пересекают эту линию и уходят в поле класса 1 С (наш подтип IVв). Таким образом, по нескольким геометрическим характеристикам складка обнаруживает сложное строение. Ее часть, прилежащая к осевой плоскости, развивалась по типу IVа-б, а крыло — по типу IVв.

Складка 4 (обн. 2114, один из о-ов Ниерислуодот, рис. 42, 4). Осевая мощность на отрезке от осевой плоскости до изогон 70° увеличивается, а затем уменьшается. На первом отрезке изогон образуют слабо конвергентный веер. Значения коэффициента T'_α (рис. 41, е) примерно соответствуют стандартной прямой класса 2 Дж. Рамсея, но кривая коэффициента t'_α имеет несколько иной характер. Начинаясь на прямой, отвечающей параллельным складкам (подкласс IB Дж. Рамсея), она проходит через поле подкласса IC и, постепенно сближаясь со стандартной линией класса 2, сливается с ней при $\alpha=70^\circ$. По этим особенностям часть складки, прилежащая к осевой плоскости, может быть отнесена к типу IVв, а крыло — к типу IVа-б.

Расчленение складки на части, соответствующие разным типам, может быть, таким образом, произведено по следующим геометрическим признакам:

1) по изменениям значений осевой мощности от ее осевой плоскости к крыльям;⁷

2) по характеру веера изогон (конвергентный, параллельный, дивергентный);

3) по пересечению кривыми коэффициентов t'_x и T'_y стандартных линий графиков типа рис. 41, отвечающих параллельным и подобным складкам.

Части складки с геометрическими характеристиками разных типов отвечают стадиям ее образования, причем в области, прилегающей к осевой плоскости, фиксируется ранняя стадия, а на крыльях — более поздняя. Так, складка 3 начала развиваться как подобная складка типа IVa-б, а закончила свое развитие как складка типа IVв с прогрессивно нарастающей осевой мощностью. Последняя стадия может быть связана с интенсивным сплющиванием. Складка 4, наоборот, начала свою эволюцию как складка типа IVв, а закончила ее в условиях подобной складчатости типа IVa-б.

Некоторые сведения о применении методики Дж. Рамсея к анализу конкретных природных складок можно найти также в статьях О. Тобиша и Л. Гловера (Tobish, Glover, 1971), П. Хадлстона (Hudleston, 1973a, 1973б).

Влияние жесткости слоев на морфологию, внутреннее строение и размеры складок

В течение одного акта деформации может возникать большое разнообразие складчатых форм по их размерам, морфологии и внутреннему строению, которое связано с физическими свойствами деформируемых слоев. Вероятно, самым важным из этих свойств является жесткость (компетентность) слоев.

Можно различать общую относительную жесткость слоя или пачки и контрастность (разницу) в жесткости смежных пластов. Применение термина «степень жесткости» к горным породам предполагает, что они по своему физическому состоянию в процессе деформации в метаморфических условиях в той или иной степени могут быть сопоставлены с ньютоновскими жидкостями. Значение, противоположное жесткости, имеет податливость, которая физически может характеризоваться вязкостью. Так как коэффициент Пуассона увеличивается от веществ, близких к идеально твердым телам, к веществам, близким к идеальным

⁷ Этот признак мы вводим в дополнение к признакам, вытекающим из методики Дж. Рамсея.

жидкостям, то в этом же направлении вязкость будет возрастать, а в противоположном — убывать.⁸

Влияние жесткости слоев на проявление складок различных типов. Давно было замечено, что пласты жестких пород имеют тенденцию сминаться в складки типа концентрических, а пласты податливых пород — в складки типа подобных. Это верное наблюдение нашло отражение и в новейших классификациях складок (Donath, Parker, 1964). Если мы обратимся к картине внутренне-напряженного состояния складок (с. 56—71), то также увидим, что выделенные нами типы складок располагаются в ряд по снижению общей жесткости — типы I—II—III—IV. Но на фоне этого снижения общей жесткости уменьшается и разница в контрастности смежных слоев. Соответственно с последним изменяются особенности и ориентировка структурных элементов, входящих в структурный парагенезис (табл. 3). В ряду I—II—III—IV сланцеватость, кливаж и линейность от положения, параллельного слоистости, через веерное положение переходят в ориентировку параллельно осевым плоскостям складок. Примерно такие же закономерности отмечаются для трещин, синдеформационных жилков и дополнительных мелких складок.

Степень контрастности в жесткости (или вязкости) пород может быть оценена посредством сравнения их состава. Так, например, система из слоев, обогащенных кварцем, и пелитовых пород, их включающих, обладает большой степенью контрастности. Контрастность системы из тех же кварцевых слоев и псаммитовых пород ниже, чем предыдущей. Если же псаммитовые слои включены в пелитовый субстрат, то контрастность такой системы наиболее низкая из сравниваемых. Пользуясь такими системами, группа японских исследователей (Naga et al., 1968) провела очень кропотливое исследование внутреннего строения складок, образованных жестким слоем данной системы. На основании ориентировки зерен кварца по форме в различных частях складок был выявлен узор, отвечающий внутренне-напряженному состоянию складок (рис. 43) и установлена полная постепенность переходов между складками типов II и III по нашей классификации, проходящая на фоне снижения контрастности в вязкости смежных пород.

Разновидность типа II (рис. 43, 1; рис. 34, а) характеризуется тем, что нейтральная ось располагается в средней части перегиба складки или вблизи него, а ориентировка кварца по форме, подчеркивающая картину внутренне-напряженного состояния, устанавливается только для замка и ядра складки. Со снижением контрастности в вязкости пород нейтральная ось смещается на внешнюю часть складчатого перегиба (рис. 43, 2), ориентировка

⁸ Направление нарастания вязкости приходится подчеркнуть, так как в литературе, особенно в геологической, нередко встречается неправильная трактовка, т. е. противоположная.

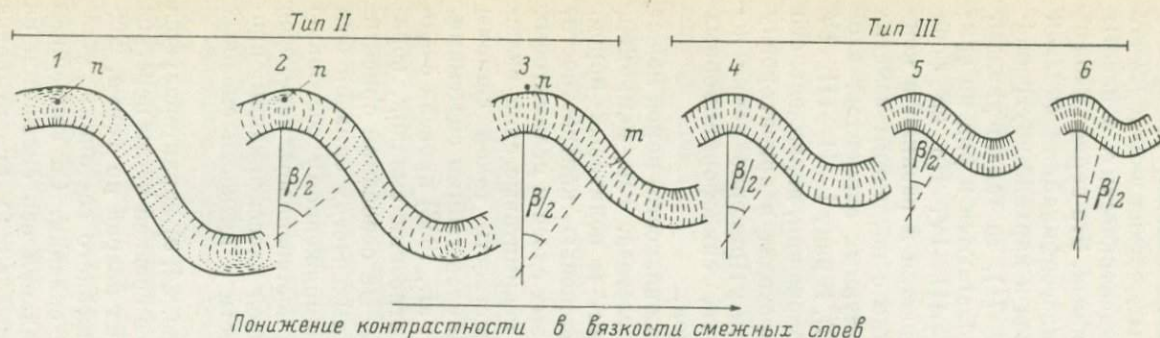


Рис. 43. Схематическая диаграмма, показывающая последовательное изменение напряжений с понижением контрастности в вязкости смежных слоев в складках типов II и III. По И. Хара и др. (Naga et al., 1968) с изменениями; обозначения типов складок соответствуют принятым в данной книге.

Штриховой пунктир — удлинение зерен кварца, соответствующее следу плоскости эллипсоида деформаций АВ; точечный пунктир — участки изотропного по форме кварца, статистическая анизотропия отсутствует; β — угол раскрытия веера плоскости АВ; n — нейтральная ось; m — участок medianной зоны.

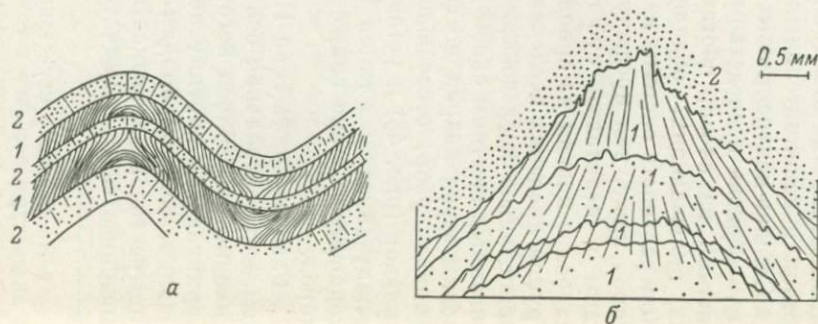


Рис. 44. Сланцеватость пластичных слоев, залегающих между более жесткими слоями.

a — обобщенный профиль мелких складок в псаммито-пелитовых породах формации Кочсфиорд, п-ов Варангер, Сев. Норвегия, по Д. Робертсу (Roberts, 1971); b — ядерная часть складки псаммито-пелитовых пород из серии Самбагава, Центральная Япония, зарисовка с фотографии И. Хара (Naga, 1966b). 1 — пластичные слои; 2 — жесткие слои.

кварца по форме наблюдается уже по всему складчатому перегибу и на значительной части крыльев. При дальнейшем снижении контрастности нейтральная ось как бы уходит за пределы слоя в субстрат (рис. 43, 3), изоморфный кварц наблюдается только во внешней части замка и в небольшом участке медианной зоны крыла. С понижением контрастности в пределах типа III (последовательные стадии представлены на рис. 43, 4—6) ориентировка кварца по форме свойственна всему телу складки, веер, образованный плоскостями *AB* эллипсоида деформаций и представленный до этого кривыми линиями, постепенно распрямляется, а угол его раскрытия (β) уменьшается. Дальнейшее понижение контрастности неминуемо должно привести к складкам ламинарного течения типа IV, в которых угол $\beta \rightarrow 0$.

Влияние пластичности пород на ориентировку кливажа—сланцеватости в складках. Обычно подразумевается, что однообразный в целом кливаж осевой плоскости или конвергентный веерный кливаж развиваются в некотором среднем типе пород, где разница в жесткости не имеет существенного значения. Если говорить точнее, то это будут в общем породы высокой пластичности. В данном случае, впрочем, не столько важна сама по себе степень пластичности, как существенно обстоятельство — возможно ли при метаморфизме такой породы образование пластинчатых, преимущественно слюдястых минералов или нет. Если синхронно со складчатой деформацией эти минералы образуются, то в породе возникнут интенсивные кливаж или сланцеватость. Такие особенности свойственны породам из пелитовой группы. Если же состав породы таков, что слюдястые минералы при метаморфизме образоваться не смогут, то даже в породах высокой пластичности будет развиваться только грубая отдельность, как и в жестких пластах, скорее напоминающая трещиноватость, чем кливаж. Примером последних пород могут быть известняки или, скажем, магнетитовые кварциты.

Рисунок кливажа становится более сложным в складчатых пачках, представленных тонким чередованием слоев, резко различающихся по степени пластичности. При чем вся эта сложность относится к более пластичным (пелитовым) членам переслаивания, тогда как жесткие прослои обнаруживают только, как правило, грубую трещиноватость, чаще всего перпендикулярную напластованию. Кливаж в этом случае всегда минерализован, и далее мы будем употреблять термин сланцеватость. В описываемой ситуации выявляются две особенности в ее ориентировке:

1) рефракция (преломление) сланцеватости на границах пластов (рис. 44, а);

2) дивергентный веер сланцеватости в более пластичных слоях (рис. 44, а, б) в противоположность конвергентному вееру в более жестких слоях (рис. 34, б и рис. 35).

Поскольку эти особенности сланцеватости присущи только переслаивающимся породам с большой контрастностью в вязкости

смежных слоев, то они могут наблюдаться исключительно в складках изгиба (типы I, II, III) и совершенно несвойственны складкам ламинарного течения (тип IV). Наиболее хорошо эти явления изучены в складках типа II (рис. 44, а).⁹ Если мы сравним этот рисунок с рис. 34, б, то увидим полное соответствие в своих главных чертах ориентировки сланцеватости и ориентировки осей эллипсоида напряжений σ_3 . В пластичном прослое над замком более жесткого прослоя сланцеватость образует свод, субконформный с внешней границей жесткого прослоя. При приближении к внутренней границе другого жесткого прослоя, ограничивающего пластичный прослой с другой стороны, свод становится более острым и переходит в дивергентный веер (рис. 44, б). Этим выявляется воздействие поля напряжений жесткого слоя на смежные с ним более пластичные слои. В самом жестком пласте внешне узор поля напряжений может быть и не подчеркнут бросающейся в глаза ориентировкой минералов, однако при внимательных специальных исследованиях он может быть установлен в ориентировке микрокомпонентов.

Масштабы развития дивергентной сланцеватости в пластичных прослоях определяются зоной воздействия поля напряжений смежного жесткого пласта. Г. Рамберг рассчитал, что эта зона составляет по одной длине волны складки в обе стороны от жесткого пласта (Ramberg, 1963а), если пласт находится в бесконечной вязкой среде. Отсюда можно сделать некоторые практические выводы, а именно:

- 1) чем больше размер складок, тем больше зона дивергентной сланцеватости;
- 2) чем дальше друг от друга расположены жесткие пласты, тем большее пространство между ними занимает обычная, т. е. параллельная или конвергентная сланцеватость;
- 3) чем меньше разница в жесткости слоев, тем меньше зона дивергентной сланцеватости.

В целом зоны развития дивергентной сланцеватости имеют небольшие размеры, но тем не менее нужно уметь эту сланцеватость распознавать, чтобы не принять ее структурный рисунок за складчатые формы.

Некоторые особенности складчатости, связанные с гетерогенностью пород и мощностью слоев. Геологическими наблюдениями во многих областях было установлено, что:

- 1) в слоистых пачках складчатость проявляется более интенсивно, чем в пачках более однородных;
- 2) чем меньше мощность составляющих пачку слоев, тем все большим развитием пользуются складки мелких масштабов;

⁹ В экспериментах на моделях из резины, воска, мастики и желатина ориентировка длинных осей элементарных эллипсоидов напряжений полностью повторяла рис. 44, а (Roberts, Strömgaard, 1972).

3) если пачка гетерогенна, то более мощные слои деформируются в более простые складчатые структуры, с уменьшением мощности слоев сложность и количество складчатых структур возрастают, а их размер уменьшается.

Последняя особенность объединяет две предыдущих и свойственна как большим по размеру складкам, так и очень ограниченному пакетам слоев. Примером первых могут служить разрезы сланцевого Дагестана, для которых указывается, что «в однородной толще осадков... складки первого порядка имеют более простые формы, меньше осложнены мелкой дисгармоничной складчатостью, чем в случае чередования пород разного состава... Кроме того, более тонкослойная толща пород при деформации образует более сложные складчатые формы, чем толща, сложенная толстослойными массивными пластами» (Шолпо, 1964, с. 146). В ограниченных разрезах (мощностью два-три десятка сантиметров) в пределах одного седиментационного ритма, вовлеченного в складчатость, верхний сланцевый член ритма гофрирован, тогда как средний и нижний части ритма испытывают только пологий изгиб. Это хорошо можно видеть, например, в породах докембрийской ладожской серии (сев. часть Ладожского озера, о. Тулолансари). Там же можно наблюдать, что в пластах сланцев, не входящих в мелкие седиментационные ритмы, гофрировка очень мелкая, размер флюксов увеличивается в метапесчаниках и еще более возрастает в кварцитах.

Зависимость между длиной волны складок, мощностью и вязкостью слоев. Вышеотмеченные особенности были уже давно резюмированы в эмпирическом правиле: чем больше разница в жесткости и мощнее жесткий слой, тем больше размер складок изгиба. Но математическое обоснование это правило получило только в 1957 г., когда М. Байот (M. Biot) вывел уравнение, связывающее длину волны складки, мощность и жесткость деформируемых слоев:

$$L = 2\pi h \sqrt[3]{\frac{g}{6g_1}}, \quad (1)$$

где L — длина волны; h — мощность слоя; g — модуль Юнга слоя; g_1 — модуль Юнга окружающей среды. Это уравнение применимо к упругим материалам. Но для ньютоновских жидкостей, к которым в первом приближении могут быть приравнены горные породы, вместо модуля Юнга должна быть введена вязкость:

$$L = 2\pi h \sqrt[3]{\frac{\mu}{6\mu_1}}, \quad (2)$$

где μ — вязкость слоя; μ_1 — вязкость окружающей среды.

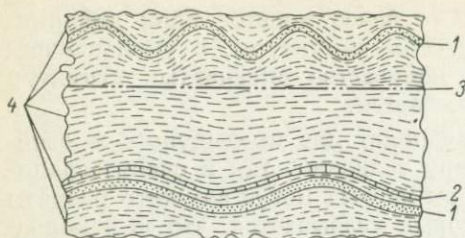


Рис. 45. Структурно-литологические единицы с характерными слоями. По Д. Кюри, Г. Пэтноту и Р. Трампу (Currie, Patnode, Trump, 1962).

1 — доминантный слой; 2 — жесткий конформный слой; 3 — граница структурно-литологических единиц; 4 — податливые породы. К границе структурно-литологических единиц складки дисгармонично выполаживаются.

Уравнение (2) может быть преобразовано в две формы:

$$\frac{L}{h} = 2\pi \sqrt[3]{\frac{\mu}{6\mu_1}} \quad (3)$$

и

$$\frac{\mu}{\mu_1} = 6 \left(\frac{L}{2\pi h} \right)^3, \quad (4)$$

откуда следует, что контрастность вязкости слоя и среды находится в зависимости от отношения длины волны складки к мощности слоя.

Установление этой зависимости в строгой математической форме было важной вехой в развитии теории складчатого процесса, так как этим открывались принципиальные возможности определения степени контраста вязкости слоев по длине волны складок и мощности деформируемого слоя. Дальнейшее развитие теории и экспериментальная проверка, выполненные как М. Байотом, так и другими исследователями (Biot, 1961, 1964, 1965a, 1965b; Biot, Odé, Roever, 1961; Chapple, 1968; Currie, Patnode, Trump, 1962; Ramberg, 1960, 1963b, 1964, и др.), показали, что уравнение (2) не может быть приложено к любому произвольно взятому слою или к любой произвольно взятой складке. Существует ряд ограничений, главнейшими из которых являются:

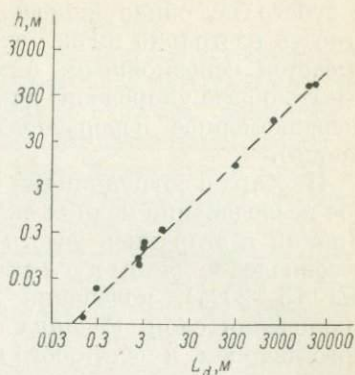
1) вычисления могут быть сделаны только для складок продольного изгиба синусоидальной формы;

2) жесткий слой должен быть заключен в вязкую среду бесконечной протяженности, а контрастность вязкости должна быть очень сильной;

3) необходима изоляция исследуемого жесткого слоя от влияния поля напряжений другого ближайшего такого же слоя, который должен быть расположен от первого на расстоянии не менее двух длин волны; это расстояние может быть уменьшено для независимых складок, т. е. складок имеющих дисгармоничные отношения;

4) исследованию может быть подвергнут только тот жесткий слой, который является доминантным членом разреза, т. е. слоем, испытывающим наибольшую складчатую деформацию, от которого в обе стороны по разрезу складчатость затухает (рис. 45);

Рис. 46. Зависимость между длиной волны L_d и мощностью доминантного слоя h . Вертикальный и горизонтальный масштабы — логарифмические. По Д. Кюри, Г. Пэтноду и Р. Трампу (Currie, Patnode, Trump, 1962).



5) мощность деформируемого слоя в разных частях складки должна быть постоянной, вариации в мощности слоя, превышающие 20%, нежелательны;

6) величина L это не любая величина длины волны доминантного члена, а только начальная длина волны, с которой в первом приближении может быть сопоставлена длина складчатой дуги от медианной точки на одном из крыльев до такой же точки на другом крыле.

Математически выявленные закономерности были применены затем к природным объектам. Д. Кюри, Г. Пэтнод и Р. Трамп (Currie, Patnode, Trump, 1962) исследовали складки разного размера в разных областях, развивающиеся на ранней стадии складчатости (это дало возможность приравнивать наблюдающуюся длину волны складок к начальной длине волны). Было установлено, что между мощностью h доминантного члена и его длиной волны L_d существует линейная, логарифмически нормальная зависимость (рис. 46). Такой же характер зависимости обнаруживается не только в разрезах, но и в плане. Так, А. В. Вихерт (1969) на примере гребневидной складчатости Юго-Восточного Кавказа выявил, что: 1) длина антиклиналей имеет логарифмически нормальное распределение; 2) расстояние между осями соседних антиклиналей распределены логарифмически нормально; 3) чем длиннее антиклинали, тем дальше в среднем они удалены друг от друга на поперечном сечении складчатой зоны; 4) мощность пород возрастает с увеличением длины антиклиналей и расстояния между ними.

Г. Рамберг и С. Гхош (Ramberg, Ghosh, 1968) на примере одного из районов Норвегии установили, что отношение длины дуги складки к мощности слоя выдержаны для складок одного обнажения и отличаются в разных обнажениях, что связано с вариациями минерального состава и структуры пород.

И. Шверин и В. Чапл (Shwerin, Chapple, 1968) исследовали складчатость мелких кварцевых жилок в филлитах. Несмотря на кажущуюся высокую контрастность в степени вязкости жилок

и субстрата, обнаружилось, что в действительности эта контрастность настолько низка, что применение теории М. Байота оказывается невозможным. Авторы в этом случае предлагают учитывать общее укорочение длины слоя и его утолщение по мощности (неравномерное перераспределение вещества в слое не учитывается).

И. Хара с сотрудниками (Hara et al., 1968) провели скрупулезное исследование мелких складок одного из районов Центральной Японии и старались учесть влияние всех факторов, в том числе несовпадение длины дуги складки с первоначальной длиной волны (на 15—20%), колебания мощности слоя (до 20%), значение укорочения слоя. Разница в вязкости жесткого слоя, обогащенного кварцем, и пелитового или псаммитового субстрата определялась реальными величинами в 40—100 раз.

Изучая последовательность образования складчатых форм, полезно параллельно проводить и работу по определению контрастности вязкости слоев, что даст очень важную информацию о физическом состоянии пород во время деформации.

Главные и дополнительные складки

Общие сведения. Главными складками считаются самые крупные структуры изучаемой площади или объекта. Их масштаб может быть весьма различен, но преимущественно это структуры, превышающие по размерам естественные обнажения и выявляемые при картировании площади или при составлении разреза. Непременным условием отнесения той или иной складки к главным является ее осложнение дополнительными складками. Главная складка по отношению к дополнительным складкам будет являться материнской. К наиболее распространенным разновидностям дополнительных или дочерних складок до последнего времени относились складки волочения (на крыльях главной складки) и паразитические складки (в области перегиба главной складки; de Sitter, 1958). Считалось, что первые из них возникают на стадии изгиба слоя, а вторые — на стадии его сплющивания. Сейчас эти термины постепенно исчезают из употребления, так как генезис таких складок оказался далеко не однозначным.

Каждый тип складок имеет характерное для него расположение и ориентировку дополнительных складок (табл. 3), обусловленные той системой внутренних напряжений, которая возникает при образовании главной складки. Так, например, в главных складках типа II наиболее интенсивные дополнительные складки возникают в ядре, менее интенсивные — на крыльях, в замке такой структуры дополнительные складки отсутствуют вообще. В типах III и IV дополнительные складки распределяются по всему телу главной складки, в первом случае веерно, а во втором — параллельно осевой плоскости главной складки. Дополни-

тельные складки значительного масштаба могут иметь собственный набор элементов структурного парагенезиса.

Асимметричные складки. Следуя большинству руководств по структурной геологии, асимметричными мы будем называть складки с разной длиной крыльев. Такая складка сложена коротким и длинным крыльями. В противоположность им симметричные складки имеют крылья одинаковой длины. Осевые плоскости и шарниры как симметричных, так и асимметричных складок могут обладать в пространстве любой ориентировкой — от вертикальной до горизонтальной.¹⁰ Степень асимметричности складки определяется углом α между ее осевой плоскостью и слоистостью или сланцеватостью, т. е. плоскостями, между которыми складка заключена (рис. 47, а). Если $\alpha=90^\circ$, то складка симметрична. При уменьшении угла α происходит последовательное удлинение одного крыла и укорочение другого крыла. Чем меньше угол α , тем больше степень асимметричности складки.

Асимметричные складки можно разделить на две категории: независимые и зависимые, или дополнительные (имеется в виду зависимость от других складчатых структур). К первой категории могут быть отнесены оползневые складки, образующиеся в стадию осадконакопления, структуры, связанные с зонами надвигов (нередко они имеют большие размеры и выступают в качестве самостоятельных главных структур), и мелкие складки, возникающие вследствие встречных плоскопараллельных скольжений в монотонных пачках (например, в амфиболитах, рис. 47, а).

Асимметричные зависимые, дополнительные складки всегда обязательно связаны с крупными структурами и развиваются на их крыльях. Они, вероятно, являются самыми важными из всех разновидностей дополнительных складок, так как дают определенные возможности распознавания пространственного положения более крупных структур.

Асимметричные дополнительные складки, о которых пойдет речь ниже, могут возникать равномерно — симметрично на обоих крыльях материнской складки (рис. 47, б) или только на одном крыле (рис. 35, б). Для них характерно групповое развитие внутри довольно узких зон, в пределах которых они дисгармонично выполаживаются (рис. 47, в, г). Вследствие узости пространства и дисгармоничности осевые плоскости складок могут испытывать искажения (рис. 47, д).¹¹

¹⁰ М. А. Гончаров (1965) предлагает симметричными называть складки, осевая плоскость которых вертикальна, а асимметричными — складки с осевыми плоскостями, наклоненными к горизонту. Такое разграничение вряд ли можно признать удачным, так как известны вполне симметричные равнокрылые складки с наклонными осевыми плоскостями и, наоборот, разнокрылые асимметричные складки с вертикальными осевыми плоскостями.

¹¹ Более подробное описание деталей морфологии и других особенностей асимметричных складок читатель сможет найти в статье С. Н. Кудрина (1971, а).

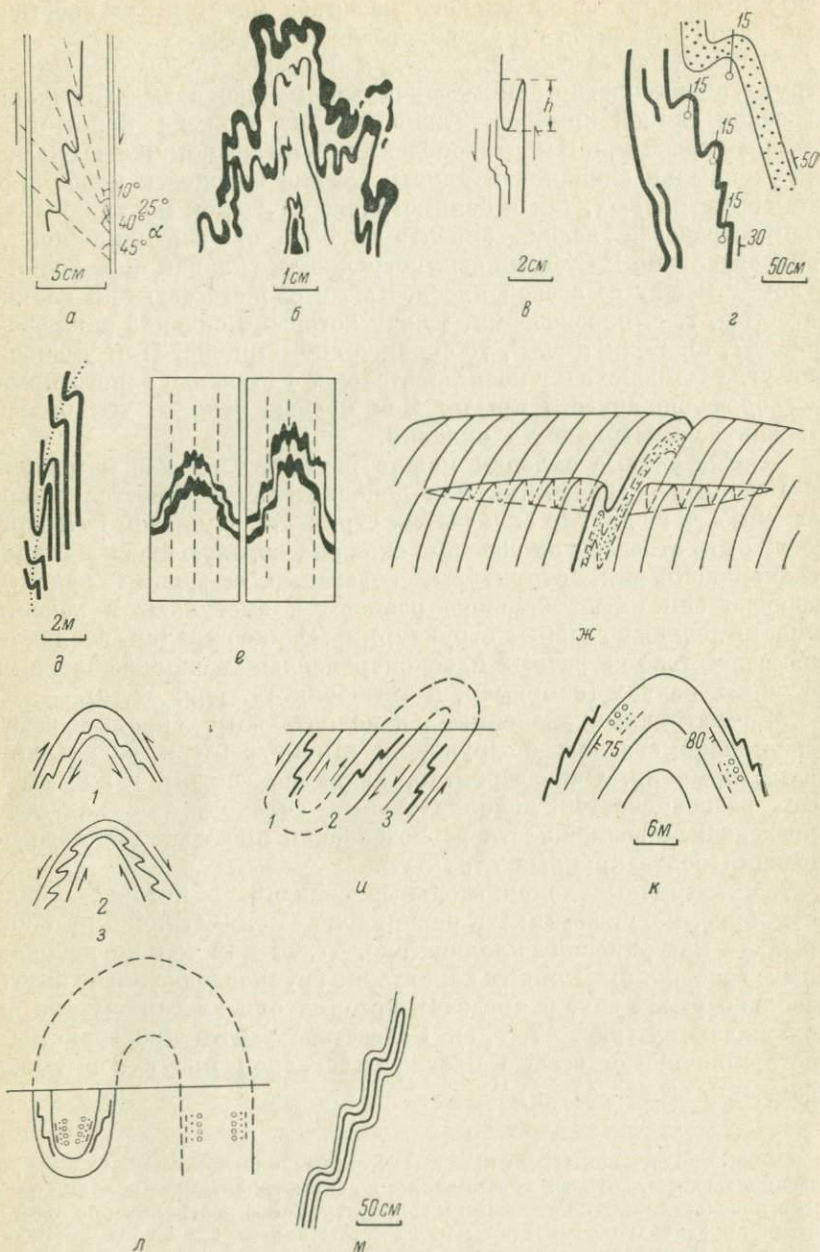


Рис. 47. Асимметричные дополнительные складки.

а — складки в сланцеватых амфиболитах (горизонтальное сечение), р. Яндакар, Северо-Байкальское нагорье (параллельные линии — границы зоны развития складок и сланцеватость амфиболитов в ненарушенном положении, стрелки — направление движений при

Морфология асимметричных дополнительных складок изгиба, о которых мы только что говорили, отличается от морфологии асимметричных дополнительных складок ламинарного течения. Для первых (рис. 47, б, г, д) характерна равная мощность слоя на обоих крыльях иногда с увеличением ее в области перегиба складки, а сами крылья могут быть наклонены под разными углами относительно осевой плоскости материнской складки. Для вторых (рис. 47, е) в соответствии с экспериментальными данными Е. И. Паталахи (1968) мощность слоя в длинном крыле резко меньше, чем мощность слоя в коротком крыле. Длинное крыло этих складок параллельно осевой плоскости материнской складки, короткое крыло либо расположено под тупым углом к длинному крылу, либо субперпендикулярно ему.

Среди асимметричных дополнительных складок встречаются складки значительной протяженности. Так, например, в хорошо обнаженных шхерах северной части Ладожского озера (о. Орьятсари) можно видеть асимметричные складки, длинное крыло которых достигает 60—70 м, а короткое крыло — 20—25 м. Складки такого и даже большего масштаба иногда выявляются картированием маркирующих горизонтов. Но в большинстве случаев геолог имеет дело с асимметричными складками небольшого размера, которые видны в пределах обнажения.

Вышеотмеченные особенности мы рассматривали в сечении, перпендикулярном шарнирам двух смежных складочек, составляющих асимметричную складку. Если же мы будем двигаться в направлении шарниров, то заметим, что часть складки, ограниченная сегментом между замковыми точками и принятая нами за высоту h (рис. 47, е), будет постепенно уменьшаться, и весь сегмент постепенно сойдет на нет. Образованная таким способом пространственная структура (рис. 47, ж) была названа «заостренной эллиптической складкой» (Campbell, 1958) или «стручкообразной складкой» (Mendelsohn, 1959; Wilson, 1961). В пределах такой складки существует сечение с максимальной высотой h , в котором деформация максимальна.

образовании складок; степень асимметричности складки увеличивается с уменьшением угла α ; б — асимметричные складки, осложняющие более крупную складку (горизонтальное сечение), лев. берег р. Мамы, ниже устья р. Гиляндры, Северо-Байкальское нагорье, пропластки двуслюдяных плаггиосланцев в клинопризитовых мраморах; в — дисгармоничные асимметричные складки (h — высота складки) в тонкопосочатых сланцах (вертикальное сечение), р. Н. Семнер, правобережье р. Б. Чуи, Северо-Байкальское нагорье; г — дисгармоничные асимметричные складки в породах ладожской серии, мыс Питкянемь, оз. М. Янисъярви, Сев. Приладожье (черные прослои — гравелиты, точечная штриховка — кварцит, светлый фон — филлитовидные сланцы); д — асимметричные складки в переслаивающихся известняках и филлитах (горизонтальное сечение), лев. берег р. Мамы, выше устья р. Довгакит, Северо-Байкальское нагорье; е — экспериментально полученные асимметричные дополнительные складки ламинарного течения, по Е. И. Паталахе (1968); ж — затухание асимметричной складки в пространстве, по Ф. Мендельсону (Mendelsohn, 1959; Wilson, 1961); з — узоры «нормальных складок волочения» (I) и «обратных складок волочения» (2) (стрелки — направление скольжений); и — схема, поясняющая определение нормального и опрокинутого залегания; к — синклиналь в метapelитах, ладожская серия, сев. часть Ладожского озера, зап. берег п-ова Хунукка, показана градационная слоистость; л — перевернутая антиклиналь; м — изоклиальная складка, повторно смятая в асимметричные складки, мамская серия Северо-Байкальского нагорья, прав. берег р. Мамы между рр. Красная и Б. Слюдянка.

Узор асимметричных складок на крыльях материнской складки (рассматриваем поперечное сечение) является зеркально-отраженным (рис. 47, б). Принято, что если длинные крылья асимметричной складки уходят уступами вправо, то узор «правый» (рис. 47, а), если же уходят уступами влево, то узор «левый» (рис. 47, в, г, д). Более редкое название правого узора — декстральный, а левого узора — синистральный (White, Jahns, 1950). Правый узор можно также определить как повернутый по часовой стрелке, а левый узор — как повернутый против часовой стрелки (Hansen, 1971).

Геометрически можно представить две возможности зеркально-отраженного узора асимметричных складок (рис. 47, в). В первом случае длинные крылья складочек как бы набегают к перегибу материнской складки 1 (узор «нормальных складок волочения»). Такой узор возникает в складках продольного изгиба или ламинарного течения, и в складчато-смятых осадочных породах геолог только с ним и имеет дело. Во втором случае длинные крылья складочек как бы разбегаются от перегиба материнской складки 2. Этот узор получил название «обратных складок волочения». Такой узор принципиально может возникнуть в складках поперечного изгиба. Он был замечен на краях интрузивных и соляных куполов (Шрок, 1950, с. 486) и по аналогии было принято, что этот тип узора может быть распространен и в метаморфических породах как породах, обладающих высокой пластичностью. В. В. Эз (1969) показал ошибочность последнего утверждения. Действительно, нет ни одного достоверного наблюдения такого узора в обоих крыльях какой-нибудь складки метаморфических пород. Проявление складок поперечного изгиба в метаморфических породах вообще ограничено или во всяком случае такие складки еще мало изучены. К ним более или менее уверенно могут быть отнесены только межбугорные изгибы, где следует искать «обратные складки волочения».

Особенности асимметричного узора (имеется в виду, конечно, узор «нормальных складок волочения») можно использовать для определения пространственного положения перегибов и осевых плоскостей более крупных структур. Так, если встать в направлении падения шарниров складок, то при левом узоре слева будут располагаться перегиб и осевая плоскость материнской антиклинали, а справа — материнской синклинали (рис. 47, г). Если же узор правый, то, наоборот, слева будет синклиналь, а справа — антиклиналь.¹² Можно также воспользоваться особенностями ориентировки сингенетических жил, образующих конвергентный веер, т. е. веер, открытый к перегибу складки (рис. 35, б, в).

¹² Детали работы с правым и левым узорами в зависимости от разных условий рельефа, разных сечений и сочетаний складок описаны в статьях Ш. А. Байкенова, Ю. И. Казанина и др. (1966), Ю. И. Казанина (1968, 1971).

Таким веером нередко располагаются также осевые плоскости и шарниры дополнительных складок. По смене зеркально-отраженной ориентировки веерных элементов в разрезе или в плане можно устанавливать положение осевых плоскостей материнских складок.

На геологическую карту необходимо наносить соответственными значками правый или левый узоры асимметричных складок (такими, как они представляются в горизонтальном сечении). Граница между площадями с разными типами узоров будет соответствовать следу осевой плоскости крупной структуры. Выявлены, например, структуры, имеющие ширину 3—4 км (Ramsay, 1967, p. 354). Узор асимметричных складок помогает находить крупные складки с почти параллельными крыльями. Использование асимметричных складок при исследовании наложенных складчатых деформаций будет описано особо (с. 175).

Принято, что по узору асимметричных складок можно определять залегание пластов — нормальное или опрокинутое. Определение основано на том правиле, что верхний пласт скользит по нижнему в направлении замка антиклинали. Само же направление скольжений определяется по асимметрии узора (рис. 47, *и*). Так, часть пласта в положении 1 (рис. 47, *и*) находится в опрокинутом залегании, в положении 2 — нормальное залегание, в положении 3 — снова опрокинутое залегание. Правомочность таких определений подтверждается особенностями первично-осадочных текстур, показывающих подошву и кровлю пластов (рис. 47, *к*). Но все же определение залегания по узору асимметричных складок может быть рекомендовано только для пород, деформированных простой одноактной складчатостью. В метаморфических комплексах, которые, как правило, испытали не одну складчатую деформацию, обстановка осложняется. Возможны, например, случаи повторного опрокидывания складок, и тогда антиклиналь, определяемая по литологическим признакам, предстает по особенностям узора асимметричных складок как синклиналь (рис. 47, *л*) и наоборот. Ранние изоклиналильные складки, обычные в метаморфических комплексах, могут быть в следующий этап деформаций изогнуты в асимметричные складки (рис. 47, *м*), и если не видны перегибы изоклиналильных складок, то пачка может быть ошибочно принята за пачку с последовательным напластованием. Таким образом, неоднократная складчатость метаморфических комплексов ставит серьезные препятствия для определения залегания пластов по узору асимметричных складок. Уверенные данные можно получить только при использовании ритмичной, косо́й слоистости и других первично-осадочных текстур.

Зеркало складок. В процессе складчатости одновременно возникают складки различных порядков. Каждая из них может являться главной относительно более мелких структур и дополнительной относительно более крупных структур. Для того чтобы дать обобщенную характеристику складчатым структурам, было

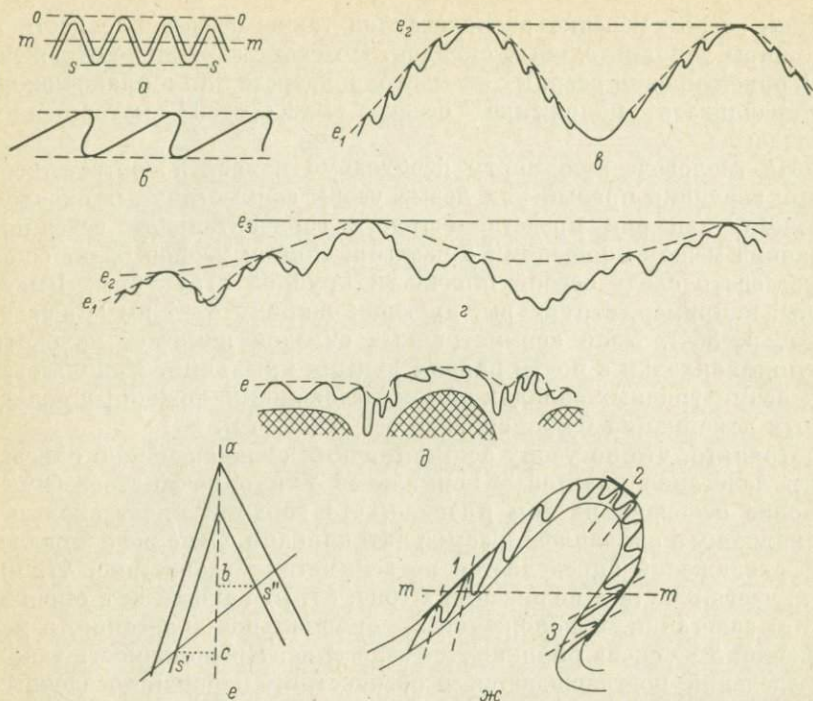


Рис. 48. Зеркало складок.

a — симметричные складки (*o—o* — касательная к замкам антиклиналей, *s—s* — касательная к замкам синклиналей, *m—m* — медианная поверхность); *б* — зеркало складок в асимметричных складках; *в* — зеркала складок двух порядков; *г* — зеркала складок трех порядков; *д* — зеркало складок при неоднородной деформации (защтрихованы предполагаемые выступы фундамента); *е* — определение линии, параллельной зеркалу складок, по М. А. Гончарову (1965); *ж* — геометрические взаимоотношения зеркала складок и их осевых плоскостей в разных частях более крупной структуры.

введено понятие о зеркале складок,¹³ под которым понимается поверхность, проходящая в пространстве через точки наибольшего перегиба слоя в одновременно возникших одноименных структурах одного порядка. Такими поверхностями могут быть касательная к замкам антиклиналей *o—o* (рис. 48, *a*), касательная к замкам синклиналей *s—s* или же касательная к ядрам этих структур. Все они проходят через точки наибольшего перегиба слоя и параллельны друг другу. Параллельна этим поверхностям и медианная поверхность *m—m*, но ее физическая сущность диаметрально противоположна. Она представляет собой поверхность, проходящую через точки нулевого перегиба слоя в одновременно возникших структурах одного порядка. Имея в виду это свойство медианной поверхности, мы можем говорить, что она отвечает положению слоя до его деформации в складки данного порядка.

¹³ От немецкого *Faltenspiegel*, а также окаймляющая поверхность (*enveloping surface*).

В общем геометрическом плане мы можем также сказать, что зеркало складок параллельно положению слоя до его складчатой деформации. Последняя особенность зеркала складок имеет исключительно важное значение для структурной геологии метаморфических пород.

Из рис. 48, *а, б* видно, что положение зеркала складок существенно отличается от положения деформированной слоистости на крыльях индивидуальных складок. Чем меньше разница в длине крыльев асимметричной складки, т. е. чем они ближе к симметричным, тем больше угол между зеркалом складок и слоистостью на крыльях индивидуальных складок. Если складчатость изоклиная и симметричная, то угол между зеркалом и слоистостью равен 90° . Залегание слоистости в индивидуальном обнажении может быть при этих условиях перпендикулярным истинному залеганию пачки. Отсюда следует первый вывод: в интенсивно смятых породах залегание слоистости в индивидуальном обнажении не отражает залегания пачки слоев в целом.

Так как при деформации образуются складки нескольких порядков, то для каждого из них можно выделить свое зеркало складок (рис. 48, *в, г*). Чем крупнее складки, тем зеркало складок все более приближается к прямолинейному. В соответствии с законом М. Бийота (см. с. 93) в крупные складки сминаются пласты большой мощности, а их зеркало наиболее близко к додеформационному положению слоистости. Поэтому можно сделать второй вывод: залегание пачки в целом отражается зеркалом наиболее крупных складок.

При однородной складчатой деформации зеркало оконтуривает однотипные складки и представляет равноволновую поверхность, как это изображено на рис. 48, *в, г*. Если же деформация неоднородна, то одновременно образуются складки разного профиля — симметричные и асимметричные, плавные и сжатые, вертикальные и лежащие и т. д. (рис. 48, *д*). Зеркало складок в этом случае имеет сложный криволинейный вид. Неоднородность складчатого рисунка чаще всего объясняется вмешательством посторонней среды — жестких масс фундамента. Зеркало складок грубо оконтуривает поверхность фундамента.

Работа по выявлению зеркала складок, к сожалению, связана с рядом трудностей, обусловленных прежде всего небольшим размером естественных обнажений. Даже две сопряженные складки не часто видны совместно. Ниже мы укажем некоторые приемы определения зеркала складок и работы с ним в этих обычных условиях.

Если в обнажении наблюдаются две или несколько сопряженных складок типа изображенных на рис. 48, *а, б*, то необходимо измерить азимут падения касательной линии к замкам в любом сечении складок, как это удобно на месте. Положение плоскости в пространстве определяется двумя линиями, лежащими в этой плоскости. Одну мы уже получили. Другой линией будет среднее

положение шарнира складок. Положение плоскости, которой в рассматриваемом примере является зеркало складок, можно вычислить на стереографической сетке в соответствии с задачей построения плоскости по двум линиям (см. с. 136) или непосредственно на обнажении. В последнем случае нужно приложить к обнажению заранее подготовленную дощечку или картон так, чтобы касательная и шарнир находились в одной плоскости и определить ее простираение и падение. Простираение зеркала складок будет совпадать с их шарнирами только тогда, когда они горизонтальны. Во всех остальных случаях их элементы залегания будут отличаться. Необходимо отметить в дневнике ширину складок, длину крыльев, угол между зеркалом и осевыми плоскостями складок, а также мощность пластов, чтобы потом можно было определить порядок выявленного зеркала.

Для изолированных достаточно острых складок с неравной мощностью пласта в разных крыльях можно воспользоваться методикой, предложенной М. А. Гончаровым (1965). Геометрическая сущность ее поясняется рис. 48, *е*. Осевая плоскость ac , проведенная через точки наибольшего перегиба кровли и подошвы пласта, не является в данном случае бисекторной плоскостью. По обе стороны от нее находим равные отрезки до подошвы или кровли пласта. Таких отрезков может быть бесчисленное множество, и безразлично с какой парой мы будем оперировать. На рис. 48, *е* ими являются bs'' и $s'c$. Соединяем прямой линией точки пересечения этих отрезков с подошвой пласта. Линия $s's''$ и будет искомой линией. Геометрически доказано, что она параллельна касательной к замкам складок. Опять, как и в предыдущем случае, мы нашли одну линию. Другой линией будет шарнир складки. Определение зеркала производим, как и в вышеописанном случае. Всю графическую работу удобно выполнять непосредственно на складке мелом, причем можно использовать любое ее сечение.

Особое внимание следует обратить на угол между зеркалом складок и их осевыми плоскостями, по которому можно определить примерное положение обнажения в более крупной структуре, оконтуриваемой данным зеркалом складок. В медианной зоне крыла (1, рис. 48, *ж*) этот угол имеет некоторое минимальное значение. При перемещении по крылу в направлении перегиба структуры угол увеличивается и в самом перегибе становится равным 90° (2, рис. 48, *ж*). При этом степень асимметрии складок постепенно снижается, и в перегибе они представлены уже симметричными формами.

По углу между зеркалом складок и их осевыми плоскостями можно также определить на каком крыле структуры — нормальном или подвернутом — находится исследуемое обнажение. Здесь используется давно известный способ определения залегания по соотношению слоистости, к которой в данном случае мы приравниваем зеркало складок, и кливажа, графическим аналогом кото-

рого мы принимаем осевые плоскости складок. Если осевые плоскости складок падают круче, чем их зеркало, то обнажение находится на нормальном крыле структуры (положение 1, рис. 48, ж). Если же зеркало падает круче, чем осевые плоскости складок, то обнажение расположено на подвернутом крыле структуры (положение 3).

При значительном количестве измерений величина угла с соответствующим знаком (положительным для нормальных крыльев и отрицательным для подвернутых крыльев) наносится на карту. Проведенные затем изолинии оконтурят структуру, выявляемую по зеркалу складок.

Определение зеркала складок по разрезам карты принципиально возможно, но не будет отличаться большой точностью, так как гипсометрический уровень подошвы или кровли пласта в перегибе складки при построении разреза определяется очень условно, а при малых углах падения зеркала даже небольшие ошибки могут привести к существенному изменению его залегания.

Пространственная ориентировка одновременно образованных мелких (дополнительных) складок. В складках, не переориентированных последующими деформациями, возможные случаи взаимоотношений ориентировок шарниров и осевых плоскостей между собой и друг с другом могут быть обобщены в четыре категории.

1. Ориентировка шарниров складок какой-то группы близка или совпадает, равно как совпадает и ориентировка осевых плоскостей. Такие соотношения признаны в структурной геологии характерными и действительно часто наблюдаются в природе. Параллельность обсуждаемых элементов складок хорошо выражена в складках ламинарного течения (рис. 36, а и рис. 47, е), она устанавливается также и для складок изгиба, хотя для последних чаще исследуется ориентировка шарниров, чем ориентировка осевых плоскостей. В природных складчатых пакетах возможно рассеивание шарниров и осевых плоскостей, которое может быть вызвано местными условиями (обтекание жестких глыб, влияние первоначального положения слоистости, разная скорость струй при образовании складок ламинарного течения и др.). Чем больше площадь, на которой производятся измерения, тем рассеивание больше. Но при этом максимум ориентировки шарниров лежит в плоскости, отвечающей среднестатистическому положению осевых плоскостей.

2. Ориентировка шарниров мелких складок совпадает, а ориентировка осевых плоскостей не совпадает. Эта особенность характерна для складок, осложняющих крылья крупных структур, которые могут быть отнесены к складкам изгиба типов II и III. Осевые плоскости дополнительных складок в этом случае располагаются конвергентным веером относительно осевой плоскости главной структуры (рис. 48, ж). В ориентировке осевых плоскостей дополнительных складок все же существует ограничение —

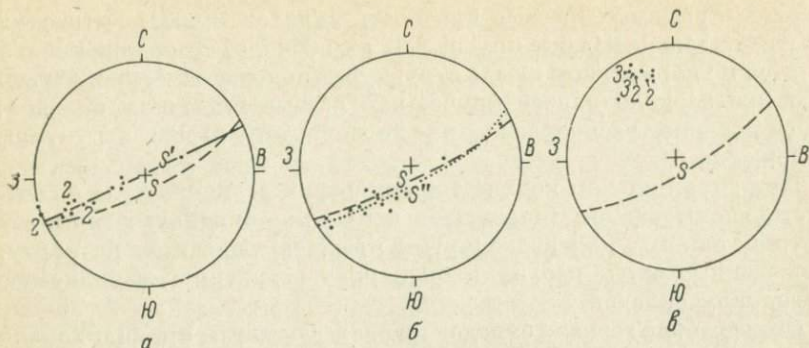


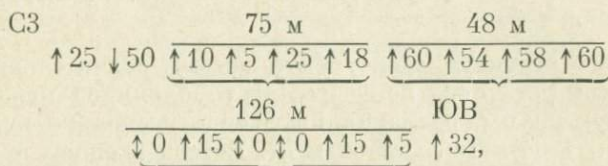
Рис. 49. Диаграммы ориентировки шарниров асимметричных складок и полюсов сланцеватости. Проекция на верхнюю полусферу. Пачка переслаивания известняков и филлитов, мамская серия Северо-Байкальского нагорья, лев. берег р. Мамы, выше устья р. Довгажит.

а — шарниры складок наблюдаемые, 18 замеров; *б* — шарниры складок вычисленные, 16 вычислений; *в* — полюса сланцеватости, 17 замеров. *S* — среднестатистическое положение плоскости сланцеватости; *S'* — плоскость концентрации наблюдаемых шарниров складок; *S''* — плоскость концентрации вычисленных шарниров складок; *цифры* — количество замеров в данной точке.

их простирания примерно совпадают, а падения отличаются как по румбу, так и по величине угла.

3. Ориентировка осевых плоскостей мелких складок совпадает, а ориентировка шарниров не совпадает. В качестве примера можно привести данные по одному из участков на юго-восточном фланге мамской серии. Измерения были сделаны в полностью обнаженном разрезе р. Мамы длиной около 700 м вкрест простирания слоистости. Исследовалась ориентировка мелких асимметричных складок, принадлежащих к одной возрастной генерации, высота которых вариировала от первых сантиметров до 5 м. Одна из них изображена на рис. 47, *д*. Определение ориентировки шарниров производилось как непосредственно на обнажении, так и графически по пересечению крыльев складок (см. с. 135), измерялось также положение сланцеватости, которая совпадает с осевыми плоскостями складок. Полученные результаты представлены на стереографических проекциях рис. 49. Интересны следующие особенности: а) шарниры асимметричных складок не образуют резко выраженного максимума, а концентрируются в направлении определенных плоскостей; б) плоскости концентрации наблюдаемых и вычисленных шарниров складок несколько не совпадают между собой, первая имеет простирание СВ 65° и вертикальное падение, а вторая — простирание СВ 60° , падение СЗ $\angle 70^\circ$; в) плоскость сланцеватости, имея среднестатистическое простирание СВ 65° и падение СЗ $\angle 76^\circ$, располагается между ними; г) несмотря на рассеивание шарниров, большинство их располагается в пределах квадранта 90° , что позволяет говорить об относительной выдержанности в румбе падения (на северо-восток).

Мы подчеркнули ранее (см. с. 49), что шарнир представляет собой линию, сохранившуюся от додеформационного положения плоскости. Поэтому наиболее вероятной причиной рассеивания шарниров является первоначальное положение слоистости в разных точках изучаемого разреза или площади. Пространственно непосредственно измеренные шарниры располагаются по рассмотренному выше разрезу в таком порядке:



где цифра означает угол падения, стрелка, направленная вверх, — падение на северо-восток, стрелка, направленная вниз, — падение на юго-запад, двусторонняя стрелка — горизонтальный шарнир. Серии, объединенные фигурными скобками, представляют складки с углами падения одного порядка. Над ними сверху — расстояние по разрезу для данной серии. Выделенные серии показывают, что углы падения шарниров выдерживаются на значительном расстоянии. Хотя эти углы не соответствуют углам падения слоистости до деформации, но они указывают на однотипное ее до складчатое залегание в пределах выделенных серий.

В других случаях несовпадение шарниров синхронных складок может быть объяснено их заложением на плоскостях напластования параллельно линейным дефектам, которые при однообразном положении слоистости могут иметь самую различную ориентировку. Если слоистость в процессе складчатости поставлена в крутое или вертикальное положение, то мы получим рассматриваемый нами случай, когда шарниры складок при одном простирании имеют разные углы и румбы падения. К складкам такого происхождения, вероятно, можно отнести мелкие складки, описанные К. Ховардом в докембрийских породах Невады (Howard, 1968), имеющие в пределах обнажения значительные отклонения в ориентировке шарниров. Эти складки обнаруживают четкую асимметрию, но непостоянный профиль, шарниры их часто искривляются, сланцеватость, параллельная осевым плоскостям, не развита. В целом складки имеют вид волнистой «лавы». Особенности, отмеченные К. Ховардом, скорее всего отвечают конседиментационным складкам оползания.

4. Не совпадают между собой ни ориентировка шарниров мелких или крупных дополнительных складок, ни ориентировка их осевых плоскостей. Такие особенности мы можем наблюдать в структурах, подобных изображенным на рис. 50 и рис. 58, б. Шарниры и осевые плоскости образуют либо дивергентный (рис. 58, б), либо, реже, конвергентный (рис. 50) веер относительно плоскости симметрии структуры в целом. Масштаб

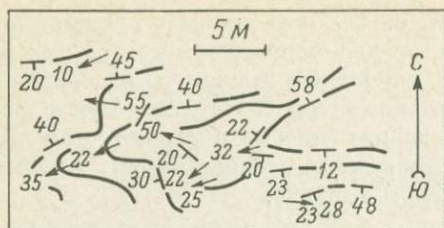


Рис. 50. Конвергентная ориентировка мелких складок в периклиальном окончании более крупной складки. «Рыжьи» биотитовые сланцы—метапесчаники, ладожская серия, северные шхеры Ладожского озера, северо-западная часть о. Тулолансари.

такого типа структур может быть весьма значительным. Так, Э. Захриссон установил конвергентность шарниров мелких складок в структурах с размахом крыльев в несколько километров (Zachrisson, 1964). Дж. Саттон и Ж. Ватсон в одном из районов Шотландии выявили синклиналь длиной свыше 30 км и шириной около 8 км с дивергентной сходимостью шарниров мелких складок (Sutton, Watson, 1954 pl. III; Clifford et al., 1957, с. 5—6). Крупные линейные складки длиной до 50—70 км Байкало-Патомского нагорья (рис. 58, б) ориентированы дивергентно относительно осевой линии геантиклинория, имеющего ширину до 350—400 км.

Происхождение наиболее часто встречающегося дивергентного веера шарниров и осевых плоскостей дополнительных складок может быть рассмотрено при помощи схемы рис. 58, а. Любая линейная замкнутая или незамкнутая складка, как бы она ни была длинна, в конце концов ограничивается периклиальным окончанием. Так что все тело складки можно разделить на две части: большую — цилиндрическую и меньшую — коническую. Все три первых перечисленных выше категории ориентировки шарниров и осевых плоскостей мелких складок относятся к цилиндрическим сечениям крупных структур или к совокупности таких сечений. Четвертая категория отвечает периклиальным частям крупных структур, т. е. коническим сечениям. В области периклиального окончания при изгибе слой будет неизбежно испытывать коробление. Возникающие при этом дополнительные складки будут ориентироваться в виде дивергентного веера (см. также с. 125 и 151).

Пространственные взаимоотношения крупных (главных) и мелких (дополнительных) структурных форм. Еще в конце прошлого века Р. Пампелли с сотрудниками предложили правило: «угол и направление погружения складки часто указываются положением осей мелких складок на ее крыльях» (Pumpelly, Dale, Wolff, 1894, p. 158). Правило касалось ориентировки шарниров и формулировало только общую тенденцию, но этим как бы показывалось, что элементы крупной материнской структуры могут быть определены по залеганию мелких дочерних форм. Действительно, впоследствии в геологической литературе укоренилось мнение, что шарниры мелких складок совпадают с шарниром главной структуры и поэтому по их ориентировке может быть определен главный шарнир.

Этот вывод не может сейчас быть признан имеющим универсальное значение хотя бы потому, что в ряде случаев шарниры одновременно образованных мелких складок между собой непараллельны. Не вдаваясь в обсуждение другой аргументации, мы акцентируем внимание на одной существенной методической особенности: ориентировку шарниров мелких складок можно определить непосредственно на обнажении, а для шарнира крупной структуры такое прямое определение невозможно. Его можно вычислить только графически на основании измерений залеганий слоистости или деформированной сланцеватости в конкретных обнажениях. На стереографической сетке шарнир складчатой структуры цилиндрического сечения определится как полюс пояса, в котором концентрируются полюса индивидуальных залеганий слоистости или деформированной сланцеватости (см. с. 143). Несмотря на то что этот метод имеет ограничение в применении к изоклинальным складкам, он является в настоящее время самым точным методом определения шарнира главной структуры. Таким образом, определение шарнира главной структуры может быть сделано совершенно независимо от ориентировки мелких складок, и последние в этом отношении потеряли интерес.

Тем не менее пространственные взаимоотношения крупных и мелких складчатых форм имеют определенное значение для идентификации возрастных категорий складок и расшифровки складчатого строения. Одной их характерных особенностей разновозрастных складок является независимость их ориентировок. Складки одновозрастные, наоборот, обнаруживают тесную связь элементов строения.

В ориентировке шарниров одновозрастных мелких складок между собой и в ориентировке их осевых плоскостей мы различали один случай полной параллельности и три случая, когда ориентировки так или иначе отличались. Причем отклонения в ориентировке шарниров или осевых плоскостей были не случайными, не хаотическими, а вполне закономерными. Рассмотрим возможные соотношения выявленных ориентировок мелких складок с крупными структурами.

1. Если параллельные друг другу шарниры мелких складок, лежащие в осевых плоскостях, которые также между собой параллельны, ориентированы косо относительно удлинения более крупной структуры, то очевиден факт автономности и вероятной разновозрастности мелких складок и крупной структуры. Если же ориентировка мелких складок параллельна удлинению главной структуры, то возможны их сингенетичность и одновременное образование. Это относится как к складкам изгиба, так и к складкам ламинарного течения, особенно к последним. В обнажениях можно видеть часто, что шарниры очень мелких складок с размахом крыльев в несколько сантиметров совпадают с шарнирами складок, имеющими размах, измеряемый дециметрами, а последние—

с шарнирами складок с размахом в несколько метров. Далее возможности прямого наблюдения исчерпаны и мы логически делаем вывод, что и шарнир главной структуры, которая, как мы условились, является пространственной формой, превышающей размеры обнажения, также совпадает с шарнирами этих складок. То же самое касается и осевых плоскостей.

Сделанный нами логический вывод, строго говоря, является только предположением. Доказать его правильность или ошибочность можно посредством определения ориентировки шарнира и осевой плоскости главной структуры графическим путем (см. с. 137) и сравнения полученной ориентировки с ориентировкой соответственных элементов мелких складок.

2. Случай, когда шарниры мелких складок параллельны между собой, а их осевые плоскости на площади располагаются конвергентным веером (как на рис. 48, ж), благоприятен для выявления ориентировки одновременно образованной крупной структуры. Ее осевая плоскость определится в пространстве как плоскость симметрии, разделяющая точки с зеркально противоположными падениями осевых плоскостей мелких складок. Кроме того, простираение осевой плоскости крупной структуры будет совпадать с простираением осевых плоскостей мелких складок. Падение шарнира крупной структуры определится падением шарниров тех мелких складок, которые находятся в зоне ее осевой плоскости.

3. Если осевые плоскости мелких складок параллельны, а шарниры, совпадая простираением, значительно отличаются по углу и даже румбу падения, то в этом случае установить связи с крупной структурой довольно трудно. Шарниры отражают додеформационное положение слоистости или сланцеватости, если деформируется последняя, и залегание каждой мелкой складки является автономным, независимым от окружающих складок, хотя все они и образованы одновременно. Параллельность осевых плоскостей возникает вследствие реакции на ориентированное давление, но каждая складка имеет самостоятельный план деформаций с автономной ориентировкой структурных осей a и b . Разная ориентировка шарниров одновременно образованных мелких складок свойственна породам, уже ранее деформированным,¹⁴ так что к рассматриваемому нами этапу складкообразования деформируемые слоистость или сланцеватость залегают на каком-то пространстве не плоскопараллельно, а в виде криволинейной поверхности.

4. Случай, когда и шарниры и осевые плоскости мелких складок ориентированы в виде веера (см. с. 107), является наиболее благоприятным для определения ориентировки синхронной крупной структуры. Осевая плоскость этой структуры определится

¹⁴ Мы не рассматриваем здесь конседиментационные складки.

как плоскость симметрии веера, а шарнир совпадает с шарнирами мелких складок, находящихся в зоне осевой плоскости.

О принципе структурного подобия. Главнейшим свойством структурного подобия является подобие во внутренне-напряженном состоянии складок, независимо от их масштаба, которое приводит к появлению определенного комплекса элементов структурного парагенезиса. Так, например, складка изгиба типа III, наблюдаемая в шлифе (рис. 35, *e*), показывает такое же конвергентно-веерное положение линейности как цепочка минералов в складке, уместающейся в образце (рис. 35, *g*), или жилки в складке, наблюдаемой в обнажении (рис. 35, *б, в*). Положение и морфология минерализованных седловидных полостей относительно осевой плоскости складки, их несущей, одинаковы как для полости, видимой в шлифе (рис. 35, *e*), так и для подобных образований в крупной складке. Сошлемся на ту же широко известную антиклиналь Бендиго, описанную Г. Германом, в которой минерализованные седловидные полости достигают размаха в 170—180 м (Herman, 1923; де Ситтер, 1960, с. 193). Это показывает, что и крупные структуры, выявляемые картированием на площади или по разрезам, мы должны рассматривать через призму структурного подобия, т. е. необходимо в них искать те же элементы структурного парагенезиса и в такой же их ориентировке относительно осевой плоскости крупной структуры, как и в типоморфных складках типов I, II, III и IV. Материальное выражение элементов структурного парагенезиса может быть различным в крупных складках и в их мелкомасштабных аналогах. Например, если в последних конвергентные, согласные или иные жилки заполнены кварцем, то в крупных структурах им могут соответствовать пегматитовые жилы, которые могут содержать и промышленную слюду. Отсюда ясна и практическая значимость принципа структурного подобия.

Складчатые деформации, связанные с будинажем

Тектонические категории будинажа и ориентировка межбудиных складок. Будинаж — характерное свойство любых неоднороднослоистых сред с послойно различными физическими свойствами. Это вид деформации слоев, пластов, жил, заключающийся в разделении их на блоки, линзы и т. д. (Тохтуев, 1972). Для различных геологических условий выделяются разные генетические типы будинажа (Тохтуев, 1967, 1969а, и др.). Нас в данном случае интересуют только тектонические его категории, из которых важными являются три.

1. Будинаж, вызванный действием сжатия перпендикулярно напластованию (Сорский, 1950; Рамберг, 1957). В результате этого пачка слоев подвергается растяжению по слоистости. Жест-

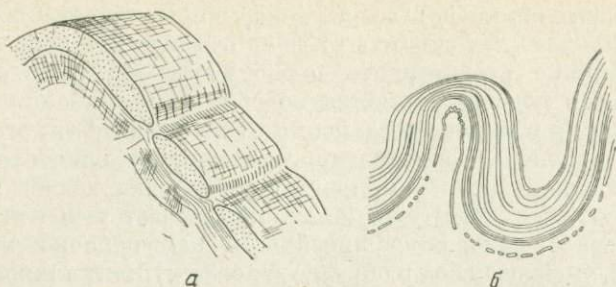


Рис. 51. Специфические особенности будинажа в разных типах складок.

а — будинаж в складке изгиба с отсутствием деформации в замке и ядре (складка типа I), по Э. Клоосу (Cloos, 1947) из работы Дж. Денниса (1971); *б* — будинаж в складке изгиба с зоной растяжения в замке и с зоной сжатия в ядре (складка типа II), из работы П. Холмквиста (Holmquist, 1931).

кие пласты разбиваются на план-параллельные блоки, в промежутки между которыми пластически вдавливаются материал смежных более пластичных пород. Такие межбудинные складки могут быть определены как складки поперечного изгиба (Ramberg, 1963а). Они закладываются на межбоковых трещинах отрыва двух и более пространственных систем произвольной ориентировки. Их шарниры могут совпадать с простиранием или падением пласта, а могут и не совпадать. Как разрывы, так и возникающие на их месте складки не имеют прямой связи с «нормальными» складками. Ориентировка шарниров межбудинных складок может варьировать от места к месту. Минеральная линейность, оновременная с будинажем этого типа, обычно не возникает. Ориентировка наложенной минеральной линейности в целом независима от ориентировки шарниров межбудинных складок.

Сходные черты строения могут возникнуть при явлениях диагенетического будинажа, происходящего в неполностью консолидированных осадках разной степени цементации в процессе их дифференциального уплотнения под влиянием нагрузки вышележащих пород (McCrossan, 1958; Greenwood, 1960). В сильно-метаморфизованных породах результаты такого будинажа нередко трудно отличить от собственно тектонического будинажа.

2. Будинаж, вызванный действием сжатия параллельно напластованию (Гзовский, 1960). Такое приложение силы вызывает образование складки, и будинаж осуществляется синхронно со складкообразованием. Жесткие пласты, не способные к пластическому течению, разрываются по трещинам, перпендикулярным напластованию и параллельным шарниру образующейся складки, так что блоки имеют вид плоских стержней, удлинение которых и шарниры межбудинных складок параллельны шарниру материнской структуры (Cloos, 1947). Разрыв стержней в перпендикулярном направлении происходит в местах заметной ундуляции шарнира материнской структуры.

В разных типах складок будинаж данной категории имеет собственные черты, согласованные с общим узором внутренне-напряженного состояния складки. Так, если образующаяся складка представлена складкой изгиба с отсутствием деформации в зоне перегиба (тип I), то жесткий пласт будинирован только на ее крыльях (рис. 51, а). В складках изгиба с зоной растяжения в замке и с зоной сжатия в ядре (тип II) будинируются только жесткие пласты, расположенные в замковой части. На крыльях складки эти пласты не будинированы, а в ядре смяты в мелкие складки (рис. 51, б).

При интенсивном скольжении на крыльях материнской складки породы могут испытывать вращательную деформацию (Wilson, 1953; Судовиков, 1957, 1964). При этом будинаж может начаться после того, как пласты уже были изогнуты в мелкие складки. Стержневые фрагменты таких складок при общем линейном удлинении имеют в поперечном сечении S-образную или более сложную конфигурацию.

Характерной особенностью этой категории будинажа является параллельность линейности будин и шарниров межбудинных складок шарниру материнской структуры. С ними могут также совпадать мелкая пloyчатость, бороздчатость, но, вопреки мнению Н. Г. Судовикова (1957, с. 61), не минеральная линейность. Последняя параллельна направлению скольжения в крыльях материнской складки и поэтому перпендикулярна ее шарниру, линейности будин и шарнирам межбудинных складок.

3. Будинаж, вызванный действием сжатия под острым углом к напластованию. В результате такого приложения силы возникает интенсивное скольжение, сопровождающееся будинообразованием. Этот процесс устанавливается в зонах надвигов (Судовиков, 1937, 1964; Гладков, 1960) и в тектонических зонах с вертикальным направлением скольжений (Казаков, 1960). Будины имеют ясно выраженный линейный характер, часто сплюснуты, так что в целом их форма близка к форме трехосного эллипсоида. Шарниры межбудинных складок параллельны наибольшему удлинению будин. И те и другие совпадают с направлением скольжений. Все иные виды синхронной линейности, включая минеральную линейность, параллельны удлинению будин и шарнирам межбудинных складок. Если одновременно со скольжением образуются асимметричные складки, то шарниры их будут перпендикулярны направлению скольжения. Следовательно, этим шарнирам будут перпендикулярны также и шарниры межбудинных складок.

Таким образом, при тектоническом будинаже возникают разнообразные ориентировки линейности будин и шарниров межбудинных складок. Наряду с закономерными ориентировками этих шарниров относительно шарнира материнской структуры могут быть и случайные, хаотические ориентировки, если будинаж не связан со складчатостью. Поэтому, прежде чем интерпретировать ориентировку шарниров межбудинных складок или

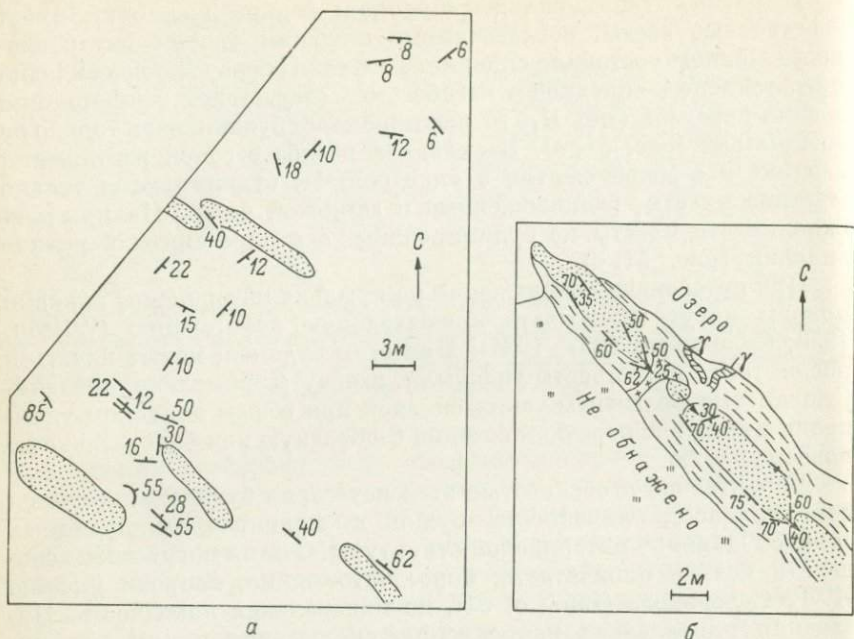


Рис. 52. Крупные будины жестких пород в сланцах ладожской серии, северная часть Ладожского озера.

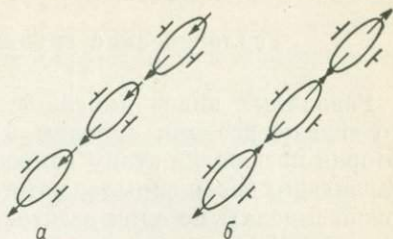
а — будины плотных среднезернистых метапесчаников в мелкозернистых двуслюдяных метапесчаниках, сев. берег о. Тулолансари, вблизи будин крутые залегания, в удалении — пологие; б — будины среднезернистых метапесчаников в мусковитовых сланцах, вост. берег о. Тулолансари, шарниры перегибов падают в одном направлении.

линейности будин, нужно получить четкие сведения о том, к какой категории относится данный тип будинажа.

Сложность изучения ориентировки межбудинных складок заключается в том, что будины обычно наблюдаются в двух измерениях и очень редко в трех измерениях. По двумерному сечению трудно судить о удлинении будин и об ориентировке межбудинных складок. Кроме того, будины могут иметь очень большие размеры (до километров; Судовиков, 1964, с. 124—125; Тохтуев, 1969б, 1972) и всегда есть опасность принять крупные межбудинные складки за складки самостоятельного этапа общей складчатости.

Осложнения в залеганиях пород, вызываемые будинажем. При отсутствии постбудинажных вращений элементы залегания слоистости сохраняются вблизи уплощенных сторон будин и изменяются около их торцевых частей на угол, стремящийся к 90° . Если же будины испытывали вращение в процессе образования или после, то около них возникает зона особой ориентировки, отличающейся от ориентировки в удалении от будин. На рис. 52, а показан один из участков ладожской серии. Падение слоистости преобладающих здесь мелкозернистых двуслюдяных сланцев—метапесчаников очень пологое. Вблизи же больших будин плотных средне-

Рис. 53. Ложноскладчатая (а) и истинноскладчатая (б) цепи структур.



зернистых метапесчаников, дающих горизонтальные сечения до 9×3 м, залегание слоистости становится крутым, даже около уплощенных сторон будин.

Ложные складки. Если встречена одна большая будина (например, крайняя северо-западная будина — рис. 52, б), то ее торцевое окончание может быть принято за зону перегиба складки. Определив положение предполагаемого шарнира, нужно продвинуться в направлении его падения до следующего выхода этих же пород. Встретив снова «перегиб», но обращенный в другую сторону, измеряем ориентировку «шарнира». Если направление его падения совпадает с предыдущим, то мы имеем дело с крупными будинами. Если же шарниры падают навстречу друг другу, то это в данном случае является доказательством складчатого строения. Для цепи ложноскладчатых, но истиннобудинажных структур характерно, что все шарниры перегибов падают в одну сторону при одинаковом в общем случае падении слоистости по обеим удлиненным сторонам структур (рис. 53, а). И наоборот, для цепи истинноскладчатых, но ложнобудинажных структур шарниры падают навстречу друг другу и составляют ундулирующую кривую, а падения слоистости противоположны на обоих флангах структур (рис. 53, б).

ПЛОСКОСТНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

В структурной геологии принимается, что плоскости наложения, граничные плоскости метаморфической полосчатости, плоскости сланцеватости, равно как осевые плоскости складок и грани минералов, соответствуют в общем приближении геометрическим плоскостям и могут быть отнесены к плоскостным структурным элементам. Последние представляют собой генерализованное геометрическое выражение многих объемных структурных элементов, таких как слоистость, полосчатость или сланцеватость, и позволяют характеризовать их пространственную ориентировку. В комбинации с линейными элементами они дают также полную пространственную ориентировку минералов и складок. В дальнейшем тексте плоскостные структурные элементы будут использованы только геометрически.

ЛИНЕЙНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Геологические группы линейных элементов

Различных видов линейности, вероятно, существует столько, что еще не все они описаны в той многочисленной литературе, которая посвящена этому вопросу. Даже типов линейности, представляющих обобщенные ее категории по тому или иному признаку, можно выделить не один десяток. Так, например, Э. Клосс (1958б) различал 15 типов линейности, подразделяя ее на линейность течения, вращения, скольжения, роста минералов, пересечения поверхностей S и т. д. Можно выделять типы линейности на основании ее геометрических форм, отношения к движениям, отношения к плоскостным структурам, материалности или мнимости и т. д. Различные вариации в сочетаниях линейности бесчисленны. Но среди всего разнообразия видов и типов линейности несомненны три ее крупные геологические группы:

1) линейность в осадочных породах, представленная удлиненными гальками и обломками минералов, сингенетичными удлиненными линзами, валиками, шарнирами оползневых складок, пересечением косых слоев с горизонтальными прослоями и др.;

2) линейность в магматических породах, выраженная удлинением минералов, их скоплений, шпиров, автолитов, ксенолитов и т. д.;

3) линейность метаморфических пород, синхронная со складчатостью и метаморфизмом (более подробная характеристика будет дана ниже).

Первые две группы линейных элементов относятся к первичным, последняя группа — к вторичным.

Первичная линейность, возникающая в процессе осадконакопления и диагенеза, а также линейность, образующаяся при магматическом течении и кристаллизации расплавов, имеют важное значение для восстановления условий образования осадочных и магматических пород. Переориентировка этих линейных элементов в процессе складчатости и метаморфизма изучена еще очень слабо, хотя несомненно, что такое изучение могло бы внести много новых методических приемов в исследовании складчатых структур. Для исследователей, изучающих деформации метаморфических комплексов, наиболее важно изучение линейных структурных элементов, возникающих в процессе метаморфизма и складчатости.

Линейные структурные элементы как первичные, так и вторичные могут быть распределены в объеме породы и даже в плоскости двояким образом: в хаотической ориентировке (изотропно) и в предпочтительной ориентировке, когда удлинения примерно совпадают (анизотропно). Только последний случай отражает линейную направленность движений материальных частиц и поэтому представляет наибольший интерес для структурной геологии.

Далее среди синдеформационных и синметаморфических линейных структурных элементов мы будем рассматривать почти исключительно те, которые имеют суммарно-анизотропную ориентировку.

Синдеформационная и синметаморфическая линейность

Категории линейности и их отношение к тектоническим движениям

Категории линейности. Рассматриваемая группа объединяет весьма разнообразные линейные структурные элементы, возникающие одновременно с деформациями, которые могут сопровождаться метаморфическим минералообразованием (но могут и не сопровождаться). Синдеформационная линейность возникает преимущественно в процессе складкообразования, но в значительной части также и при плоскостных деформациях, которые широко распространены в метаморфических породах и не обязательно должны быть связаны с узкими тектоническими зонами.

Синдеформационные и синметаморфические линейные структурные элементы можно подразделить на пять основных категорий:

- 1) линейность минералов или минеральная линейность;
- 2) линейность агрегатов минералов, обособлений, фрагментов пород, будив, муллион-блоков и др.;
- 3) шарниры складок разных масштабов, плек, гофрировки;
- 4) борозды, штрихи, линии скольжения;
- 5) линии пересечения последовательно возникающих плоскостей (например, пересечение слоистости и сланцеватости, раннего и позднего кливажа и т. д.).

Все эти категории линейности и составляющие их виды могут возникать одновременно и последовательно в параллельном или непараллельном положении. Вследствие широко распространенных различных возрастных и генетических вариаций линейности нужно особо внимательно относиться к изображению линейных ориентировок на карте. Предпочтительнее, чтобы линейные элементы разных видов наносились на карту разными значками. Для минеральной линейности это требование является обязательным — линейность каждого минерала должна быть обозначена самостоятельным значком. То же самое можно сказать в отношении шарниров складок различных возрастных генераций. Обобщенное изображение линейности двух-трех видов допустимо только в том случае, если исследователь имеет бесспорные доказательства их повсеместной параллельности и одновременности образования. Такие ориентировки, как правило, свойственны только определенным группам пород. В качестве примера можно назвать амфиболиты, в которых нередко находятся в линейно-параллельном положении кристаллы роговой обманки, их агрегаты и линзы породы в целом.

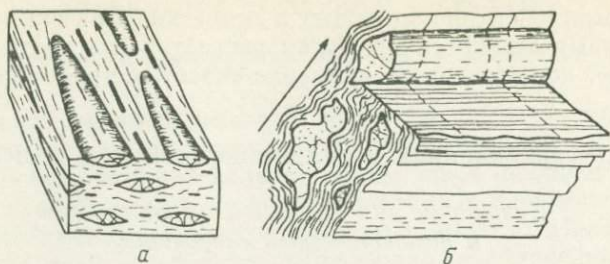


Рис. 54. *a*- и *b*-линейность.

***a*- и *b*-линейность.** Из выделенных выше категорий линейных элементов первые четыре могут быть рассмотрены в плане их отношений к направлению тектонической транспортировки вещества. Пятая категория является смешанной, некоторые линии пересечения строгой ориентировки к направлению тектонических движений не обнаруживают. Мы будем рассматривать эту категорию линейных элементов как имеющую в основном геометрическое значение.

По отношению к направлению тектонической транспортировки линейные структурные элементы могут быть подразделены на *a*- и *b*-линейность.

a-линейность (рис. 54, *a*) совпадает с направлением скольжений независимо от того, развиваются они в процессе складчатой или в процессе плоскостной деформации. Материально выраженная *a*-линейность (минералы, фрагменты пород и др.) характеризуется линейно-уплощенной формой и отсутствием признаков вращения; *b*-линейность (рис. 54, *б*) перпендикулярна направлению движения и скольжения.¹⁵ Форма минералов и их агрегатов всегда несет в себе признаки вращения при деформации. Предельным поперечным сечением *b*-линейности является круг. Если в процессе движений возникают плоскости скалывания под углом к основной плоскостной структуре, то все они пересекаются по оси, совпадающей с *b*-линейностью. Шарниры складок, как мы увидим далее, могут быть также разделены на типы, отвечающие *b*- и *a*-шарнирам. В применении терминов «*a*- и *b*-линейность» существует большая путаница. Для того чтобы ее избежать, мы будем различать эти типы линейности только по морфологическим признакам независимо от отношения к складчатой структуре, помня при этом, что для *a*-линейности ведущий компонент — скольжение, для *b*-линейности — вращение.

Кроме доказательств, исходящих из геологических наблюдений, существование *a*- и *b*-линейности было подтверждено экспери-

¹⁵ Рис. 54, *б* — из работы И. Оберха и Н. Котовски (Oberg, Kotowski, 1971).

ментально опытами В. Вильямсона по деформации глин, содержащих удлиненные кристаллы рутила и турмалина (Williamson, 1955), и Е. И. Паталахи (1971) по деформации моделей, составленных из металлов различной степени ковкости. В первом случае линейно ориентировались кристаллы рутила и турмалина, а во втором линейность была представлена бороздами и штрихами. Опыты обоих экспериментаторов не преследовали цель получения минеральной линейности, синхронной с деформацией. Как природные данные, так и эксперименты В. Вильямсона и Е. И. Паталахи показывают также, что *a*- и *b*-линейности могут образовываться одновременно в перпендикулярном положении.

Отношение линейных элементов к складкам. Линейные элементы, возникающие синхронно с образованием складки, ориентированы закономерно относительно ее шарнира и осевой плоскости. Этих закономерностей мы уже частично касались при описании типов складок и при обзоре складчатых деформаций, связанных с будиной. Здесь же мы дадим их обобщенное выражение со специальным уклоном.

Сам по себе шарнир является линейным элементом, с которым в складках изгиба типов I и II совпадают другие виды линейности (линейность агрегатов, фрагменты пород, будины и др.). Такого совпадения нет в складках типов III и IV, что вполне понятно, так как их внутренне-напряженное состояние (рис. 35, *a*; рис. 36, *e*) допускает мало возможностей ориентировки линейности параллельно шарниру. В цилиндрических сечениях складок типов I и II линейность, параллельная шарниру, по своему морфологическому типу отвечает *e*-линейности, а в конических сечениях — *a*-линейности. Поэтому обозначение шарнира как структурной оси символом *b* не означает, что линейность, ему параллельная, обязательно должна быть представлена морфологической *b*-линейностью.

Другой синхронной с образованием складки является ориентировка линейности перпендикулярно шарниру. Угол ее с осевой плоскостью различен и зависит от типа складки (рис. 55, *a*). В складках изгиба типа I плоскостями скольжения служат плоскости напластования и им параллельные плоскости. Линейность располагается на крыльях складки в этих плоскостях и ориентирована дивергентно относительно осевой плоскости. В складках изгиба типов II и III линейность развивается в плоскостях растяжения, которые ориентированы конвергентно относительно осевой плоскости (рис. 34, *b*; рис. 35). И, наконец, в складках ламинарного течения (тип IV) линейность лежит в плоскостях, параллельных осевой плоскости. Во всех случаях по своему морфологическому типу линейность, перпендикулярная шарниру, соответствует *a*-линейности. Она совпадает со структурной осью *a* только в складках ламинарного течения. Во всех типах складок изгиба, исключая только их изоклинальные разновидности, такого совпадения нет.

Общие замечания. Среди всех видов линейных структурных элементов метаморфических комплексов минеральная линейность представляет наибольший интерес, так как ее образование всегда синхронно с тем или иным этапом метаморфизма. Поэтому минеральная линейность свойственна исключительно метаморфическим породам и никогда не встречается в породах неметаморфизованных. Она может быть представлена любыми минералами линейно-удлиненного габитуса. Наиболее ярко и в площадном распространении выражена линейность роговой обманки, дистена и силлиманита.¹⁶

Положение минеральной линейности в складках контролируется, с одной стороны, положением плоскостей скольжения или иных плоскостей, по которым осуществляется дифференциальное перемещение вещества, и направлением скольжения (транспортировки) в этих плоскостях, а с другой — габитусом минерала и положением плоскостей (граней) и линий трансляционного скольжения. При складчатых деформациях с синхронным минералообразованием жестким условием возникновения ориентировки является совпадение плоскостей и направлений скольжения в теле складки с соответственными элементами кристаллизующегося и растущего минерала, а шарнира складки — с шарниром трансляционного скольжения минерала (рис. 55, б). Этим достигается полное соответствие в физико-динамических условиях пласта и минерала.

Минеральная линейность, перпендикулярная шарнирам складок. При цилиндрической деформации плоскости скольжения в различных типах складок различны: в типе I — плоскости напластования и параллельные им плоскости, в типах II и III — плоскости ковергентного веера, в типе IV — осевая плоскость и ей параллельные плоскости. Направления скольжения во всех этих плоскостях перпендикулярны шарниру и совпадают с направлениями, отмеченными стрелками на рис. 55, а. На рис. 55, б показано, что в кристаллах роговой обманки и дистена плоскостью скольжения является первый пинакоид (100), линией скольжения — третья ось [001], а шарниром скольжения — нормаль к третьей оси в плоскости первого пинакоида $\frac{\perp [001]}{(100)}$ (роговая обманка — см. Казаков, 1968б; дистен — см. Mügge, 1898; Raleigh, 1965; Казаков, 1968б). Силлиманит удлинен также по оси [001], которая и является наиболее вероятной линией скольжения. Пина-

¹⁶ Такие важные минералы метаморфических пород, как диопсид и гиперстен, обладают короткопризматическим габитусом и линейную ориентировку этих минералов в обнажении измерить удается редко. Публикуемые данные относятся, как правило, к их агрегатам.

коид (100) в силлиманите не развит и поэтому возможными плоскостями скольжения являются плоскости призмы (110).

В соответствии с условием физико-динамического подобия грань (100) роговой обманки и дистена и грань (110) силлиманита должны совпадать с плоскостями скольжений при деформации пласта, оси [001] и удлинение — с направлением скольжений в этих плоскостях, а $\frac{\perp [001]}{(100)}$ — с шарниром складки. Именно

такая ориентировка в природных складках установлена, например, для роговой обманки (Наяр, 1969; Devore, 1969). В целом удлинение минералов будет соответствовать направлениям, отмеченным для разных типов складок на рис. 55, а, и будет перпендикулярно шарниру, линейность будет отвечать *a*-линейности. Габитус роговой обманки, дистена и силлиманита находится в полном соответствии с требованиями, предъявляемым к *a*-линейности.

Таким образом, теория подсказывает, что для синхронно кристаллизующихся удлиненно-пластинчатых минералов (роговая обманка, дистен, силлиманит) *a*-линейность является единственно возможным типом линейности. Специальными исследованиями замково-ядерных частей складок типов II и III установлено, что кристаллы кальцита и кварца, удлиненные по оптической оси, хотя их габитус и не является пластинчатым, ориентируются тем не менее по конвергентным верным направлениям *a*-линейности (Казаков, 1967; Нага, 1966а; Нага et al., 1968).

Наблюдаемая иногда в цилиндрических сечениях складок линейность минералов (монокристаллов) субпараллельно шарниру, которую можно принять за *b*-линейность, в действительности является несинхронной, а образованной ранее данной складки и деформированной ею. Поздняя деформация выражается в искривлении кристаллов, что приводит к сложным профилям в их поперечном сечении (рис. 55, в). Синхронное минералообразование с вращением по осям, параллельным шарниру, известно пока только для гранатов (структура снежного кома).

Минеральная линейность, параллельная шарнирам складок. Линейность, наблюдаемая в такой ориентировке, нередко имеет все признаки синхронной линейности и не несет следов позднего вращения. Морфологически по габитусу кристаллов это четкая *a*-линейность, но положение, параллельное шарниру, может вызывать подозрение о ее принадлежности к *b*-линейности. Известны две генетических разновидности рассматриваемой линейности.

1. Линейность в изометричных складчатых формах. Мы можем представить себе образование изометричной складчатой формы, например, купола, действием концентрированного усилия в направлении структурной оси *a* (рис. 56). Деформируемая поверхность обязательно испытывает коробление, в результате которого возникают дополнительные складки с шарнирами, согласованными

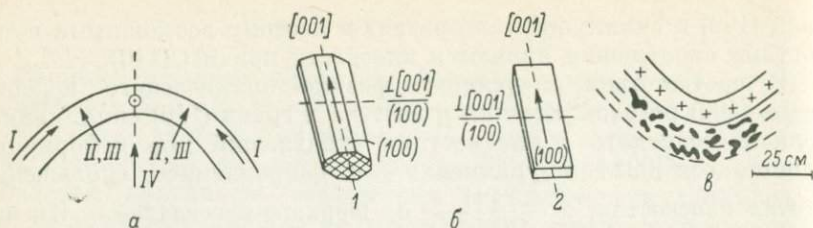


Рис. 55. Линейные структурные элементы.

a — ориентировка *a*-линейности относительно шарнира и осевой плоскости в складках различного типа (*I*, *II*, *III*, *IV* — типы складок); *б* — направления скольжений $[001]$, плоскости скольжений (100) и шарниры скольжений $\frac{\perp [001]}{(100)}$ в кристаллах роговой обманки (1) и дистена (2); *в* — кристаллы силлиманита, изогнутые посткристаллизационной деформацией, ладожская серия, сев. шхеры Ладожского озера, о. Лехтосари.

с общим движением по оси *a*. В направлении шарниров осуществляется также скольжение между пластинами и внутри них. Шарниры складок выступают в данном случае как *a*-шарниры. Линейность минералов, параллельная им, не только морфологически, но и генетически строго соответствует *a*-линейности.

2. Линейность в мелких складках, перпендикулярных простиранию главной структуры. Механизм образования такой линейности был предложен Э. Клоосом (19586). Автор данной книги применил представления Э. Клооса к объяснению генезиса линейности и поперечных складок мамского комплекса Северо-Байкальского нагорья (Великославинский, Казаков, Соколов, 1963). Основой механизма Э. Клооса является неравномерное растяжение в различных участках крупной структуры параллельно ее удлинению при дифференциальном перемещении вещества перпендикулярно удлинению. В центральной зоне структуры между точками *c* и *d* (рис. 57) растяжение будет большим, чем между точками *c'* и *d'* на ее периферии. Вследствие этого возникают поперечные складки, степень сжатости которых увеличивается от центральной зоны структуры к периферии. По морфологии поперечные складки более близки к складкам конических сечений, чем к цилиндрическим складкам. Внутри- и межпластовые скольжения, сопровождающиеся минералообразованием, осуществляются перпендикулярно общему удлинению структуры, т. е. по ее оси *a*, и совпадают с направлением поперечных складок, которые являются поэтому *a*-складками. С направлением скольжений совпадает и линейность удлиненно-пластинчатых минералов, которая, следовательно, и по геологическим признакам, а не только морфологически, отвечает *a*-линейности.

Синхронная минеральная линейность, ориентированная к шарнирам складок. Возможность такой категории синхронной *a*-линейности не должна вызывать удивления. Действительно, благоприятные условия для ее образования создаются в периклинальных окончаниях линейных складок, соответствующих коническим

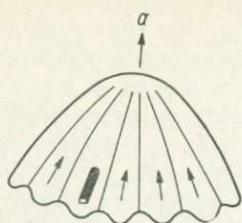


Рис. 56. Положение синхронных мелких складок в куполе.

a — ось движения. В одной из складок показана ориентировка линейности удлиненно-пластинчатого минерала.

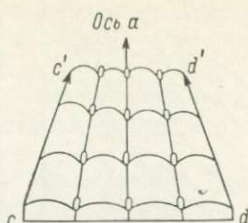


Рис. 57. Схема, поясняющая образование поперечных складок, по Э. Клоосу.

cd — направление удлинения структуры в центральной зоне; *стрелки* — направление дифференциального перемещения вещества.

сечениям. Динамика структурного преобразования в них представляет собой сочетание цилиндрической деформации и поперечного изгиба, который в чистом виде приводит к изометричным складчатым формам осевой симметрии типа рис. 30, *I* или рис. 56. Цилиндрическая деформация стремится ориентировать линейность перпендикулярно шарниру структуры, а поперечный изгиб — параллельно шарниру. В результате возникают промежуточные косые ориентировки.

Общая, теоретически рассчитанная ориентировка линейности рассматриваемой категории показана на рис. 58, *a*. Как и ориентировка шарниров дополнительных складок, она зеркально-симметрична относительно осевой плоскости структуры, но образует не конвергентный, а более сложный веер. За исключением зоны осевой плоскости, где линейность параллельна шарнирам дополнительных складок, на всем остальном пространстве структуры такой параллельности нет. Если мы будем двигаться по крылу структуры от конца ее цилиндрической части (точка z) до осевой плоскости на перегибе (точка k), то увидим, что угол между шарниром складки и линейностью постепенно уменьшается от 90 до 0° .

Пример ориентировки линейности обсуждаемой категории в структуре регионального плана будет рассмотрен далее (с. 125).

Региональная ориентировка линейных структурных элементов

Как мы видели выше, ориентировка линейных структурных элементов жестко связана со складками мелких и средних масштабов и проявляется различно в складках разного стиля и генезиса. Складки этих масштабов и ассоциирующая с ними линейность имеют определенную ориентировку в суперструктуре, какой по отношению к ним является прогиб или крупная зона синхронной складчатости, охватывающая как прогиб, так и окру-

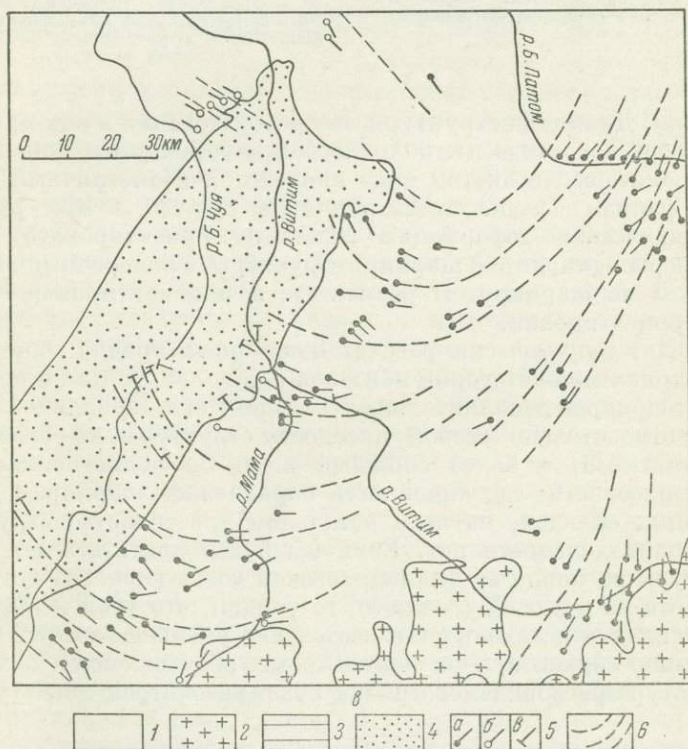
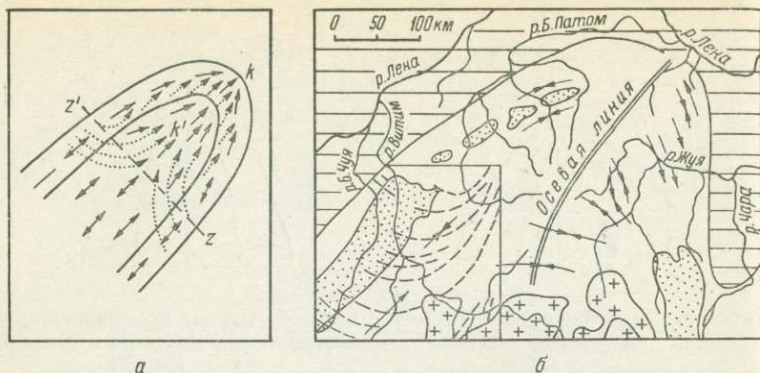


Рис. 58. Ориентировка линейности в верхнепротерозойском геантиклинории Байкало-Патомского нагорья.

a — теоретическая схема ориентировки линейности (стрелки точечного пунктира) и шарниров дополнительных складок (сплошные стрелки) в конечном сечении структуры, штриховой пунктир — граница цилиндрической (внизу) и конической (вверху) частей структуры, *z, k, z', k'* — служебные обозначения (см. с. 123 и 126); *b* — верхнепротерозойский геантиклинорий Байкало-Патомского нагорья и ориентировка линейности на его западном фланге (выделен участок рис. 58, *a*); очевидно соответствие траекторий линейности зоне *z'k'* теоретической структуры рис. 58, *a* (стрелки — шарниры крупных дополнительных складок); *в* — карта линейности междуречья Б. Чуя—Б. Патом, преобладающие углы падения 10—40°. 1 — верхнепротерозойские отложения; 2 — варисийские гранитоиды—щелочные сиениты; 3 — палеозойские отложения Сибирской платформы; 4 — выходы архейского фундамента; 5 — линейность (*a* — минеральная линейность, преимущественно по дистену; *б* — линейность галек, псевдогалек, будин, фрагментов пород; *в* — штрихи и бороздчатость); 6 — генерализованные направления ориентировки линейности.

жающие образования. Таким образом, региональную ориентировку линейных структурных элементов мы будем рассматривать как ориентировку в суперструктуре.

Количество районов, в которых изучена региональная ориентировка линейности, невелико. Поэтому нам придется ограничиться тремя примерами.

Линейность в раннедокембрийской беломорской серии Балтийского щита. Беломорская серия является одним из крупнейших стратиграфических подразделений раннего докембрия в советской части Балтийского щита. По Н. В. Горлову (1967), с юго-запада она ограничивается выходами древнего гнейсо-гранитного фундамента. Линейность беломорской серии представлена кристаллами дистена и роговой обманки, скоплениями биотита, ребристостью и бороздчатостью. Эти виды линейности, исключая дистен, обнаруживаются и в прилегающих частях гнейсо-гранитного фундамента.

Данные по ориентировке линейности были обобщены Н. В. Горловым и представлены в виде рис. 59. Этот рисунок Н. В. Горлов любезно разрешил опубликовать автору. Выделяются два генеральных направления ориентировки линейности — северо-восточное, перпендикулярное границе серии и фундамента, и северо-западное, параллельное ей. Граница серии изменяет свою ориентировку с северо-западной (в северной части) до субмеридиональной (в южной части). Соответственно веером разворачиваются и линейные направления.

Линейность в верхнепротерозойских сериях Байкало-Патомского нагорья. Верхнепротерозойские отложения этого региона слагают на правобережье р. Лены обширный геосинклинарий шириной с северо-запада на юго-восток около 400 км с периклиналильным замыканием на северо-востоке (рис. 58, б). С запада, севера и востока геосинклинарий ограничен палеозойскими и более молодыми отложениями Сибирской платформы. Внутреннее строение геосинклинария характеризуется чередованием крупных антиклинальных и синклинальных структур, вытянутых параллельно его границам с платформой, т. е. на северо-западном фланге — в северо-восточном направлении, на восточном фланге — в меридиональном направлении и в центральной части — в субширотном направлении. По отношению к осевой линии геосинклинария шарниры этих структур ориентированы дивергентно. На фланговых частях геосинклинария обнажается прерывистый пояс выступов архейского фундамента, окаймленных небольшими по мощности отложениями, относимыми к среднему протерозою (эти отложения на рис. 58, б, в не показаны). Ядерная часть геосинклинария прорвана варисцидскими интрузиями гранитоидов — щелочных сиенитов.

Ориентировка линейности обобщена для юго-западной части геосинклинария на площади 150×150 км в бассейнах рр. Б. Чуи, Мамы, Витима и Б. Патома (рис. 58, в), сложенной преимущест-

венно породами мамской кристаллической серии. На данной площади верхнепротерозойские отложения метаморфизованы в основном в условиях амфиболитовой фации, и линейность в них, показанная на рис. 58, в, представлена почти исключительно минеральной линейностью, главным образом дистеном. Для пород зеленосланцевой фации (к северо-западу от выступа фундамента, рис. 58, в) наиболее характерна линейность галек конгломератов. В выступе архейского фундамента, сложенном гранитоидами, обычно встречаемой формой линейности являются штрихи, бороздчатость, ребристость, но наблюдается также линейность минералов и обособлений.

В пределах выступа архейского фундамента линейность не имеет автономной ориентировки, она ориентирована субперпендикулярно к его границам и субпараллельно линейности верхнепротерозойских отложений в частях, контактирующих с фундаментом. Ю. М. Соколов (1967) показал, что линейность фундамента является вторичной, образованной одновременно со складчатостью и метаморфизмом верхнепротерозойских отложений.

На рассматриваемой площади линейность ориентирована по субконформным кривым, обращенным выпуклостью в южном направлении. В западной части площади ее ориентировка субперпендикулярна границе геоантиклинория и палеозойских отложений Сибирской платформы (рис. 58, б), а в восточной части площади субпараллельна этой границе. Объяснение такой ориентировки можно найти при ее сравнении с теоретически рассчитанной ориентировкой линейности в зоне, переходной от цилиндрического сечения структуры к коническому сечению (рис. 58, а; см. также с. 108, 123). Весь верхнепротерозойский геоантиклинорий Байкало-Патомского нагорья может быть в обобщенной форме уподобен крупной периклинальной структуре. Выявленная ориентировка линейности на его северо-западном фланге полностью отвечает теоретическим траекториям зоны $z'k'$ (рис. 58, а).¹⁷ На рис. 58 показано также исходящее из теории несовпадение ориентировки синхронных минеральной линейности и шарниров складок, хотя и линейность, и шарниры в конической части структуры относительно ее осевой линии ориентированы дивергентно, т. е. в виде веера, сходящегося к вершине k . Случаи такого несовпадения неоднократно устанавливались на данной площади. В частности, автор наблюдал заметное несовпадение линейности дистена и шарниров мелких складок в бассейне Сосновки, Б. Слюдянки и в других местах. Несовпадение ориентировок линейности и шарниров выявлено также изучением полной пространственной ориентировки дистена (см. с. 45 и рис. 27).

¹⁷ Так как геоантиклинорий имеет сложноскладчатое строение, то за пределами территории, ограниченной рис. 58, в, падение линейности при сохранении простирания должно варьировать, что, однако, не изменяет существа теоретической схемы рис. 58, а.

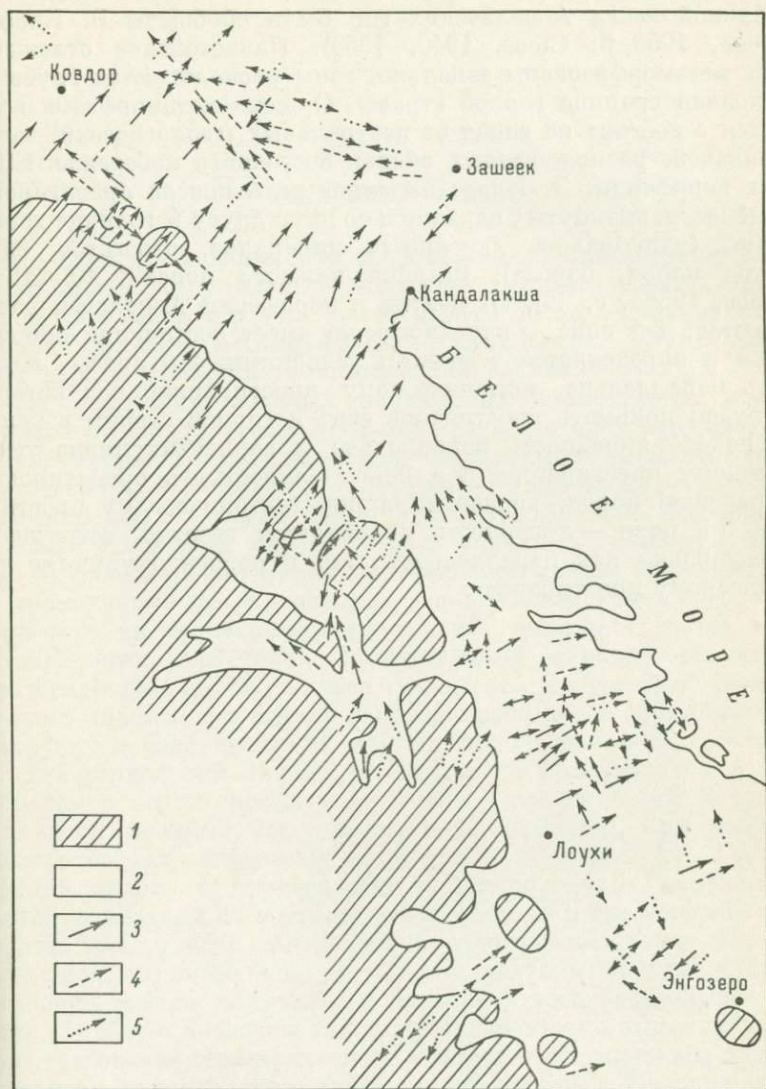


Рис. 59. Ориентировка линейности в Северо-Западном Беломорье.
Составил Н. В. Горлов.

1 — породы комплекса гранитоидов фундамента; 2 — породы беломорской серии; 3 — ориентировка кристаллов дистена и скоплений биотита; 4 — ориентировка кристаллов роговой обманки; 5 — ребристость, бороздчатость.

Линейность в метаморфизованных палеозойских отложениях Аппалачей в Северной Америке. Данные по линейности для значительной части Аппалаческих гор были обобщены Э. Клоосом (Клоос, 1958, б; Cloos, 1940, 1953). Палеозойские отложения здесь метаморфизованы зонально, зоны располагаются грубо параллельно границе горной страны. Степень метаморфизма понижается с востока на запад от центральных (геологически) частей Аппалачей, расположенных вблизи восточного побережья США, к их периферии. Э. Клоос выделяет пять поясов ориентировки линейности, вытянутых параллельно друг другу и границе горной страны (учитывалась линейность минералов, агрегатов, фрагментов пород, борозд). Ширина каждого пояса — 10—20 км (Клоос, 1958б, с. 46). От центра к периферии Аппалачей располагаются: 1-й пояс — линейность не имеет постоянной ориентировки и определяется местными условиями; 2-й пояс — линейность параллельна тектоническому простиранию, под которым мы будем понимать простирание свит и горной страны в целом; 3-й пояс — линейность параллельна и перпендикулярна тектоническому простиранию; 4-й пояс — линейность ориентирована по падению пород, перпендикулярно тектоническому простиранию; 5-й пояс — линейность проявляется нечетко, встречаются ориентировки как параллельные, так и перпендикулярные тектоническому простиранию.

II. ОСНОВЫ ГЕОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

НАЗНАЧЕНИЕ И МЕТОД

Полевые наблюдения над особенностями, взаимоотношениями и залеганием структурных элементов метаморфических горных пород составляют одну из частей работы по исследованию структурной эволюции метаморфических комплексов. Другой частью этой работы является геометрический анализ.

На основании полевых наблюдений составляется полевой вариант структурно-геологической карты, которая отражает пространственные взаимоотношения структурных элементов и их отношения к геологическим границам того или иного рода. Геометрический анализ имеет своей целью углубленное исследование угловых отношений плоскостных и линейных элементов, изучение их ориентировки в пространстве, соединенное со статистикой, и применяется как в полевых, так и в камеральных условиях. При помощи геометрического анализа решаются также задачи прикладного характера. Окончательный вариант структурно-геологической карты должен учитывать результаты геометрического анализа и в случае необходимости нести дополнительную нагрузку в виде проекций или других графических обобщений.

Геометрический анализ на плоскости производится главным образом с использованием графиков с двумя осями координат. Такими графиками мы пользовались, например, при исследовании геометрии складчатых форм (см. с. 80 и рис. 41). Геометрический анализ в пространстве с помощью трех координатных осей, громоздкий по построениям и сложный в графическом исполнении, мало удобен для решения геологических задач. Практика показала, что наилучшие результаты, наиболее простые и быстрые решения можно получить, используя стереографические проекции. Только с помощью таких проекций можно выполнить основное требование геометрического анализа — исследование пространственной ориентировки линий и плоскостей в соединении с их количественно-статистической оценкой. Для того чтобы отличить данное направление геометрического анализа от других направлений, взаимоотношения и особенности, выявляемые с помощью стереографических проекций, мы будем далее называть с т е р е о г е о м е т р и е й.

Морфолого-геометрическое направление исследований ставит перед геометрическим анализом три главные задачи:

1) выявление особенностей и определение ориентировки крупных структур, оконтуриваемых по геологической карте;

2) установление синхронности или разновозрастности крупных структур и мелких складок (см. с. 154 и табл. 4);

3) восстановление ориентировки осей наложенной складчатости на основании геометрии ранних складок (см. с. 184).

В этом разделе мы рассмотрим вопросы стереогеометрии простых типов складок, деформированных одноактно.

Стереографическая сетка и работа с ней

Типы сеток, проекция плоскости и линии

Рациональный выбор стереографической сетки. Проекция сферы — шара, представляющего обобщенное выражение трехмерного пространства, на плоскость может быть выполнена в трех вариантах: 1) с сохранением равных углов, но с искажением площадей (равноугольная проекция и сетка Вульфа; рис. 60); 2) с сохранением равных площадей, но с искажением углов (равноплощадная проекция Ламберта; сетка Шмидта); 3) с равномерным искажением углов и площадей (равнопромежуточная проекция и сетка Каврайского). В принципе любая из этих проекций и сеток может быть использована при исследованиях в области структурной геологии. Главным условием применения той или иной сетки является возможность статистической обработки точек измерений на ее площади. До 1949 г. такая возможность существовала только для равноплощадной сетки Шмидта, вследствие чего она и получила широкое распространение при структурно-геологических исследованиях. Обработка точек на сетке Шмидта производилась посредством трафаретов с нанесенными на них элементарными кружками равного диаметра площадью в 1% от площади сетки (Елисеев, 1953, и др.).

В 1949 г. А. В. Пронин предложил планисферу (рис. 61), которая позволяет автоматически переводить площади концентрации точек из равноугольной проекции в равноплощадную. Точки наносятся на сетку Вульфа, затем стекло или калька накладываются на планисферу Пронина и плотности точек на 1% площади обрабатываются в изолиниях общеизвестным способом. Диаметр элементарных кружков с площадью в 1% на планисфере Пронина неравный и увеличивается от центра проекции к периферии. Применение планисферы Пронина значительно упрощает и ускоряет процесс обработки точек, что дает предпочтение использованию сетки Вульфа, а не сетки Шмидта. Кроме того, сетка Вульфа используется также при работе с федоровским столиком, что придает ей универсальное значение.

Сетка Каврайского по своему построению является как бы промежуточной между сетками Шмидта и Вульфа. По сравнению

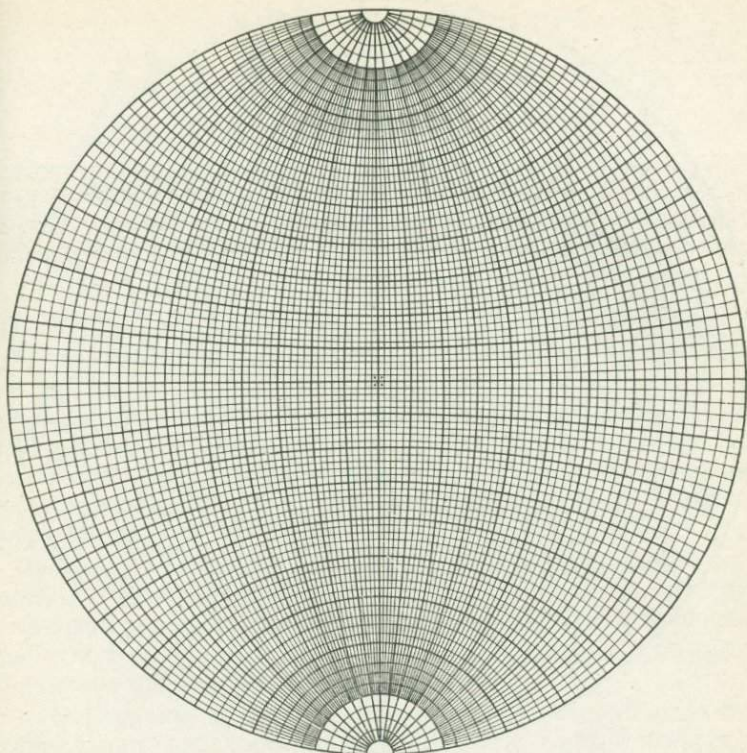


Рис. 60. Стереографическая сетка Вульфа.

с этими сетками она обладает очень важным достоинством — наименьшим искажением площадей и направлений. А. Б. Вистелиусом (1958) рассчитан вариант трафарета О. Брайча (Braitsch, 1956) для перевода площадей концентрации точек из равнопромежуточной проекции в равноплощадную. Кажется бы, имеются все условия для применения сетки Каврайского в структурной геологии при статистической обработке наблюдений. Однако пока использование этой сетки широкого распространения не получило. Возможно, что одной из причин этого является сложность и необычность расчета концентраций по методу О. Брайча, сильно отличающегося от метода, общепринятого в структурной петрологии.

Стереографическая сетка Вульфа. Сетка (рис. 60) напоминает проекцию одного из земных полушарий. «Меридианы» и «параллели» сетки соответственно называются большими и малыми кругами. Большие круги (или дуги больших кругов) — это сечения плоскостей, проходящих через линию, соединяющую полюса сетки; малые круги (или дуги малых кругов) — траектории сечений конусов различного углового радиуса; ось конусов —

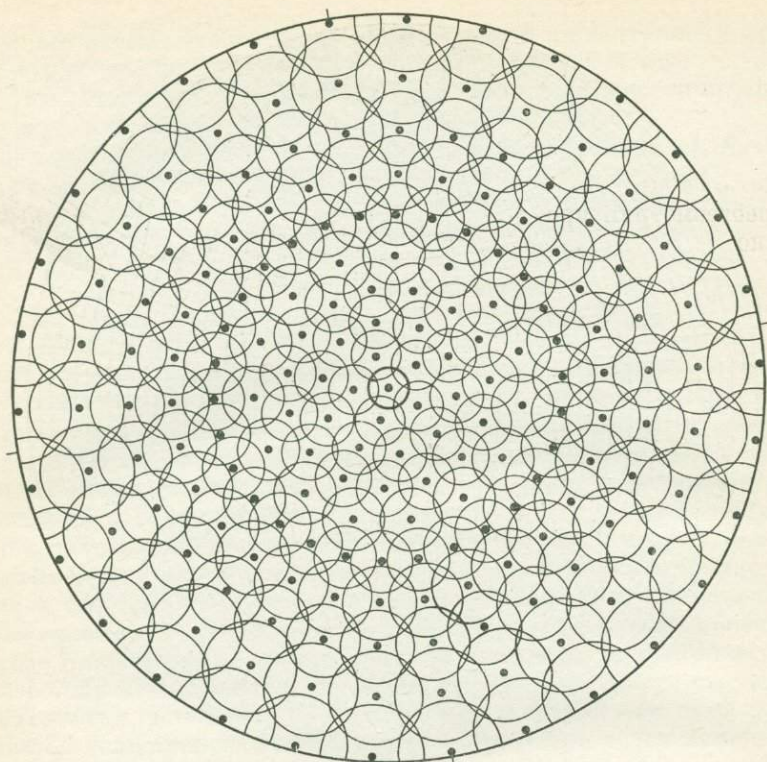


Рис. 61. Планисфера Пронина.

линия, соединяющая полюса сетки. При обработке данных по ориентировке линейных направлений или полюсов плоскостей могут встретиться случаи их концентрации по дугам малых кругов, центр которых не совпадает с полюсами сетки.

На сетке показаны углы азимутов, как на простом (не горном) компасе. Азимут 0° соответствует северу, 180° — югу. При работе с федоровским столиком употребляются сетки с перевернутой разграфкой (юг — 0° , север — 180°). Если имеется такая сетка, то ее нужно повернуть «вверх ногами», и разграфка совпадет со стандартной. Сетка наклеена на деревянную основу, в центре сетки находится штырь. Измерения наносятся на матовое стекло или кальку, которые «одеваются» на штырь и могут вращаться вокруг него.

При работе с федоровским столиком применяются сетки диаметром 20 см. Эти сетки громоздки и мало удобны в полевых условиях. Более удобными являются сетки диаметром 10 см (рис. 60). Точность их вполне достаточна. Полезно иметь 2—3 сетки. Сте-

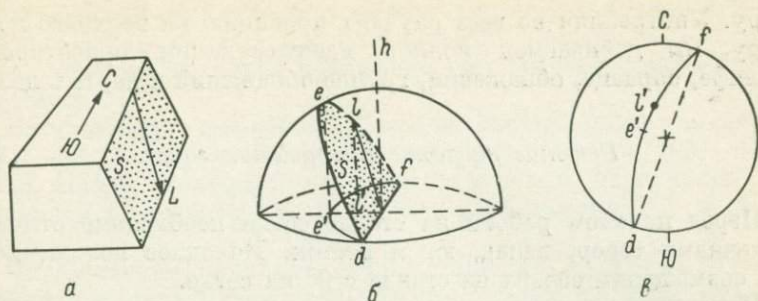


Рис. 62. Плоскость и линия в пространстве (а), внутри полусферы (б) и на стереографической сетке в проекции на верхнюю полусферу (в).

реографические сетки с деревянной основой и стекла к ним промышленность не производит и их нужно изготовить самому. Для исследователя структурного строения толщ стереографическая сетка является в полевых условиях таким же необходимым инструментом как и компас.

Проекция плоскости и линии. Чтобы спроектировать плоскость S и линию L на экваториальную плоскость сферы (рис. 62, а), каковой является плоскость сетки Вульфа, расположенная при обработке структурных данных, как и карта, всегда горизонтально, мы должны произвести две операции.

1. Ограничим полусферой, основанием которой является экваториальная плоскость, расположенная горизонтально, часть плоскости S и линии L . Плоскость S пересечется с полусферой по линии def , а линия L — в точке l .

2. Из бесконечно удаленной точки h (рис. 62, б) спроектируем линию def и точку l на вертикальную плоскость. Проекцией def (или плоскости S) будет дуга большого круга $de'f$, а проекцией точки l (или линии L) — точка l' (рис. 62, в).

Мы спроектировали плоскость S и линию L на верхнюю полусферу. Заметим, что дуга большого круга отклоняется от осевой линии df (рис. 62, в) в ту же сторону, в которую запрокинута плоскость S и линия L (рис. 62, а), что создает полное зрительное единство.

Вообще проекция на верхнюю полусферу представляется автору более рациональной, чем проекция на нижнюю полусферу. Изображение залегания плоскостных элементов и линейных направлений на геологических картах фактически является упрощенным выражением их проекции на верхнюю полусферу. Если бы мы попытались изобразить геологическую карту в проекции на нижнюю полусферу, то должны были бы перевернуть все значки и контуры в противоположном направлении. Структурно-геологические карты нередко иллюстрируются микроструктурными диаграммами, которые также составляются в проекции на верхнюю полу-

сферу. Употребляя во всех случаях проекцию на верхнюю полу-сферу, мы добиваемся полной идентификации ориентировок в шлифе, образце, обнажении, группе обнажений и карте в целом.

Решение на сетке простейших задач

Перед началом работы на стекле сетки необходимо отметить черточками север, запад, юг и восток. Исходное положение — при совмещении севера на стекле с 0° на сетке.

Нанесение на сетку плоскости и линии, определение их координат (рис. 63, а). Например, слоистость имеет простирание СВ 30° , падение СЗ $\angle 60^\circ$. Отмечаем на стекле черточкой азимут 30° . Поворотом стекла совмещаем черточку с 0° на сетке. Отсчитываем от правого края сетки (не от центра) 60° и проводим дугу большого круга, которая и будет отвечать заданной плоскости. Если бы падение плоскости было юго-восточным, то отсчет градусов нужно было бы вести от левого края сетки. Положение плоскости может быть обозначено ее полюсом πS , который при совмещении крайних точек дуги большого круга с нулевым меридианом будет располагаться по линии экватора на угловом расстоянии от плоскости в 90° . При составлении структурных диаграмм используют именно полюса плоскостей, а не проекции плоскостей на сетке. М. В. Гзовский (1971, с. 29) считал, что для целей тектонофизики плоскость удобнее определять через линию ее падения d , чем через нормаль. Однако в структурной геологии анализ ориентировки линий падения пока не применяется. В будущем важно выяснить возможности такого анализа. На сетке линия падения d при совмещении крайних точек дуги большого круга с нулевым меридианом определится пересечением этой дуги с плоскостью экватора.

Определение координат плоскости производится в обратном порядке. Совмещаем крайние точки дуги большого круга с нулевым меридианом или выводим на линию экватора полюс πS или линию падения d . Отсчитываем угол падения, квадрант падения опреде-

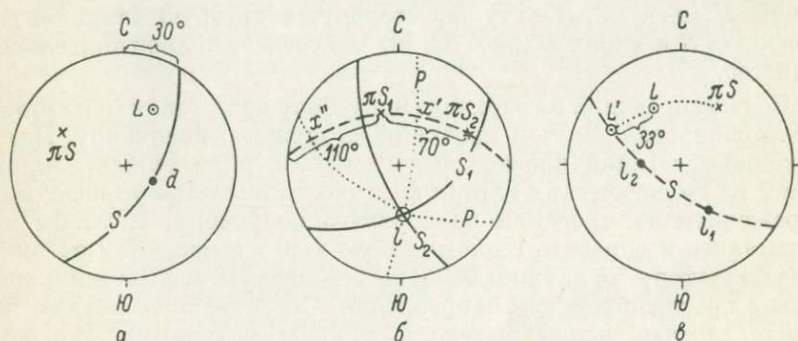


Рис. 63. Решение задач на стереографической сетке.

дится положением в нем полюса πS . Отмечаем черточкой при данном повороте стекла положение нулевого меридиана. Поворачиваем стекло на исходное положение, читаем отсчет азимута простирания.

Было измерено в обнажении, что линейность L падает по азимуту $205 \angle 30^\circ$. Отмечаем на стекле черточкой азимут 205° . Поворотом стекла совмещаем черточку с нулевым меридианом. Отсчитываем от отметки 0° по нулевому меридиану 30° и ставим точку.

Определение координат линии: выводим точку на нулевой меридиан и отсчитываем угол падения, ставим черточку нулевого меридиана в противоположной части сетки, поворачиваем стекло в исходное положение и читаем отсчет азимута падения.

Определение линии пересечения двух плоскостей (рис. 63, б). Каждую из плоскостей S_1 и S_2 наносим описанным выше способом. Координаты линии пересечения l определяем также, как и выше. В конкретном случае это задача графического определения шарнира по залеганию крыльев складки. Наилучшие результаты можно получить для угловатых складок с углом между крыльями $90^\circ \pm 45^\circ$. Чем меньше угол между крыльями, тем точнее определяется азимут падения шарнира, но резко увеличиваются ошибки в определении угла падения шарнира. Чем больше угол между крыльями, тем лучше определяется угол падения шарнира, но увеличиваются ошибки в определении его азимута падения. Графическое определение шарнира для складок конических сечений с пологими зонами перегиба очень надежно.

Определение угла между двумя плоскостями (рис. 63, б). На стереографической сетке угол между двумя плоскостями это есть угол между их полюсами. Отметим точки полюсов πS_1 и πS_2 . Поворачиваем стекло на сетке так, чтобы точки πS_1 и πS_2 расположились на одном из больших кругов проекции. По градусной сетке отсчитываем угловые значения. Так как на сетке отражаются пространственные взаимоотношения плоскостей, то эти плоскости образуют два угла с общей суммой 180° . В нашем случае углы равны 70 и 110° . Геологически это могут быть углы между крыльями складки, между сланцеватостью и слоистостью, между двумя сланцеватостями и т. д. В одних случаях достаточна угловая характеристика при помощи меньшего угла, в других случаях, например, при определении угла между крыльями складки, важно иметь также полевую оценку, является угол острым или тупым, чтобы при графическом определении не спутать эти углы.

Определение бисекторных плоскостей между двумя заданными плоскостями (рис. 63, б). Имея на стекле след плоскостей S_1 и S_2 и точки их полюсов πS_1 и πS_2 , поворачиваем его так, чтобы πS_1 и πS_2 расположились на одном из больших кругов проекции. Делим углы между πS_1 и πS_2 пополам (в градусах). Получаем точки x' и x'' . Поворачиваем стекло так, чтобы точка x' и проекция линии пересечения плоскостей l расположились на одном из

больших кругов проекции. Проводим след плоскости. Ту же операцию проделываем с x' и l . Геологически эта задача может быть приравнена к определению положения осевой плоскости по залеганию крыльев складки. Для того чтобы выбрать одну из двух графически возможных плоскостей, необходимо иметь полевую оценку величины угла между крыльями. Кроме того, нужно помнить, что графическое определение возможно только для тех складок, в которых осевая плоскость является бисекторной плоскостью. Графические операции рассматриваемого типа не выполнимы, например, для складок с разной мощностью пластов на крыльях.

Определение положения плоскости по двум линейным элементам, лежащим в ней (рис. 63, в). Задача имеет отношение к определению зеркала складок (с. 101). Допустим, что шарниры складок (l_1) падают по азимуту $330 \angle 40^\circ$, а случайно выбранная по условиям обнаженности линия, соединяющая замковые точки антиклиналей (l_2) — по азимуту $90 \angle 50^\circ$. Стекло с нанесенными точками линейных направлений поворачиваем так, чтобы l_1 и l_2 расположились на одном из больших кругов проекции, который и будет соответствовать залеганию зеркала складок. Наносим на сетку положение полюса πS .

Определение угла между двумя линиями. Операции аналогичны операциям при определении угла между полюсами плоскостей, πS_1 и πS_2 (рис. 63, б).

Определение угла между плоскостью и линией (рис. 63, в). Искомый угол есть угол между линией и ортографической проекцией линии на плоскость. Например, нам нужно определить угол между минеральной линейностью L , наблюдаемой на крыле одной из складок и падающей по азимуту $150 \angle 35^\circ$, и выше определенным зеркалом складок. После нанесения на стекло точки L поворачиваем его так, чтобы L и полюс зеркала складок πS расположились на одном из больших кругов проекции. По этому кругу проводим дугу от πS через L до ее пересечения с плоскостью S . Точка пересечения L' и будет ортографической проекцией линии L на плоскости S . Определяем угол между L и L' (в данном случае он равен 33°).

Статистический анализ ориентировки плоскостных и линейных элементов

Применяемые типы диаграмм

Структурные диаграммы, составляемые на стереографической сетке, позволяют обработать и представить в концентрированном виде многочисленные замеры структурных направлений той или иной категории. Обобщенная пространственная характеристика плоскостных и линейных элементов дает определенное представление об объемных структурных элементах, таких, например,

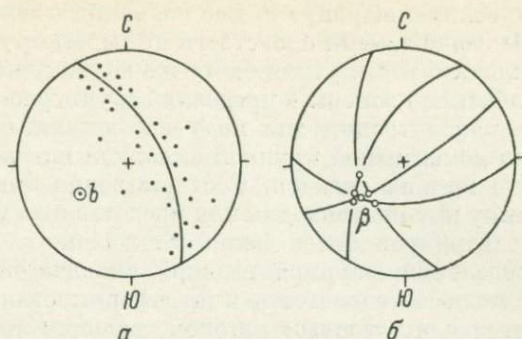


Рис. 64. Построение диаграмм, применяемых при статистической обработке наблюдений.

a — диаграмма полюсов плоскостных элементов (дуга большого круга — главная плоскость симметрии пояса, *e* — шарнир складчатой структуры); *b* — точки β -пересечений при построении β -диаграммы.

как складки. Выбор типа диаграммы зависит от свойств данного структурного элемента и от цели, в соответствии с которой анализируется его пространственное распределение.

Диаграммы ориентировки полюсов плоскостных элементов. К плоскостным элементам могут относиться плоскости слоистости, полосчатости, сланцеватости и кливажа, осевые плоскости складок и др. Обычно составляют диаграммы для структурного элемента какой-либо одной категории. В случае смешанных диаграмм для разных элементов используют разные значки. Так как нормаль к плоскости расположена под 90° или на угловом расстоянии π , то эти диаграммы называют также πS -диаграммами.

Для складчатых районов основная цель таких диаграмм — определение ориентировки шарниров крупных складок. Возможно также решение и других задач — определение формы поперечного профиля, угла между крыльями и др. (см. с. 144). На территории района выделяются участки однородного структурного строения — структурно-гомогенные домены. Наиболее удобно выделение доменов, отвечающих цилиндрической и конической деформациям. Допустим, мы выделили домен, в котором простираение слоистости относительно выдержано, а падение варьирует как в углах, так и в румбах. Наносим на стереографическую сетку все умеренные нами в пределах данного домена залегания слоистости в виде ее полюсов. Получаем преимущественные концентрации в виде пояса (рис. 64, *a*). Совмещаем концы пояса с линией север—юг и проводим одну из дуг большого круга, которая должна отвечать главной плоскости симметрии пояса. Эта плоскость перпендикулярна шарниру складчатой структуры.¹ Взяв ее полюс,

¹ Существуют точные математические методы расчета положения шарнира структуры и главной плоскости симметрии пояса по замерам индивидуальных полюсов слоистости (Ramsay, 1967; Cruden, 1968), но они слишком

мы получим проекцию шарнира b . Все операции основаны на том, что если бы мы взяли замеры слоистости по периметру какой-либо конкретной складки, то получили бы ту же картину концентрации полюсов. Обрабатывая замеры в пределах структурно-гомогенного домена, пояс концентраций мы получим независимо от того, представлен ли домен одной крупной складкой или в нем заключено множество мелких складок. Соответственно этому b может отвечать шарниру крупной складки или представлять усредненную ориентировку шарниров более мелких складок.

Метод определения шарнира главной складчатой структуры по диаграмме полюсов слоистости или деформированной сланцеватости является единственным методом, дающим точный ответ. Его не могут заменить не всегда оправданные аналогии с ориентировкой шарниров мелких складок, ни тем более с ориентировкой материально выраженной линейности того или иного рода.

Диаграммы β -пересечений. Под β -пересечениями понимаются линии пересечения плоскостей одной генетической и возрастной категории, например, плоскостей слоистости. Простейшей β -осью является пересечение двух крыльев складки (l на рис. 63, б). В идеальном случае для цилиндрической складки все пересечения плоскостей слоистости друг с другом, независимо от того являются измеряемые плоскости слоистости смежными или нет, должны пересекаться по линии, параллельной шарниру. Таким образом, β -диаграммы служат той же основной цели, что и диаграммы полюсов, т. е. определению шарнира складчатой структуры.

При составлении β -диаграммы поступают следующим образом. Допустим, в поле мы измерили залегание 10 плоскостей слоистости. На стереографической сетке определяем пересечение всех плоскостей между собой, т. е. 1-й плоскости со 2-й, 3-й, 4-й . . . 10-й; 2-й плоскости с 3-й, 4-й, 5-й . . . 10-й; 3-й плоскости с 4-й, 5-й, 6-й . . . 10-й и т. д. Начальная стадия работы показана на рис. 64, б. Общее число β -пересечений между n -плоскостями определяется формулой

$$\frac{n(n-1)}{2} \quad (5)$$

В данном случае мы должны получить 45 β -пересечений. Центр тяжести концентраций этих β -осей принимается за искомый шарнир складчатой структуры.

Использование диаграмм β -пересечений при структурных исследованиях получило широкое распространение. Однако тщательная математическая проверка метода построения этих диаграмм и интерпретации результатов, выполненная Дж. Рамсеем (Ramsay, 1964), показала, что они должны применяться с очень большой осторожностью.

громоздки и сложны, поэтому требуют много времени. В обычной работе вполне достаточно рекомендуемое визуальное определение главной плоскости симметрии пояса.

Главнейшие недостатки и ограничения β -диаграмм при использовании их для доменов гомогенной цилиндрической складчатости без интенсивных последующих деформаций следующие.

1. Из формулы (5) очевидно, что при увеличении числа наблюдений число β -пересечений возрастает в арифметической прогрессии. Уже при $n > 3$ число β -пересечений превосходит число наблюдений. При большом количестве наблюдений получаемые из них β -пересечения невозможно разместить на одной диаграмме (например, если $n=150$, то $\beta=11175$), что характеризует метод как очень громоздкий. Большое число β -пересечений, получаемое из относительно малого количества первичных наблюдений, создает искаженное впечатление очень высокой точности, чего в действительности нет.

2. Неидеально плоский характер геологических поверхностей в обнажении и ограниченная точность работы с компасом и стереосеткой приводят к первичным ошибкам в определении координат, вследствие чего на диаграммах β -пересечений наряду со значимыми β -точками появляется много ложных β -точек, не имеющих геологического значения.

3. Если плоскости расположены на значительном расстоянии и падают в разные стороны, то их пересечение может осуществляться только в воздушном пространстве. В большинстве случаев такого рода β -оси мнимые и также не имеют никакого геологического значения.

4. Если угол между измеряемыми плоскостями очень мал (меньше 40°) или очень велик (больше 140°), то возникают очень большие ошибки в положении β -пересечений. Чем больше угол между плоскостями (чем меньше между их полюсами), тем больше ошибка в азимуте линии β -пересечения. Чем меньше угол между плоскостями (чем больше между их полюсами), тем больше ошибка в угле падения линии β -пересечения. Вследствие этого метод β -диаграмм дает неудовлетворительные результаты для складок открытого типа, для сильно сжатых и изоклинальных складок, для угловатых складок с прямолинейными крыльями, для доменов с однообразной, мало отличающейся ориентировкой слоистости или сланцеватости (см. также с. 143, 152, 159).

При составлении и интерпретации стандартных β -диаграмм нужно помнить, что реальное геологическое значение на них имеет только главный максимум (и то лишь при отсутствии заметного влияния наложенных деформаций). Его центр тяжести может быть принят за проекцию шарнира складчатой структуры. Дополнительные максимумы как места возможной концентрации ложных β -точек не должны приниматься во внимание. Ошибки и искажения концентраций точек могут быть оценены по следующему правилу: геологически значимые β -пересечения рассеиваются по зоне большого круга, а ложные β -точки концентрируются в малокруговых зонах.

Наилучшими являются β -диаграммы, построенные не на графически вычисленных пересечениях, а на реальных, непосредственно видимых в обнажениях пересечениях одноименных плоскостей или линиях их резких изгибов. Такие диаграммы действительно имеют большое значение, так как ложные точки в них исключаются нацело. Определенное значение могут иметь также диаграммы, составленные по графически вычисленным пересечениям только двух соседних плоскостей. Однако если угол между этими плоскостями очень мал или очень велик, то возможны большие ошибки в положении β -точек.

Для условий конической складчатости возможности использования диаграмм β -пересечений значительно возрастают. Г. С. Флаасс (1969) показал, что в этом случае точки β -пересечений на стереограмме располагаются в пределах сферического треугольника (рис. 71, а), создавая практически один максимум (см. с. 160).

Диаграммы линейных элементов. Как мы видели выше, на стереографической сетке ориентировка одной или нескольких плоскостей может быть выражена через ориентировку линии, лежащей в плоскости или ей перпендикулярной. В этом смысле предыдущие два типа диаграмм могут быть в известной степени диаграммами линейных элементов. В данном случае мы будем иметь в виду «независимую» линейность — минеральную, линейность агрегатов, штрихи и т. д. На стереографической сетке концентрации такой линейности могут быть выражены в виде полюсов по дугам больших или малых кругов, в виде максимумов или быть рассеянными квазиизотропно. Какая-либо структурная или генетическая интерпретация линейности данного типа возможна только при сравнении ее ориентировки с ориентировкой сосуществующих плоскостных элементов и других типов линейности.

При крутых углах падения линейности ее проекции (точки) будут сосредотачиваться в центральной зоне стереографической сетки, так что направление простирания оказывается сильно замаскированным. Это один из тех редких случаев, когда вместо стереографической проекции целесообразно использование розы-диаграммы, на которой отражается только простирание линейности. В подписи к ней указываются пределы углов падения.

Все типы диаграмм могут быть представлены в двух вариантах: в виде нанесенных точек без обработки их изолиниями (рис. 64, а) и с окомтуриванием равных концентраций изолиниями (рис. 27). В общем случае принято, что диаграмма обрабатывается в изолиниях при 100 и более точках. Если количество точек менее 100, то либо изолинии вообще не проводятся, либо наносятся такие изолинии, которые подчеркивают только главнейшие концентрации. Представлять диаграмму необработанной при 100 точках и более нецелесообразно, так как при отсутствии концентраций чрезмерно высокой плотности она становится нечитаемой.

Общие замечания. Складки цилиндрического и конического типов представляют собой две основные встречающиеся в природе стереометрические категории структур. Их, конечно, можно видеть в образце или обнажении, но основной смысл выделения этих категорий складок состоит в том, что они выступают в роли крупных, ведущих структур, составляющих основное содержание любой структурно-геологической карты. Геометрический анализ ориентировки структурных элементов на какой-либо площади прежде всего имеет своей целью выделение структур цилиндрического и конического типов и определение их положения в пространстве.

Уже давно складки цилиндрического типа признаны фундаментальной категорией в складчатых комплексах. Значение конических структур недооценивалось. Считалось, что это формы экзотические, резко подчиненные цилиндрическим складкам. Стереометрическая проверка некоторых районов (Evans, 1963, и др.) показала, что структуры, принимавшиеся за цилиндрические, в действительности нередко оказываются коническими. Дальнейшие стереометрические исследования, несомненно, выявят, что роль конических структур несколько не меньше, чем цилиндрических.

Цилиндрические и конические структуры нередко тесно связаны между собой, и реальные складки, встречающиеся в природе, в очень многих случаях могут быть разделены на части с цилиндрической и конической геометрией. Цилиндрические структуры, как мы увидим далее (с. 151, 152), можно рассматривать как геометрический предел конических структур.

Цилиндрические складки. Если прямую линию перемещать в пространстве параллельно самой себе в перпендикулярном ей направлении, то она опишет криволинейную поверхность цилиндрического типа. Подобную поверхность можно получить при изгибе пачки листов бумаги или в тектонических условиях при изгибе пластов. Если геометрически, пользуясь прямой линией как генератором, мы можем сформировать поверхность бесконечно сложного профиля, то при искусственных операциях с материальными телами или при естественных деформациях получим сравнительно простые криволинейные поверхности волнового характера — цилиндрические складки. Геологически эти складки представляют собой центральные части линейных складок значительной протяженности, ограниченных периклинальным окончанием, которые геометрически отвечают уже складкам конического типа. Геометрии цилиндрических структур, в частности стереометрии, посвящено значительное количество работ (Dahlstrom, 1954; Ramsay, 1964, 1967; Wilson, 1967).

Наиболее характерными особенностями цилиндрических складок являются: постоянство формы на значительном протяжении

их длины, прямолинейность шарнира, параллельность линий пересечений плоскостей слоистости, а также слоистости и кливажа — сланцеватости между собой. Имея в виду свойство параллельности, структуру, образованную цилиндрическими складками, называют гомоаксиальной.

В естественных условиях мы можем наблюдать на местности или выявлять по геологической карте три возможных сечения цилиндрической складки относительно ее шарнира — продольное, поперечное и косое (рис. 65, *a*). В пределах обнажения, особенно в вертикальных стенках, мы обычно видим косые сечения, реже сечения, близкие к поперечным, и совсем редко продольные сечения. На геологической карте, наоборот, обнаруживаются в основном продольные сечения, реже косые и еще более редко поперечные сечения. Это объясняется прежде всего тем, что в большинстве случаев шарниры цилиндрических складок падают под пологими углами. Чем больше угол падения шарнира, тем больше отклонения от указанной закономерности. Если шарниры вертикальны, то закономерность меняется на обратную.

Продольные сечения цилиндрических складок характеризуются постоянством простираения слоистости и варьирующим падением как в углах, так и в румбах. На геологической карте пласти не замыкаются, а имеют субпараллельные очертания.

Поперечные сечения имеют замкнутый контур и, как правило, геометрически представляют собой часть сечения эллиптического цилиндра перпендикулярно его оси. В частном случае, для идеально концентрических складок поперечное сечение отвечает части кругового цилиндра. Для цилиндрических складок, встречающихся в природе, длина их дуги не может превышать половину дуги поперечного сечения цилиндра. Если говорить точно, то эти складки нужно было бы назвать полуцилиндрическими.

Поперечные сечения крупных цилиндрических складок характеризуются на геологической карте непостоянством простираения слоистости и выдержанным ее падением. Все поперечные сечения одной цилиндрической складки подобны по размеру и форме. Поперечное сечение цилиндрической складки имеет особое значение в структурной геологии — любые классификации рассматривают особенности складок именно в этом сечении. Предложенная в данной книге классификация складок по внутренне-напряженному состоянию (см. с. 55) не является исключением.

В продольном и поперечном сечениях пласта, изогнутого в цилиндрическую складку, сохраняется геометрическое подобие его границ по внешней и внутренней дугам, так что видимая мощность пласта соответствует его истинной мощности.

Косые сечения расположены под острым углом к шарниру и так же, как и поперечные сечения, имеют замкнутый контур на геологической карте. Им свойственно непостоянство как простираения, так и падения слоистости, что характерно также и для конических складок (см. с. 149). Но в отличие от последних сохра-

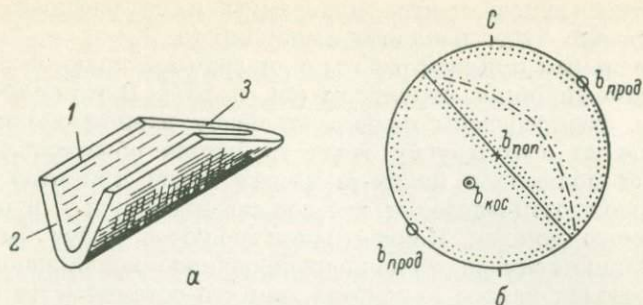


Рис. 65. Цилиндрические складки.

а — продольное сечение (1), поперечное сечение (2), косое сечение (3); б — диаграмма полюсов слоистости для разных сечений цилиндрической складки.

няется прямолинейность шарнира и параллельность линий пересечения плоскостей слоистости между собой, а также ее пересечений с кливажем—сланцеватостью. Профиль косого сечения пласта, деформированного в цилиндрическую складку посредством изгиба, подобен профилю складок с постоянной осевой мощностью (табл. 3, подтип IVб), так что видимая мощность в области перегиба значительно больше, чем на крыльях. Это не должно вводить в заблуждение относительно оценки истинной мощности. Она, естественно, остается постоянной.

При изучении стереогеометрии цилиндрических складок главное значение имеют диаграммы полюсов слоистости или деформированной сланцеватости (πS -диаграммы). В качестве вспомогательных диаграмм можно использовать диаграммы линий падения. Они помогают точнее установить плоскость симметрии узора, что повышает точность определения положения осевой плоскости. Вследствие серьезных дефектов, свойственных диаграммам β -пересечений, нет смысла их использовать. При составлении любых диаграмм предполагается, что мы оперируем с некоторой геометрической поверхностью, оконтуривающей тело складки, независимо от того, каким путем эта поверхность образовалась и каков генезис складки.

При цилиндрической складчатости диаграмма полюсов слоистости или деформированной сланцеватости всегда даст поясовый узор, полный или неполный. Этот узор обнаруживается независимо от сечения складки. В случае продольного сечения главная плоскость симметрии пояса пройдет через центр диаграммы, а шарнир цилиндрической структуры будет располагаться на внешнем круге диаграммы ($b_{\text{прод}}$, рис. 65, б). При поперечном сечении складки концентрации полюсов слоистости разместятся по периферии диаграммы — вблизи и на ее внешнем круге, а проекция шарнира совпадает с центром диаграммы ($b_{\text{поп}}$). Если сечение складки косое, то пояс полюсов слоистости расположится под

углом относительно центра диаграммы и ее внешнего круга, соответственно будет наклонен и шарнир ($b_{\text{кос}}$).

Центральным пунктом работы с диаграммой полюсов является определение шарнира структуры (см. с. 137). В этом случае безразлично, распределены полюса по поясу равномерно или нет. Для решения всех других задач требуются обязательные концентрации полюсов в каких-то частях пояса при относительно равномерном распределении замеров по складке или в пределах исследуемого домена. Концентрации полюсов могут быть двух типов. В одном случае это концентрированное равномерное сгущение в пределах какого-то сектора, так что остальная часть пояса остается пустой. Пример такого распределения показан на рис. 66, *а, б*. В другом случае полюса сосредоточиваются в резких максимумах, связанных цепочкой более низких концентраций, остальная часть пояса, как и в первом случае, остается пустой (рис. 66, *г—е*).

По диаграммам полюсов слоистости для цилиндрических складок, кроме определения их шарнира, возможно решение также следующих задач.

1. Определение формы профиля в поперечном сечении. Если полюса имеют секторную концентрацию, то это характеризует складки с широкими зонами перегиба и примерно постоянной кривизной (рис. 66, *а—г*). Концентрация полюсов в максимумах характерна для складок с прямолинейными крыльями (рис. 66, *г—е*), нередко имеющими острые замки. Напомним, что как этот вывод, так и другие относятся в равной степени к индивидуальным складкам и к совокупностям складок, выявляемым при анализе данных по структурно-гомогенному домену.

2. Определение угла между крыльями. При концентрации полюсов в секторе угол между крыльями будет равен угловому расстоянию пояса, свободному от концентраций полюсов. На рис. 66, *а, б, в* видно, что по мере того как уменьшается угол между крыльями складки, уменьшается и расстояние по дуге большого круга, свободное от концентраций. Точность определения зависит от того, насколько четко фиксированы концы сектора концентраций. В случае концентрации полюсов в максимумах угол между крыльями равен углу между максимумами, отсчитанному по части дуги, свободной от точек.

3. Определение положения осевой плоскости. На стереосетке осевой плоскости будет отвечать дуга большого круга, проходящая через шарнир и делящая пополам сектор концентраций (рис. 66, *а, б*) или расстояние между максимумами в зоне цепочки точек, их соединяющей (рис. 66, *г, д*). В случае изоклинальных складок полюса слоистости дают только один максимум (рис. 66, *е*). Центр тяжести максимума отвечает нормали к осевой плоскости. Для концентрических складок, дающих в поперечном сечении полный полукруг (рис. 66, *е*), определение осевой плоскости по диаграмме полюсов невозможно.

4. Установление отличия опрокинутых складок от прямых. Эти отличия можно вывести, пользуясь рис. 66, *г, д*. В прямых складках максимумы полюсов на дуге большого круга, отвечающей поясу, расположены симметрично относительно его точек пересечения с внешним кругом диаграммы (точки *m* и *n*), а в опрокинутых складках — асимметрично. В прямых складках след осевой плоскости на диаграмме проходит в зоне меньшего углового расстояния между максимумами, а в опрокинутых складках — в зоне большего углового расстояния. Соответственно цепочка концентраций точек, связывающая максимумы, в прямых складках располагается в зоне меньшего углового расстояния между ними, а в опрокинутых складках — в зоне большего углового расстояния.

Определение лежащих или асимметричных складок по диаграмме полюсов без геологической помощи невозможно.

Координаты шарнира структуры и осевой плоскости можно также выявить, анализируя на сетке распределение вторичных относительно слоистости структурных элементов, главнейшими из которых являются сланцеватость и линейность. Причем, как и в вышеописанных случаях, необходимо иметь диаграммы с неравномерно распределенными концентрациями полюсов сланцеватости и замеров линейности.

В складках выделяемого нами типа I (см. с. 56) сланцеватость совпадает со слоистостью, и поэтому диаграмма полюсов сланцеватости (рис. 67) полностью идентична диаграмме полюсов слоистости. По такой диаграмме можно определить положение шарнира, но ориентировка осевой плоскости неопределима. Значительно больше возможностей дает диаграмма линейности. В складках типа I минеральная линейность и бороздчатость могут развиваться на крыльях складки в положении, перпендикулярном шарниру, а параллельно ему могут располагаться будины и муллион-блоки. Осевая плоскость складки определится как плоскость симметрии неполного пояса линейности, проходящая через шарнир.

В складках типа II полюса сланцеватости дадут два максимума, отстоящие друг от друга на $20-60^\circ$, между которыми будут располагаться более мелкие концентрации или замеры полюсов. По такой диаграмме шарнир определим, но осевая плоскость неопределима. В складках типа III полюса сланцеватости также образуют два максимума, соединенных в зоне малого угла между ними повышенными концентрациями полюсов, тогда как зона большого угла совершенно свободна от точек. Биссектриса малого угла между максимумами будет нормалью к осевой плоскости. Узор ориентировки линейности в складках типов II и III примерно одинаков — неполный пояс, как и в складках типа I, но меньший по угловому расстоянию. Определение положения осевой плоскости такое же, как и в складках типа I.

В складках типа IV сланцеватость параллельна осевой плоскости. Полюс сланцеватости отвечает полюсу осевой плоскости.

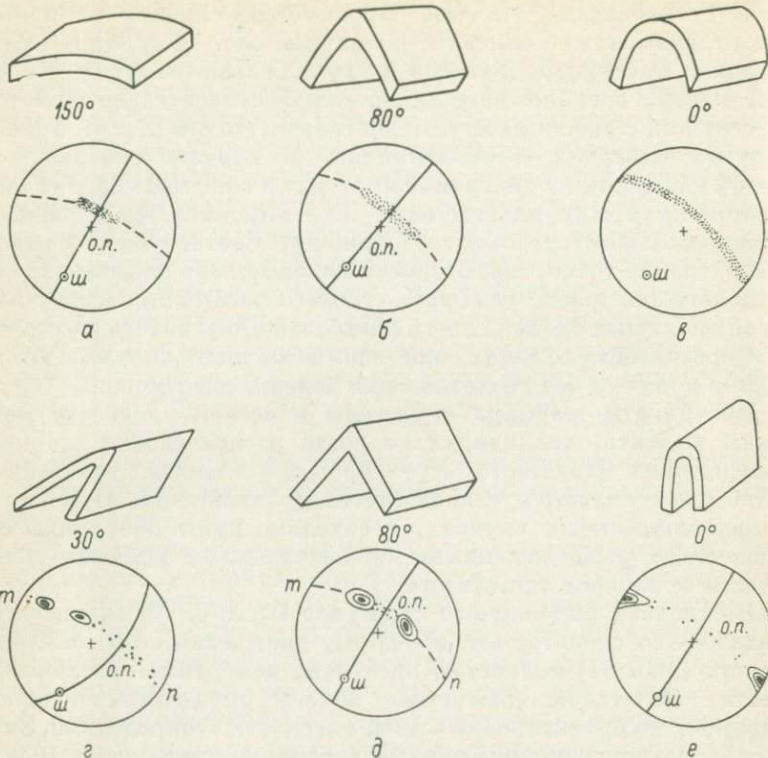


Рис. 66. Цилиндрические складки разного профиля и соответствующие им диаграммы полюсов слоистости.

ш — шарнир; о. п. — осевая плоскость; 150° и др. — угол между крыльями складки.

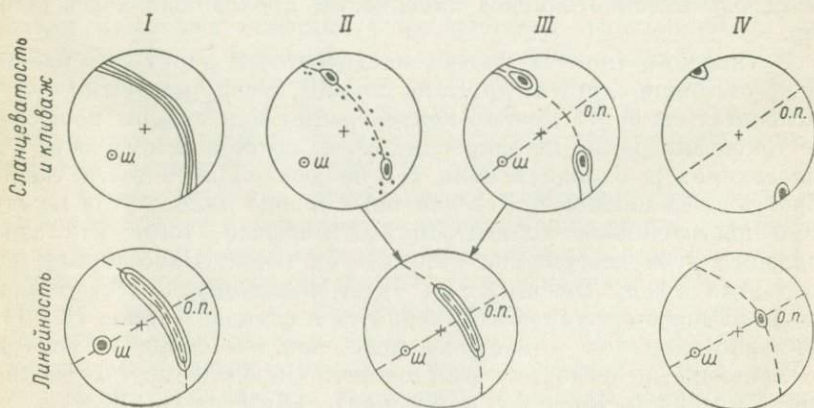


Рис. 67. Диаграммы сланцеватости—квиважа и линейности для складок типов I—IV.

ш — шарнир; о. п. — осевая плоскость.

По этой диаграмме осевая плоскость определяется, а шарнир нет. Линейность в таких складках совпадает со структурной осью a . Совместив диаграмму полюсов сланцеватости и диаграмму линейности и проведя через максимумы дугу большого круга, получим плоскость, перпендикулярную шарниру.

Конические складки. Геометрически коническая поверхность может быть получена при перемещении в пространстве прямой линии, зафиксированной в какой-либо точке, которая будет являться вершиной конуса или его части. В сечениях, проходящих через вершину, такая поверхность всегда прямолинейна, в остальных сечениях — криволинейна. Поперечное сечение может очерчиваться дугой круга, дугой эллипса или комбинацией дуг различных эллипсов. Соответственно будут различаться круговые конические складки и эллиптические конические складки.

Осевая плоскость S конической складки (рис. 68), как и для цилиндрической складки, будет являться бисекторной плоскостью между медианными точками на ее крыльях, определяемыми в поперечном сечении. Осевая плоскость проходит через вершину конуса T . Шарнир конической складки отвечает вершинной оси D , которая представляет собой линию пересечения осевой плоскости S с изгибаемой поверхностью. В отличие от цилиндрических складок для конических складок приходится вводить еще два дополнительных геометрических элемента — ось конуса K и вершинный, или апикальный, угол d (рис. 68, a). Это связано с тем, что конические складки образуются при смятии поверхности около оси, расположенной косо к этой поверхности. Данной осью является ось конуса K . Апикальный угол d соответствует углу между осью конуса K и вершинной осью D . В цилиндрических складках этот угол равен нулю. Обычные значения апикального угла d для конических складок — $5-45^\circ$. Более подробно с вопросами геометрии и стереогеометрии конических складок можно познакомиться в специальных публикациях (Stauffer, 1964; Ramsay, 1967; Wilson, 1967; Kelley, 1968; Venkitasubramanian, 1971).

Реальные природные складки в обобщенно-геометрическом понимании приравниваются к круговым или эллиптическим коническим складкам, т. е. к складкам, генератором которых является прямая линия. Но в действительности профиль природных складок наиболее точно соответствует профилю сферического конуса (рис. 68, b). Генератор такого конуса — изогнутая линия. Во всех сечениях сферическо-конических складок, включая сечения, проходящие через вершину, поверхность будет криволинейной.

В складках, очерчиваемых поверхностью сферического конуса, положение осевой поверхности S и оси конуса K также однозначно, как и в конических складках кругового и эллиптического типа. Но так как генератор сферическо-конических складок кривая линия, то оказывается изогнутой вершинная ось D (шарнир), а апикальный угол d различен в разных сечениях складки. Мы в этом случае можем оперировать со средним значением паде-

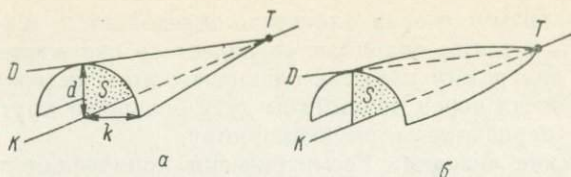


Рис. 68. Конические складки.

a — круговая коническая складка; *b* — сферически-коническая складка. *S* — осевая плоскость; *D* — вершинная ось (шарнир); *K* — ось конуса; *d* — апикальный угол; *T* — вершина конуса и конической складки.

ния шарнира, его крайними пределами и с соответственными пределами значений апикального угла d . По направлению к вершине конической складки угол падения шарнира постепенно увеличивается, синхронно с этим увеличивается и значение апикального угла d .

Природные конические складки встречаются в трех формах: 1) как незамкнутые самостоятельные структуры; 2) как периклинальные части протяженных линейных структур, центральные части которых соответствуют цилиндрическим складкам,² и 3) как структуры, образовавшиеся при повторной складчатости ранее смятых поверхностей. Коническим складкам, так же как и цилиндрическим, свойственны антиклинальный и синклинальный варианты строения.

Конические складки могут располагаться кулисообразно (эшелонами) или изолированно. И те и другие были получены экспериментально (Mead, 1920; Lee, 1929, p. 430). В эшелонных системах оси конусов индивидуальных складок могут быть параллельны, но шарниры, совпадая в целом по простиранию, будут отличаться по углам падения. Вследствие этого считается, что конические складки не являются коаксиальными.

Осевые плоскости конических складок значительного масштаба, выявляемых на геологических картах, в большинстве случаев вертикальны или падают круто. Складки с осевыми плоскостями, падающими под средними и пологими углами или горизонтальными, встречаются реже и выявляются труднее. Для этого необходима серия хорошо обнаженных разрезов вкрест простирания оси конуса. Характерной чертой конических складок является их симметричность, т. е. равная длина крыльев и падение под одинаковыми углами относительно осевой плоскости.

Некоторые авторы (Wilson, 1967, p. 203—207, и др.) отмечают, что чем слой ближе к вершине конуса, тем он более деформирован. Вблизи вершины конуса замечалось более интенсивное смятие, повышенная трещиноватость и кливажирование.

² Поэтому конические складки иногда называют периклинальными складками (например, Wilson, 1967).

Вследствие слабой изученности конических складок остается не вполне ясным, какие типы складок и какой механизм складкообразования — изгиб или ламинарное течение — им наиболее свойственны. По данным А. Эванса, для одного из районов Шотландии конические структуры представлены в основном складками изгиба (Evans, 1963, p. 72). Дж. Вилсон, наоборот, утверждает, что коническая складчатость редко возникает как складчатость изгиба (Wilson, 1967, p. 202) и что конические складки не могут развиваться в полном, законченном виде в отложениях, которые содержат значительные по мощности жесткие слои. По мнению Дж. Вилсона, разновидности складок, зависящие от литологии, не могут быть выделены, но так как кривизна складки зависит от мощности слоев, то присутствие жестких слоев (небольшой мощности) приводит к некоторым изменениям конической формы.

Конические складки редко удается установить в отдельных обнажениях. Обычно они выявляются при структурном картировании того или иного масштаба. Примеры таких складок описаны для метаморфических комплексов Шотландии, Ирландии, Южной Франции и других районов (Tischer, 1962; Evans, 1963; Rickard, 1963; Bronner, Lecorche, Orsini, 1971, и др.).

Так как вертикальное или крутопадающее положение осевой плоскости характерно для концентрических складок, то наиболее обычными являются эрозионные сечения, перпендикулярные осевой плоскости — от параллельного оси конуса (продольное сечение) до перпендикулярного ему (поперечное сечение). В этих сечениях залегание слоистости не отличается постоянством, падение слоистости варьирует как в углях, так и в румбах. Но вместе с тем это непостоянство залеганий четко контролируется стереогеометрией. На геологической карте пласты изгибаются, вырисовывая вершины складок.

Поперечное сечение конической складки соответствует половине круговой или эллиптической дуги и геометрически в целом подобно сечению цилиндрической складки, но так как оно перпендикулярно оси конуса, то поэтому не является точно перпендикулярным слоистости. По направлению к вершине складки размер поперечного сечения постепенно уменьшается (происходит также и некоторое изменение формы сечения) с полным выклиниванием складки у вершины. Теоретически можно предполагать, что чем больше сечение отделено от вершины складки, тем его внутренне-напряженное состояние ближе к складкам цилиндрического типа, и чем оно ближе к вершине складки, тем напряженное состояние будет специфичнее. К сожалению, дать более конкретную характеристику внутренне-напряженного состояния в различных сечениях конических складок в настоящее время невозможно, так как за малыми исключениями (рис. 50; рис. 58, а) нам неизвестна ориентировка в разных сечениях элементов структурного парагенезиса, экспериментальные данные также отсутствуют.

Стереометрия конических складок, так же как и цилиндрических складок, изучается посредством составления и анализа диаграмм полюсов слоистости или деформированной сланцеватости (πS -диаграммы). Параллельно можно также проводить изучение ориентировки шарниров мелких дополнительных складок и линейности. В качестве второстепенной может быть использована диаграмма β -пересечений.

Конкретный ответ, который ожидается от πS -диаграммы конических складок, заключается в определении ориентировки осевой плоскости (плоскостей), ориентировки и угла падения оси конуса, вершинной оси (шарнира) и величины апикального угла. Все эти данные можно получить, анализируя полученную конкретную диаграмму, при помощи теоретически разработанных автором трафаретных стереограмм, приведенных на рис. 69.

Как исходную геометрическую предпосылку мы примем, что природные конические складки в первом приближении соответствуют складкам типа кругового конуса. Главнейшим стереометрическим свойством полюсов слоистости в таких складках является их расположение по дугам малых кругов проекции относительно оси конуса K . При этом полюс слоистости, лежащий в осевой плоскости складки, отстоит на 90° от шарнира — вершинной оси D . Все дуги малых кругов, соответствующие полюсам слоистости при разных значениях апикального угла, будут конфокальными относительно оси конуса K . Изобразить на стереосетке все мыслимые варианты расположения оси конуса K и дуг малых кругов задача невыполнимая. Она значительно упрощается, если мы учтем два ограничения — геологическое и физическое, свойственные пластам, деформированным в конические складки.

1. Осевые плоскости природных конических складок в большинстве своем вертикальны или падают круто. При вертикальном залегании на стереографической сетке осевые плоскости будут проектироваться в виде прямых линий, проходящих через ее центр. На этих линиях будут располагаться ось конуса K и точки с разными положениями шарнира — вершинной оси D .

2. Деформация пласта в складку физически возможна при условии, что ось конуса K образует с деформируемой плоскостью угол не более 45° . При углах, больших 45° , пласт будет реагировать на усилие хрупкими деформациями. Иными словами, при расчете можно принять, что угол между осью конуса K и вершинной осью D (шарниром) не превышает 45° .

При учете этих двух благоприятных ограничений все реальные варианты ориентировки можно отразить на четырех стереограммах (рис. 69). На прямых линиях, проходящих через центр (след осевой плоскости), показано положение оси конуса K , наклоненной к горизонту под разными углами, и три точки, обозначенные арабскими цифрами и отвечающие положениям вершинной оси D (шарниру) с интервалом в 15° . Симметрично относительно осевой плоскости построены дуги малых кругов, параллельно

которым должны располагаться полюса слоистости. Каждая дуга обозначена римской цифрой. Ей соответствует определенное положение шарнира, отмеченного такой же арабской цифрой. К примеру, на одной из прямых рис. 69, *a* показана точка K_{15° ; это означает, что ось конуса K наклонена к горизонту под углом 15° . На этой же прямой через 15° нанесены точки 4, 5 и 6, соответствующие положениям вершинной оси D . Точкам 4, 5 и 6 отвечают дуги малых кругов с номерами IV, V и VI соответственно, по которым должны располагаться полюса слоистости. Двойными линиями обозначены дуги большого круга, полюсом которых является ось конуса K . В этом случае апикальный угол равен нулю. В каждой серии дуг, объединенных одной осью конуса, дуга большого круга обозначает естественный предел ориентировки полюсов слоистости, который уже отвечает цилиндрической деформации. Таким образом, трафаретные стереограммы являются универсальными и позволяют различать не только конические и цилиндрические складки, но и складки переходной между ними геометрии с небольшой величиной апикального угла.

После того как из визуальной оценки залеганий определен вариант, позволяющий выбрать один из четырех трафаретов на рис. 69, центр диаграммы, на которой нанесены полюса слоистости, совмещают с центром трафарета и поворачивают ее до тех пор, пока конфигурация концентраций полюсов слоистости не будет субконформной одной из дуг малого круга. Номер дуги подскажет соответствующую точку проекции шарнира. Далее остается нанести эту точку на свою диаграмму, отметить положение оси конуса и осевой плоскости и определить их координаты. Если залегание осевой плоскости отклоняется от вертикального, то при пользовании трафаретами необходимо учитывать соответственное отклонение контура ориентировки полюсов.

При цилиндрической деформации наиболее типичным является совпадение ориентировки шарниров мелких дополнительных складок с шарниром главной структуры. Поэтому на стереограмме они дадут максимум, центр тяжести которого будет являться нормалью пояса полюсов слоистости. При конической деформации шарниры мелких дополнительных складок будут сходиться к вершине складки в виде дивергентного веера (рис. 58, *a*). Такая ориентировка мелких складок установлена, например, для некоторых структур Шотландии (Sutton, Watson, 1954, pl. III; Clifford et al., 1957, p. 5—6; Evans, 1963, рис. 2).

Известно также, что кливаж, как и шарниры, сходится дивергентно к вершине складки (Clifford et al., 1957, p. 5—6; Mendelsohn, 1959; Evans, 1963, с. 75—76), соответственно будут сходиться к вершине конуса и линии пересечения кливажа и слоистости (Stockwell, 1960; Wilson, 1967, p. 201). Установлено, что и линейность в конических складках также сходится к вершине, поэтому она получила название конусной линейности (Stauffer, 1964, p. 341). Все эти линейные элементы на стереограмме разместятся

по дуге малого круга, лежащей под углом 90° к дуге, по которой будут концентрироваться полюса слоистости (Dahlstrom, 1954, фиг. 9; Wilson, 1967, p. 198). Это принципиально позволяет использовать линейные элементы, как и полюса слоистости, для определения ориентировки оси конуса, шарнира и осевой плоскости. На рис. 70 представлены трафареты ориентировки линейных элементов для тех траекторий полюсов слоистости, которые показаны на стереограммах рис. 69. Рис. 70, *а* должен рассматриваться параллельно с рис. 69, *а*, рис. 70, *б* — с рис. 69, *б* и т. д. Траектории линейности обозначены теми же римскими цифрами, что и траектории полюсов слоистости. Так, например, траектория VIII для линейных элементов (рис. 70, *а*) имеет связанную с ней и расположенную под 90° траекторию VIII для полюсов слоистости (рис. 69, *а*). Им соответствует ось конуса K_{30° и шарнир в положении 8. Наилучшие результаты можно получить, используя как ориентировку полюсов слоистости, так и ориентировку линейных элементов. Эти две диаграммы вполне достаточны, чтобы определить геометрические параметры конической структуры и ее ориентировку в пространстве. Если же линейные элементы развиты слабо или не наблюдаются, то их диаграмму можно в какой-то степени заменить диаграммой β -пересечений.

При конической деформации точки β -пересечений располагаются не только по дуге малого круга как линейные элементы, но и в пределах сферического треугольника, опирающегося на эту дугу (рис. 71, *а*; Г. Флаасс, 1969б, с. 184). При равномерном расположении выбранных для анализа плоскостей слоистости по всему телу складки степень концентрации точек β -пересечений будет уменьшаться от дуги малого круга к вершине сферического треугольника. Чем больше апикальный угол d (между осью конуса K и вершинной осью D), тем треугольник концентраций становится шире и ниже. Чем меньше этот угол, тем больше треугольник сужается и вытягивается в высоту. С уменьшением апикального угла коническая деформация все более приближается к цилиндрической, соответственно (при малых d) нарастает количество ложных точек β -пересечений, и при очень малых значениях d диаграмма β -пересечений практически не отличается от аналогичной диаграммы для условий цилиндрической деформации со всеми присущими ей серьезными недостатками и ограничениями. Свободными от ошибок и ложных точек оказываются треугольники концентраций при значениях апикального угла $d=15-60^\circ$.

Для составления диаграммы β -пересечений необходимо выбрать 15—16 наиболее типичных замеров слоистости участка, для которого уже составлена диаграмма полюсов слоистости, что даст 105—120 точек на диаграмме. Полученные концентрации оконтуриваются затем пунктиром в наиболее вероятный треугольник концентраций. При совмещении диаграммы с одним из трафаретов рис. 70 находится та траектория малого круга, которая по своим

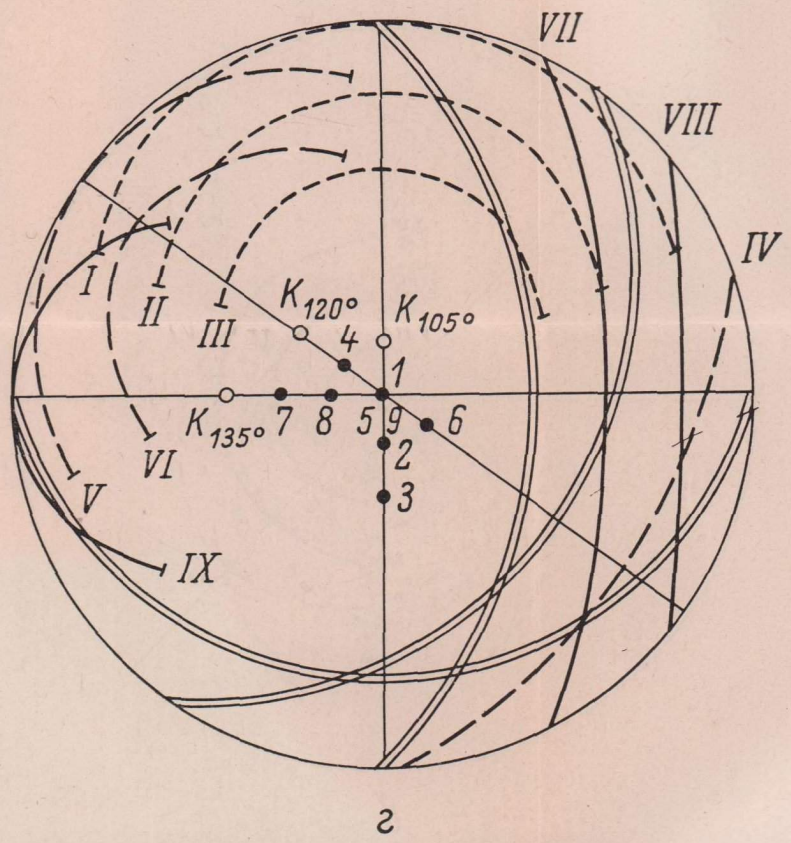
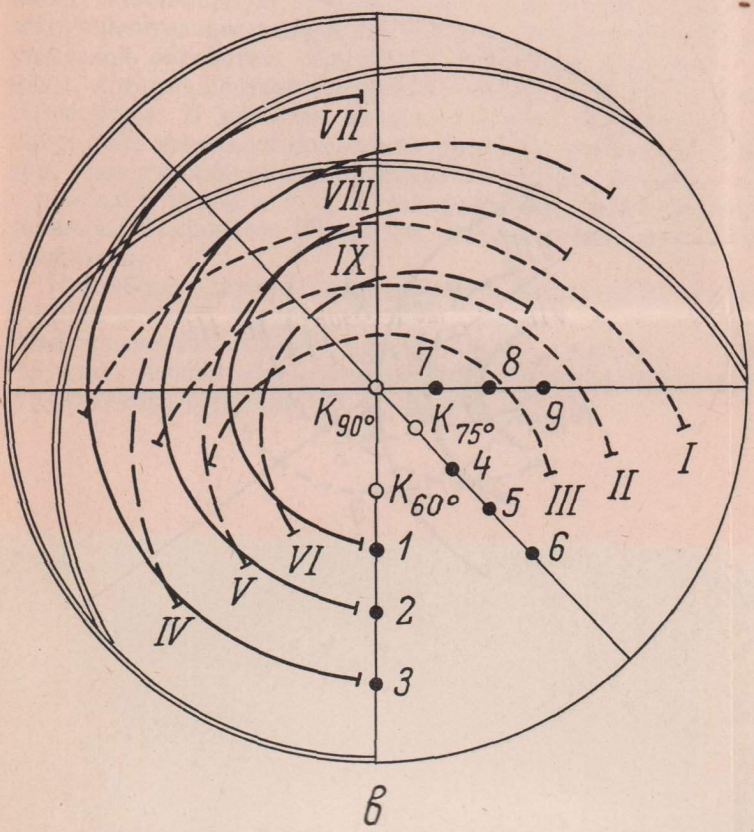
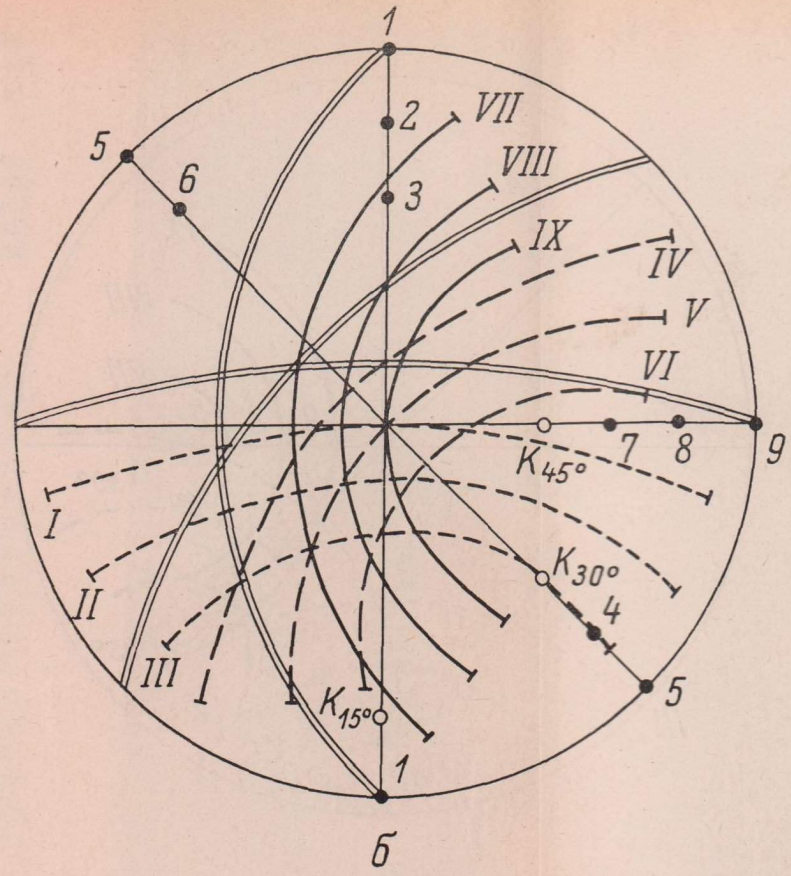
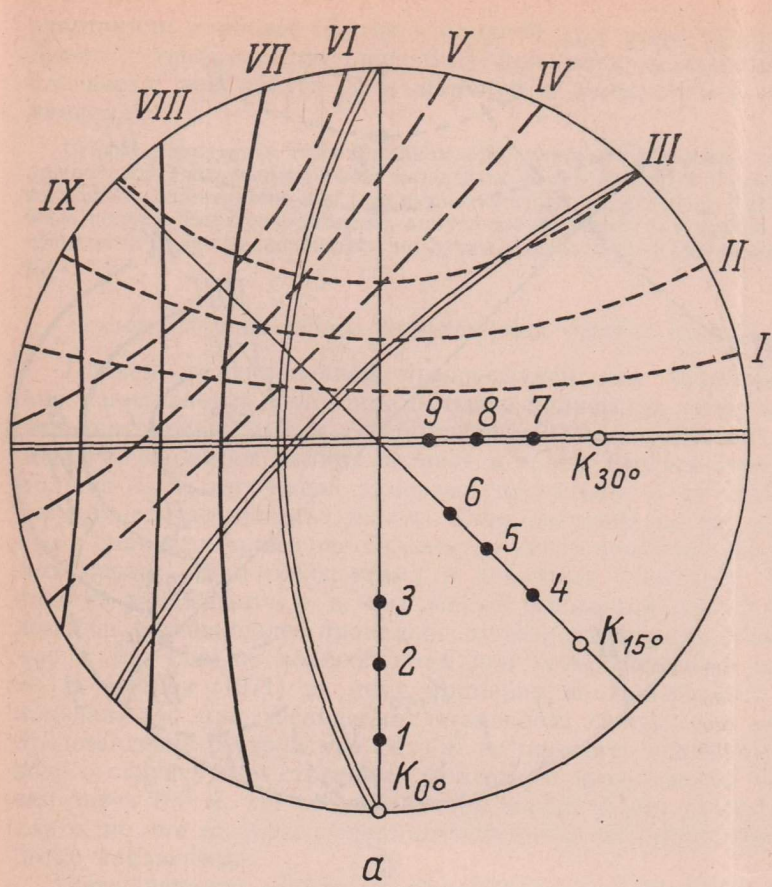


Рис. 69. Трафаретные стереограммы для определения ориентировки оси конуса K , вершинной оси D (арабские цифры) и осевой плоскости (прямые линии, проходящие через центр стереограмм) по ориентировке полюсов слоистости, концентрации которых при конической складчатости располагаются по дугам малых кругов (римские цифры). Трафареты относительно стран света не ориентированы. Двойные линии — дуги большого круга; одинарным пунктиром или линиями показаны тройки дуг, конфокальных относительно одной оси конуса.

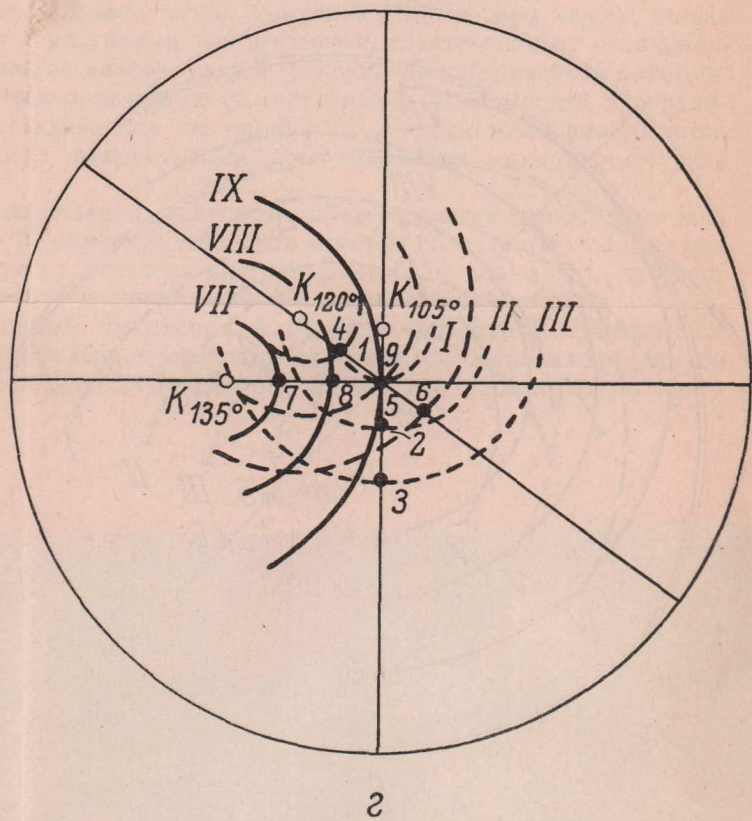
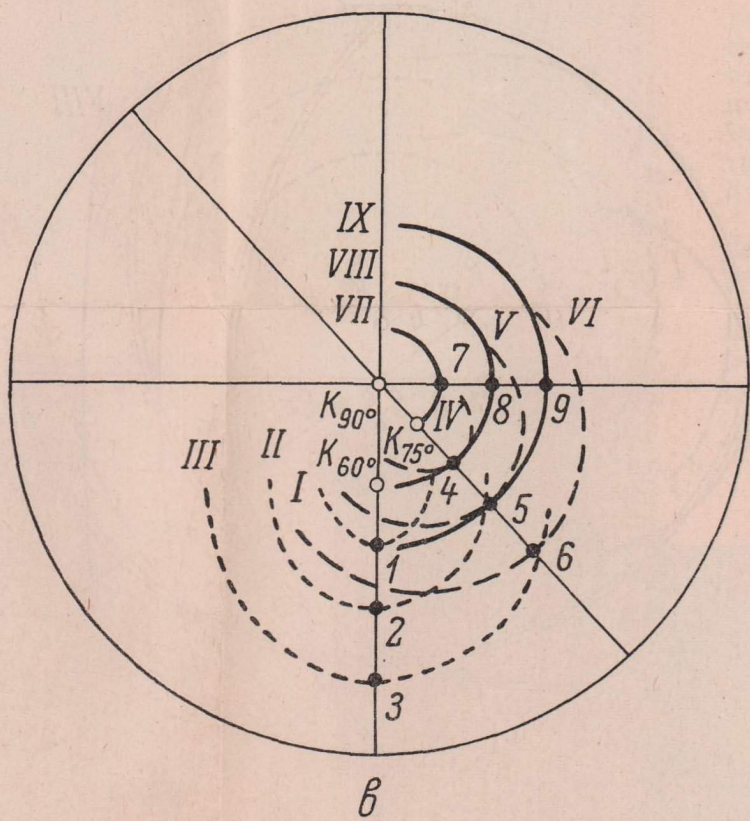
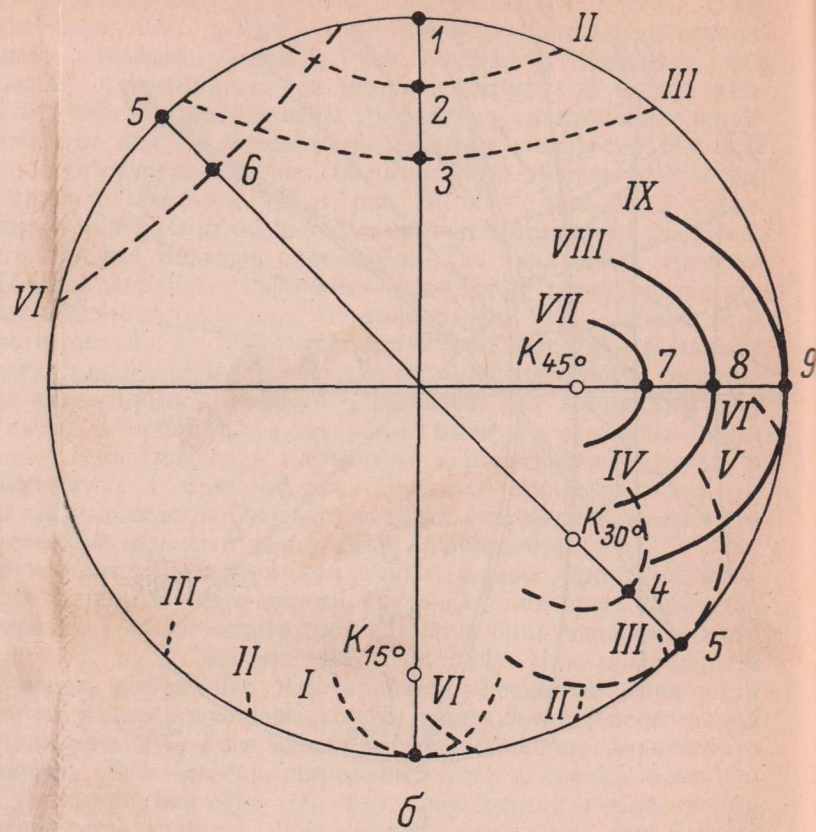
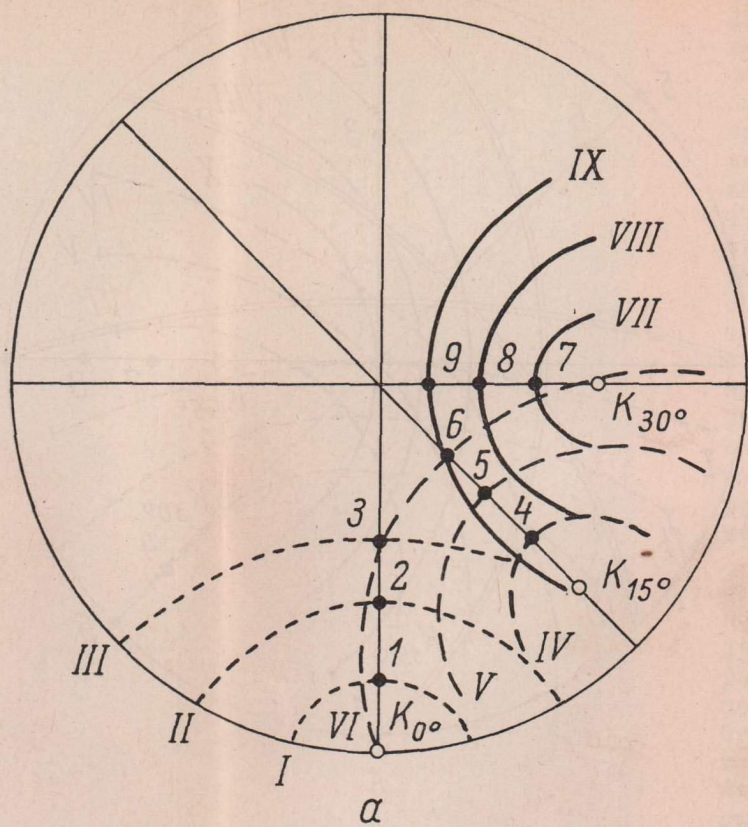


Рис. 70. Трафаретные стереограммы траекторий линейных элементов в конических складках. Однотипным пунктиром или линиями показаны тройки дуг, конфокальных относительно оси конуса. Остальные обозначения см. на рис. 69.

очертаниям наиболее близка к опорной дуге этого треугольника. Далее с трафарета на диаграмму наносится положение осевой плоскости, оси конуса K и шарнира и определяются их координаты.

Осевые структуры. Этим термином, относящимся к терминам симметрии, удобно обозначать изометричные складчатые формы (см. с. 52). Геометрически их можно рассматривать как замкнуто-конические структуры с вертикальной осью конуса. На стереосетке ось конуса всегда будет в ее центре. Полюса слоистости будут располагаться по дугам малых кругов относительно этой оси.

Геометрический анализ структурных данных на площади

Первой и неперменной предпосылкой для геометрического анализа является достаточно большое количество замеров ориентировки плоскостных и линейных элементов (слоистости, сланцеватости, шарниров мелких складок и т. д.). Геологическая карта должна быть загружена замерами предельно, а не выборочно, как это сейчас принято делать. Если нагрузка карты структурными значками чрезмерно большая, то надо составить две отдельные карты — для плоскостных и линейных элементов. Чем детальнее наблюдения, т. е. чем меньше расстояния между точками замеров, тем наиболее правильно выявляется структурное строение и тем больше возможностей для геометрического анализа. В. Г. Петров (1971) на двух примерах из Енисейского края показал, что при увеличении детальности совершенно меняется представление о структуре. Чтобы не получить искаженного вывода о структурном строении, необходимо брать замеры не более чем через 100 м. Не все эти замеры можно будет разместить на карте, но они окажутся очень ценными при статистической обработке наблюдений.

Перед началом работы по геометрическому анализу на карте необходимо окомтурить участки гомогенного строения — структурные домены, на которых тот или иной структурный элемент имеет закономерную ориентировку. Эти участки должны содержать значительное количество замеров, достаточное для их статистической обработки. Визуально стараются выделить такие домены, которые соответствовали бы цилиндрическим и коническим структурам. В качестве самостоятельных структурных доменов могут быть использованы брахиструктуры, зоны замыканий структур, зоны с одинаковыми простираниями, но с разными падениями в румбах и углах и т. д. Геометрический анализ проводится по доменам. В процессе обработки данных границы доменов могут смещаться.

При сборе полевых материалов мы последовательно выявляем сначала мелкие, затем средние и, наконец, крупные структуры. Геометрический анализ надо начинать, наоборот, с крупных структур, чтобы охарактеризовать наиболее существенные черты структурного строения.

Т а б л и ц а 4

Возрастные сопоставления главной структуры и мелких складок по особенностям стереограмм

Распределение полюсов слоистости (главная структура)	Распределение шарниров мелких складок	Вывод
По одной из дуг большого круга (цилиндрическая деформация)	а. Максимум, его центр тяжести — полюс дуги большого круга	Однозначного решения нет, главная структура и мелкие складки либо синхронны, либо образованы коаксиально в разные этапы
	б. По одной из дуг малого круга с осью конуса как нормалью к поясу полюсов слоистости	Узоры разновременны
	в. По той же дуге большого круга, что и полюса слоистости	То же
По одной из дуг малого круга (коническая деформация)	а. В сферическом треугольнике концентраций (см. рис. 71, а)	Узоры одновременны
	б. В траекториях по плавным или ломаным ветвям (см. рис. 76)	Узоры разновременны

Первый этап работы — составление диаграмм полюсов слоистости, чтобы получить первоначальные данные о геометрическом типе структур, ориентировке их шарниров, осей конуса и осевых плоскостей. Следующий этап — составление диаграмм ориентировки шарниров мелких складок и сравнение их с диаграммами полюсов слоистости, что позволит получить некоторые данные о взаимном возрасте крупных структур и мелких складок. При этом можно руководствоваться табл. 4, где приводятся стереографические особенности узоров и выводы, которые могут быть сделаны из сравнения узоров. Эти две первоначальные операции геометрического анализа доменов позволят наметить некоторые пути для выявления последовательности складкообразования. В частности, домены со стереогеометрией конического типа могут оказаться структурно сформированными в несколько этапов. На основании взаимоотношений, отражаемых табл. 4, могут быть выделены складки разного возраста. Дальнейшая работа по расшифровке складчатой эволюции проводится с использованием тех специальных признаков наложенных деформаций, которые будут изложены в следующем разделе.

III. НАЛОЖЕННЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ (МОРФОЛОГИЯ, ГЕОЛОГИЯ, ГЕОМЕТРИЯ)

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ИССЛЕДОВАНИЯ НАЛОЖЕННЫХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Наложённые деформации и их этапы

Наложённые деформации и наложенные складки. Наложённой считается деформация, которая изменяет ранее существовавшие морфологию и геометрию структур и внутреннее строение пород. Такая деформация может быть складчатой или плоскостной. В результате первой, которая представляет для нас наибольший интерес, возникают наложенные складки. Это складки, образующиеся при деформации уже ранее существовавших складчатых поверхностей. Вследствие такой деформации существенно изменяется профиль более ранних складок, их морфология и геометрия, ориентировка ранее существовавших плоскостных и линейных структурных элементов, а также возникает новый, наложенный комплекс элементов структурного парагенезиса. Процесс повторного складчатого перерождения и возникающий при этом комплекс складчатых структур принято называть наложенной складчатостью. Многократные проявления наложенной складчатости составляют одну из характерных особенностей метаморфических комплексов. В них нередко можно установить до пяти-шести и даже более возрастных групп складок.

Этапы складчатости или этапы деформаций. Каждую из последовательно возникающих групп складок можно считать образованной в соответствующий этап складчатости или этап деформаций. Под этими этапами понимаются рубежи, на которых происходили складчатые и иные деформации независимо от их масштаба, интенсивности и характера проявления. Термин «этап деформаций» имеет более общее значение, когда не оговаривается какие деформации имеются в виду — складчатые, разрывные или и те и другие вместе.

Этапы складчатости (деформаций) могут следовать непрерывно один за другим или могут быть разделены статическими периодами. Геологически устанавливается, что для природных условий наиболее характерен последний случай. Методика исследования наложенных деформаций не располагает возможностями для

определения абсолютной длительности этих статических периодов или, что то же, для определения времени между этапами складчатости. Данные абсолютного возраста, пока еще немногочисленные, показывают следующую картину.

По Л. Ровану и П. Мюллеру, абсолютный возраст второго этапа складчатости в докембрийском мигматито-гнейсовом комплексе Вайоминга составляет 2750 ± 150 млн лет, а возраст третьего этапа деформаций — 1600—1800 млн лет (Rowan, Mueller, 1971). Перерыв между этапами деформаций составляет, таким образом, миллиард лет, т. е. больше, чем перерывы между любыми двумя смежными циклами складчатости фанерозоя.

По С. Хори (Khoury, 1968), из восьми этапов деформаций, установленных в льюисском докембрийском комплексе северо-западной Шотландии, данными абсолютного возраста охарактеризованы четыре (в млн лет): четвертый этап деформаций — 2200, пятый — 1950, шестой — 1580, седьмой — 1420 (или меньше). Перерывы между этапами деформаций составляют 160—250 млн лет, т. е. сопоставимы с перерывами между смежными циклами складчатости фанерозоя.

По М. Рикарду, в кембро-ордовичских слабометаморфизованных породах канадских Аппалачей возраст двух главных кливажей, относящихся ко второму и третьему этапам деформаций, примерно одинаков, лежит в пределах точности калий-аргонового метода и составляет 420—440 млн лет (Rickard, 1965). М. Рикард делает вывод, что оба эти этапа (как и первый этап) относятся к одной эпохе складчатости, а именно к таконской эпохе каледонского цикла.

Таким образом, длительность перерывов между этапами складчатости, выделяемыми на основании последовательного наложения деформаций в метаморфических комплексах, может быть очень разной. Этапы могут отвечать единственному событию для данной территории в крупном цикле или эпохе складчатости, совпадать с какой-то фазой складчатости или с эпизодами внутри фаз. Дальнейшее уточнение роли и места выделяемых по рассматриваемой методике этапов складчатости в больших тектонических событиях составляет одну из важных задач структурной геологии метаморфических комплексов.

Несмотря на разную масштабность и значимость, четкая относительная возрастная последовательность этапов складчатости (деформаций) позволяет считать их надежными хронологическими реперами, которые составляют структурную возрастную шкалу. К реперам этой шкалы могут быть привязаны другие геологические события (этапы метаморфизма, магматизма и др.). Последовательность деформаций является, таким образом, хронологической основой, на которой может быть восстановлена геологическая история комплекса.

Геометрические понятия, символы и диаграммы структурных элементов

Индексация структурных элементов разного возраста. В структурной геологии складки принято обозначать индексом F , плоскостные элементы (плоскости слоистости, сланцеватости, кливажа, осевые плоскости складок и др.) — S и линейные элементы — L . Можно использовать буквы — f, s, l . Складки, плоскостные и линейные элементы могут возникать синхронно или независимо. Для случая, отвечающего синхронному образованию, справа внизу от буквенного индекса ставится индекс цифровой. Конседиментационная стадия обозначается индексом «0», первый этап деформаций — индексом «1», второй — индексом «2» и т. д.

Слоистость обозначается S_0 , конседиментационная линейность (гальки конгломератов, линии пересечения косых слоев и др.) — L_0 , оползневые складки — F_0 . Для первого этапа деформаций — F_1, S_1, L_1 , для второго этапа — F_2, S_2, L_2 и т. д. Если существуют какие-либо отличия в ориентировке элемента, то для выделяемых разновидностей можно добавлять индекс справа сверху, например F'_2 и F''_2 .

Линейные элементы группы L можно разделить на две подгруппы: материальные (линейность минералов и агрегатов различного рода) и нематериальные. К последним относятся шарниры складок, обозначаемые особым индексом b , которые, кроме того, отвечают линиям пересечения разновозрастных плоскостных элементов. Для этапа F_1 можно выделить группу осей b_1 как линий пересечения плоскостей S_0 и S_1 . Для этапа F_2 плоскостной элемент S_2 может пересекать как S_0 , так и S_1 . Поэтому можно выделить две группы осей b_2 — S_2/S_0 и S_2/S_1 . Для этапа F_3 принципиально возможно существование трех групп b_3 -осей — S_3/S_2 , S_3/S_1 и S_3/S_0 . Однако на практике обычно используют только пересечение S -плоскостей любого возраста с наиболее ярко проявленным ранним плоскостным элементом. Это могут быть либо плоскости слоистости S_0 и параллельной ей сланцеватости, либо в сильно метаморфизованных комплексах, когда слоистость в значительной степени затушевана, плоскости сланцеватости и (или) полосчатости S_1 , параллельные осевым плоскостям изоклинальных складок F_1 . Соответственно b -пересечениями являются: в первом случае — $S_1/S_0, S_2/S_0, S_3/S_0 \dots$, которые отвечают шарнирам складок $F_1, F_2, F_3 \dots$, во втором — $S_2/S_1, S_3/S_1, S_4/S_1 \dots$, отвечающие шарнирам складок $F_2, F_3, F_4 \dots$. Несмотря на то что сланцеватость по осевым плоскостям ранних изоклинальных складок и слоистость параллельны или субпараллельны на значительных протяжениях, чрезвычайно желательно при анализе конкретных структурных данных различать к какой из этих двух S -плоскостей относятся b -пересечения всех более поздних плоскостных элементов. Использование b -пересечений поздних плоско-

стных элементов между собой, например S_3/S_2 , S_4/S_3 и т. д., пока еще значительного распространения не получило. Наиболее употребляемые индексы структурных элементов разного возраста сведены в табл. 5.

Т а б л и ц а 5
Индексация структурных элементов разного возраста

Этапы деформаций	Складки	Плоскостные структурные элементы	Линейные структурные элементы		Оси наложенной складчатости
			общее обозначение	шариры	
Конседиментационная стадия	F_0	S_0	L_0	b_0	—
I этап	F_1	S_1	L_1	$b_1 = S_1/S_0$	—
II »	F_2	S_2	L_2	$b_2 = S_2/S_0$ или S_2/S_1	β_2
III »	F_3	S_3	L_3	$b_3 = S_3/S_0$ или S_3/S_1	β_3
Предпоследний этап	F_{n-1}	S_{n-1}	L_{n-1}	$b_{n-1} = S_{n-1}/S_0$ или S_{n-1}/S_1	β_{n-1}
Последний этап	F_n	S_n	L_n	$b_n = S_n/S_0$ или S_n/S_1	β_n

Ось наложенной складчатости (β -ось). За ось наложенной складчатости мы будем принимать некоторую среднюю ось вращения сминаемых поверхностей. В динамическом отношении эта ось перпендикулярна направлению наибольшего сжатия. Ее ориентировка зависит от формы сминаемых поверхностей и угла наклона к ним. Возможны три случая.

1. При смятии относительно плоских поверхностей (например, поверхностей, деформированных в изоклинальные складки) в условиях цилиндрической деформации β -ось будет параллельна индивидуальным синхронным b -шарнирам. Такого типа β -ось мы можем получить при обычном анализе диаграммы полюсов слоистости.

2. При смятии относительно плоских поверхностей в условиях конической деформации β -ось определится как ось конуса. Индивидуальные синхронные b -шариры разместятся по одной из дуг малого круга с центром, отвечающим β -оси.

3. При смятии криволинейных поверхностей сложного профиля β -ось является сложной функцией от локальных наклонов этой поверхности, первоначальных изгибов в ней и степени сжатия. При сильном сжатии и параллельном положении осевых плоскостей β -ось будет им параллельна, но ее угловые отношения с индивидуальными синхронными b -шарнирами могут быть различными. Исследование последнего случая составляет одну из труднейших и почти совершенно неразработанных проблем структурной геометрии.

Диаграммы полюсов слоистости (πS -диаграммы). Техника составления этих диаграмм для районов наложенной складчатости

в общем такая же, как и для районов одноэтапной складчатости (см. с. 37), однако получаются узоры значительно более сложные. Вместо одного пояса по дуге большого или малого круга (простые цилиндрическая или коническая деформации соответственно) конфигурация концентраций позволяет выделить несколько поясов (два-три). Каждый из этих поясов указывает на свое направление оси складчатости. Нередко πS -диаграмма дает очень неясную картину. В этом случае рекомендуется исследованный домен разделить на более гомогенные единицы и составить для них самостоятельные диаграммы. Тогда увеличивается возможность того, что направления осей складчатости отдельных этапов могут быть определены.

Диаграммы β -пересечений. Напомним, что если b -пересечения представляют собой пересечения разновозрастных одно- или разноименных S -плоскостей, то β -пересечения относятся к одноименным и одновременно образованным S -плоскостям. Возможности анализа структурных данных областей наложенной складчатости с помощью диаграмм β -пересечений резко различны для условий цилиндрической и конической складчатости.

Недостатки и ограничения в составлении и интерпретации β -диаграмм, отмеченные для областей однократной гомогенной цилиндрической складчатости (см. с. 139), свойственны также и диаграммам для областей негомогенной или многократной складчатости. Но, кроме того, появляются еще и некоторые «собственные», дополнительные ограничения.

Предполагалось ранее, что если в пределах сводной диаграммы наблюдается несколько максимумов β -пересечений, то каждый из них отражает положение шарнира одного из сосуществующих направлений складок, а плотность максимумов и субмаксимумов соответствует интенсивности развития этих складчатых направлений. Дж. Рамсай (Ramsay, 1964) показал, что такое заключение математически ненадежно. При обработке данных из областей наложенной складчатости можно получить очень большое количество ложных β -пересечений, и нет способов, чтобы среди них обнаружить геологически значимые β -точки. Относительному контролю поддается только простейший случай наложения двух деформаций, при которых образуются складки с прямолинейными крыльями. Для этих условий теоретически выводимые четыре направления шарниров складок дают соответственные концентрации β -пересечений, но наряду с этим образуются и ложные точки, которые имеют тенденцию к концентрации в хорошо развитых максимумах. Только имея уверенные геологические данные, можно интерпретировать такую диаграмму. Таким образом, при изучении наложенных деформаций цилиндрического типа использование диаграмм β -пересечений крайне ненадежно.

Совсем иной представляется оценка β -диаграмм для условий конической наложенной складчатости. В этом случае точки β -пересечений концентрируются на диаграмме в пределах тре-

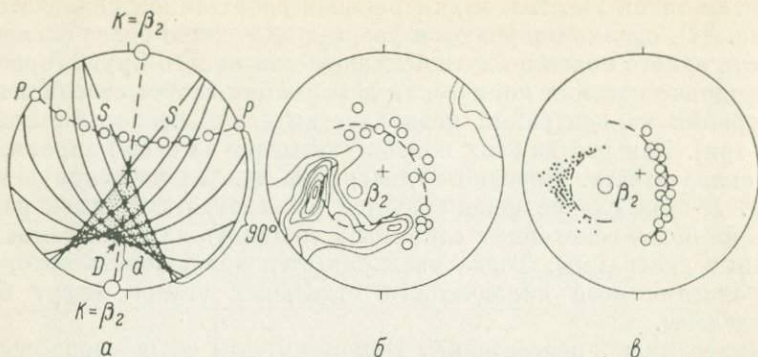


Рис. 71. Диаграммы β -пересечений для условий конической наложенной складчатости.

a — диаграмма, иллюстрирующая построение треугольника (заитрихован) концентраций β -пересечений (*S* — траектории плоскостного элемента, *P* — полюса плоскостного элемента, β_2 — ось наложенной складчатости — ось конуса, *D* — вершинная ось, *d* — апикальный угол); *b* — диаграмма β -пересечений слоистости (изолинии) и полюсов слоистости (кружки); *v* — диаграмма β -пересечений плоскости (100) дистена (точки) и полюсов (100) (кружки). Диаграммы *b* и *v* составлены для участков мамской серии в Патомском нагорье. По Г. Флаассу (1969, с. 184) с дополнениями.

угольника (рис. 71, *a*). Само по себе наличие этого треугольника указывает на коническую деформацию. Анализ его пространственного положения в совокупности с анализом распределения полюсов рассматриваемых плоскостей позволяет определить положение оси складчатости β , которой отвечает ось конуса, и других геометрических характеристик конических наложенных складок. Интересные примеры исследования наложенной складчатости с помощью β -диаграмм приводятся, например, А. С. Флаассом (1969а, 1971) и Г. С. Флаассом (1969) для пород мамской кристаллической серии в Патомском нагорье. Остановимся на двух из них.

На рис. 71, *b* дана диаграмма β -пересечений слоистости для одного из участков мамской серии. Породы смяты в изоклиналильные складки с осевыми плоскостями, параллельными слоистости. Так что эта диаграмма одновременно является и диаграммой β -пересечений осевых плоскостей изоклиналильных складок. Точки β -пересечений обработаны в изолиниях. Дуга малого круга, проведенная как касательная к контуру главных концентраций, отвечает опорной дуге сферического треугольника. Ось конуса, очерчиваемого этой дугой, соответствует оси наложенной складчатости β . Полюса слоистости или полюса осевых плоскостей изоклиналильных складок также распределяются по дуге малого круга, но большего диаметра. Точки этой дуги располагаются от точек предыдущей дуги на угловом расстоянии 90° (по плоскостям, проходящим через β_2). Таким образом, получены полные доказательства конической наложенной складчатости, и определение геометрических параметров (*D*, *d*, осевая плоскость) и их координаты.

нат (также и координат β_2) является делом уже знакомой нам техники.

Рис. 71, в иллюстрирует ориентировку кристаллов дистена на одном из участков по массовым замерам. Линейная ориентировка дистена совпадает или близка к шарнирам изоклинальных складок (Флаасс, 1969а, с. 178). Его период кристаллизации относится к раннему этапу складчатости. Полюса первого пинакоида (100) кристаллов дистена ориентируются на стереограмме по одной из дуг малого круга большого диаметра, аналогично слоистости на диаграмме рис. 71, б. Вычисленные графически линии β -пересечений плоскостей (100) дистена располагаются в пределах четкого, почти идеального треугольника концентраций, в основание которого также почти идеально вписывается дуга малого круга малого диаметра с центром конуса β_2 . Ситуация графически полностью подобна рис. 71, б. Коническая природа наложенной складчатости доказана, остается по рис. 71, в определить геометрические параметры и их координаты.

ПРИЗНАКИ НАЛОЖЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ УСТАНОВЛЕНИЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ

Категории возрастных взаимоотношений

Существующие методические приемы установления последовательности деформаций предусматривают выявление взаимных возрастных отношений не только складок между собой, но и отношения их к другим геологическим телам и структурным элементам. Исследования ведутся полевыми геологическими методами прямого наблюдения, геометрическим анализом структурных данных и пространственным анализом структурно-геологической карты. Главнейшее внимание должно быть уделено следующим категориям возрастных взаимоотношений:

- 1) складок между собой;
- 2) складок и кливажа—сланцеватости того или иного типа и происхождения;
- 3) складок и линейности разного генезиса и ориентировки;
- 4) складок и метаморфического минералообразования;
- 5) складок и мигматитов;
- 6) складок и интрузивных тел.

Обычно подчиненное, но иногда весьма существенное значение приобретают возрастные взаимоотношения других, кроме складок, геологических тел и структурных элементов между собой, таких как:

- а) сланцеватости относительно линейности, метаморфогенных минералов, мигматитов и интрузий;
- б) линейности относительно метаморфогенных минералов, мигматитов и интрузий;

в) метаморфического минералообразования, включая ультраметаморфические продукты, по отношению к внедрению интрузивных тел.

Даже только это простое перечисление категорий возрастных взаимоотношений показывает, что в орбиту исследователя наложенных деформаций вовлекаются фактически все явления и события, которые сформировали окончательное, видимое в эрозионном срезе геологическое строение территории. Поэтому знание соответствующих геологических дисциплин, умение искать и находить необходимые взаимоотношения, видеть в камне следы многих геологических явлений должны составлять те желаемые качества исследователя, к которым нужно стремиться.

Выявление последовательности деформаций и отношения складок к другим геологическим объектам, явлениям и событиям можно осуществить четырьмя способами:

- 1) непосредственными наблюдениями в пределах обнажения;
- 2) путем прослеживания по площади закономерностей, выявленных в отдельных обнажениях;
- 3) геометрическим анализом структурных данных по структурно-гомогенным доменам;
- 4) исследованием пришлифовок и шлифов в камеральных условиях.

Каждый из этих способов имеет свою сферу действия, а их комплексное применение дает наибольший эффект.

Возрастные взаимоотношения складок

Складки одного этапа, особенности, признаки и условия складчатых наложений

Идеальные складки одного этапа деформаций и их симметрия. Для того чтобы выявить особенности возрастных взаимоотношений складок и определить признаки наложенных складчатых деформаций, необходимо вначале вывести идеальные модели складок, образованных в один этап деформаций. Такие модели удобно рассмотреть исходя из представлений о складке как о системе с определенными свойствами симметрии.

В соответствии с классификацией групп симметрии, принятых в структурной петрологии (Хиллс, 1967, с. 397—407), складка цилиндрического типа (рис. 72, а) может быть отнесена к орторомбической группе симметрии, к ее неполногранной полярной подгруппе. Такая складка имеет две плоскости симметрии P -осевая плоскость и плоскость, перпендикулярная ей, и ось симметрии второго порядка L_2 как ось пересечения этих плоскостей. Символ цилиндрической складки — $2P \cdot L_2$. Складка конического типа (рис. 72, б) принадлежит к моноклинной группе симметрии, к ее неполногранной подгруппе. Такая складка имеет только плоскость симметрии P . Символ конической складки — P . Брахи-

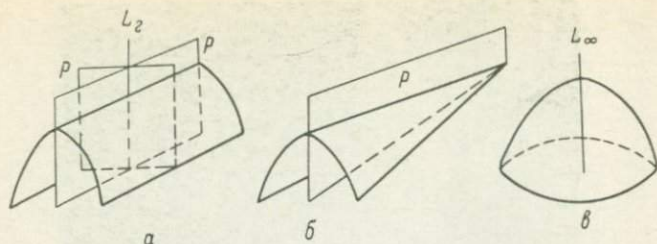


Рис. 72. Симметрия складчатых форм.

a — цилиндрическая складка; *b* — коническая складка; *в* — брахискладка. *P* — плоскость симметрии; L_2 — ось симметрии второго порядка; L_∞ — ось симметрии бесконечного порядка.

складка изометричного профиля (рис. 72, *в*) относится к осевой группе симметрии, к ее осевой полярной подгруппе. Этой складке свойственна одна ось симметрии бесконечного порядка L_∞ , которая является осью пересечения бесконечного количества плоскостей симметрии *P*. Символ брахискладки — $\infty P \cdot L_\infty$.

Несмотря на разницу в символах симметрии различных типов складок, определяющим свойством идеальной повторно недеформированной складки является прямолинейность осей и плоскостей симметрии и любых линий, лежащих в этих плоскостях. Отсюда следует прямолинейность осевой плоскости как плоскости симметрии и шарнира, как линии, лежащей в этой плоскости. Изгиб или другое искажение плоскостей и осей симметрии должны свидетельствовать о последующей наложенной деформации. Геологически это прежде всего выражается в изгибе осевых плоскостей и шарниров складок (рис. 73). Нарушение симметрии должно рассматриваться как предел существования складки с данным приложением действующих сил, с данным полем внутренних напряжений и с данной ортогональной системой координат.

Два нестандартных случая. Отмеченные выводы, исходящие из аргументов симметрии, справедливы для большинства наложенных складчатых форм. Но природа не была бы природой, если бы оставила закономерность абсолютной. Могут быть приведены два случая, только частично отвечающие выдвинутым положениям.

1. Если крупная складка осложняется мелкими симметричными складками, обращенными замками друг к другу (рис. 74), то при этом и осевая плоскость S_1 и шарнир b_1 остаются недеформированными. Шарниры мелких складок b_2 параллельны b_1 , а их осевая плоскость S_2 перпендикулярна S_1 . Плоскость S_2 не является плоскостью симметрии крупной складки. Кроме S_1 , второй плоскостью симметрии должна быть плоскость, перпендикулярная шарнирам. Если бы мы нанесли эту плоскость на рис. 74, то убедились бы, что она также остается недеформированной, равно как и ось симметрии, лежащая в плоскости S_1 и перпендикулярная b_1 .

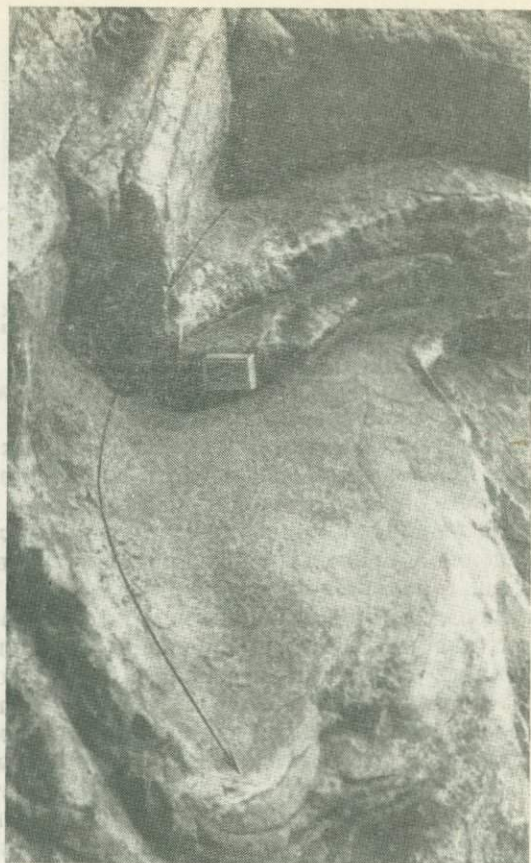


Рис. 73. Складка с изогнутым шарниром — признаком наложенной деформации.

Итак, в данном случае при повторной деформации нет искажения осевой плоскости, шарнира, плоскостей и оси симметрии ранней структуры, остается также недеформированной ортогональная система координат. Но так как новая плоскость S_2 перпендикулярна старой S_1 , то направление сжатия изменилось на 90° , а образование новых складок вызвало частичное изменение поля внутренних напряжений. По геометрическим и симметричным признакам взаимный возраст складок здесь не устанавливается, но физика деформации четко указывает на два этапа складкообразования.

2. Складка с изогнутой осевой плоскостью (рис. 75) в соответствии с изложенными выше аргументами симметрии должна быть отнесена к формам, образованным при участии наложенной деформации. Действительно, в ее формировании можно выделить

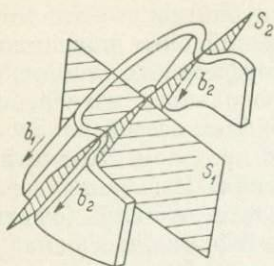


Рис. 74. Повторная деформация без искажения осевой плоскости S_1 и шарнира b_1 ранней структуры.

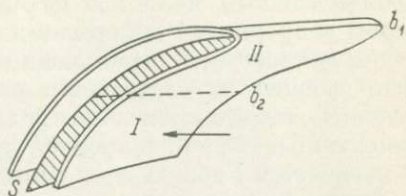


Рис. 75. Непрерывная деформация с искажением осевой плоскости S .

I и II — площади с разными динамическими условиями; стрелка — главная действующая сила; e_1 и e_2 — шарниры.

два этапа: 1 — смятие пласта в изоклиналичную складку с параллельными крыльями и параллельной им прямолинейной осевой плоскостью; 2 — дальнейший изгиб как крыльев, так и осевой плоскости. Шарниры b_1 и b_2 параллельны, и при некоторых условиях (см. ниже) деформация может быть непрерывной, два этапа как бы сливаются в один. Имея в виду непрерывность деформации, Х. Винн-Эдвардс назвал процесс образования подобного типа складок «синхронным наложением» (Wynne-Edwards, 1967, p. 102).

Складки с изогнутыми осевыми плоскостями, сформированные в результате непрерывной деформации, были получены, например, в экспериментах Б. Виллиса (Willis, 1993, pl. 83, 85, 89, 90, и др.). Изгибы и запрокидывания осевых плоскостей (в направлении сжимающего поршня) возникали только в верхней части проб на границе с воздушной или рыхлой средой, прикрывающей пробу, что указывает на избирательное приложение действующей силы в нижней части складок. Иными словами, меняется площадь приложения силы, поле внутренних напряжений складки и искажается ортогональная система координат, т. е. имеются все признаки наложенной деформации.

Опыты Б. Виллиса в целом имитировали особенности складок поверхностных зон земной коры. В молодых складчатых областях тенденция к опрокидыванию осевых плоскостей складок выражена значительно сильнее, чем в сильно эродированных древних образованиях. Тем не менее Х. Винн-Эдвардс считает складки, образованные при «синхронном наложении», характерными для комплексов высокой степени метаморфизма. Причем к таким складкам им относятся любые коаксиальные складки. В их формировании Х. Винн-Эдвардс основную роль отводит сложному течению в общем направлении параллельно осевым плоскостям антиклиналей с меняющейся скоростью течения во времени и пространстве (Wynne-Edwards, 1967, p. 103—104). Вследствие этого могут возникать очень сложные формы, например спиралевидные.

Способ образования складок, предлагаемый Х. Винн-Эдвардом, по мнению автора данной книги, для глубинных сечений имеет весьма ограниченное значение. Тектонический опыт показывает, что при образовании складчатости метаморфических комплексов наиболее важным является механизм продольного изгиба, при котором непрерывная деформация с изгибанием осевой плоскости складки должна быть ограничена каким-то пределом. Этот предел можно выявить из следующего рассмотрения. Изгибание осевой плоскости складки происходит вследствие того, что сила (сжатия) сконцентрирована на площадке *I* (рис. 75). Верхняя часть складки (*II*) изгибается либо за счет силы тяжести, либо за счет других сил, более слабых, чем главная сила. Пределом изгиба является положение осевой плоскости в верхней части складки параллельно главной действующей силе, т. е. угол изгиба при непрерывной деформации не должен превышать 90° . В реальных условиях он значительно меньше, так как складка не изолирована, а ограничена с обеих сторон такой же плотной средой. Геометрически осевая плоскость, изогнутая в процессе непрерывной деформации, должна иметь постоянную кривизну и изгибаться плавно. Резкие переломы осевой плоскости являются признаком изменения интенсивности деформации и складчатого наложения обычного типа.

Осевые плоскости и шарниры реальных индивидуальных складок одного этапа деформаций. В данном случае мы будем рассматривать складки, возникающие при изгибе недеформированной плоской поверхности. Согласно экспериментам С. Гхоша и Г. Рамберга (Ghosh, Ramberg, 1968), складки, образующиеся даже в достаточно однородной физической среде, не обладают идеальной прямолинейностью осевых плоскостей и шарниров. В направлении простирания шарниров, кроме виргации осевых плоскостей, складки, как правило, дают ответвления, раздваиваются, т. е. обнаруживают бифуркацию. Угол между расходящимися ветвями складки не превышает 20° . Примерно такими же угловыми пределами ограничивается виргация осевых плоскостей и шарниров в направлении простирания последних. Искривления осевых плоскостей и шарниров возникают также при срастании складок в процессе деформации, что приводит к образованию дугообразных изгибов, более длинных, чем длина волны складок. Шарниры в таких изгибах ундулируют.

На места заложения природных складок и их первоначальную ориентировку большое влияние оказывают изменения первичного наклона пластов и физические дефекты на их поверхности (вмятины, промоины, первичные бугры и др.). Это было установлено как экспериментально (Willis, 1893), так и геологически (Schwan, 1965; Howard, 1968). При деформации эти первичные направления принимают на себя роль шарниров, вокруг которых происходит изгиб пласта. Примерно такую же роль играют ориентированные фрагменты, например гальки (Waal, 1970) и даже линейно вытянутые минералы. Если изгиб не в состоянии деформировать или

развернуть эти фрагменты, то шарнир будущей складки закладывается параллельно их удлинению с нарушением субперпендикулярности к действующей силе. Возникающие при этом складки обнаруживают разброс шарниров в пределах $10-30^\circ$, редко более.

В метаморфических комплексах осевые плоскости и шарниры индивидуальных складок на значительных протяжениях по их простиранию обладают выдержанной ориентировкой, в целом близкой к прямолинейной. Как и в экспериментах, отклонение от генерального направления редко превышает 20° . Поэтому признак наложенной деформации, данный выше для геометрически идеальной складки, может быть применительно к природным складкам приведен в такой форме: если изгиб осевой плоскости и шарнира индивидуальной складки превышают естественные ундуляции в $20-30^\circ$, то такая складка испытала наложенную деформацию.

Угловые взаимоотношения оси наложенной складчатости, шарниров наложенных и ранних складок. При наложенной складчатости деформируется криволинейная поверхность сложного профиля, определяемого стилем и особенностями складок ранней генерации. Эта поверхность посредством зеркала складок может быть приведена к более простой форме. Физические возможности деформации криволинейной поверхности будут увеличиваться в зависимости от того, насколько близко она будет располагаться к зеркалу и насколько больше будет у них точек и линий касания. Далее для простоты под деформируемой плоскостью при наложенной складчатости мы условимся понимать зеркало складок, которое на какой-то площади будет близким к прямолинейному.

Необходимо учитывать два положения оси наложенной складчатости β относительно деформируемой плоскости, в которой лежат шарниры ранних и наложенных складок: 1) ось β лежит в деформируемой плоскости, шарниры наложенных складок ей параллельны; 2) ось β находится под углом к деформируемой плоскости, шарниры наложенных складок ей не параллельны. Первый случай отвечает в целом цилиндрической деформации, второй — конической деформации.

1. С. Гхош и Г. Рамберг (Ghosh, Ramberg, 1968) провели серию экспериментов с целью выявить реальные возможности образования наложенных складок при разных углах между осью наложенной складчатости (шарнирами наложенных складок) и шарнирами ранних складок от 0 до 90° , когда ось лежит в деформируемой плоскости. Они нашли, что при угле 90° наложенные складки были развиты очень хорошо, при углах $90-60^\circ$ достаточно хорошо, при углах $60-30^\circ$ складки развивались спорадически, а при углах $30-0^\circ$ по отношению к шарнирам ранних складок наложенные складки не возникали вообще. Таким образом, с уменьшением угла между шарнирами наложенных и ранних складок наложенные складки проявлялись все слабее и слабее, соответственно

падала степень деформации шарниров и осевых плоскостей ранних складок.

В опытах С. Гхоша и Г. Рамберга соблюдались условия субперпендикулярности осевых плоскостей образующихся складок напластованию и сопоставимости складок по размеру и форме, вследствие чего как ранние, так и наложенные складки принадлежали к одному морфологическому типу. В природе наряду с такими условиями наложения часто встречается и такой случай, когда ранние складки представлены лежащими складками с осевыми плоскостями, субпараллельными напластованию, а наложенные складки — симметричными или близкими к ним с осевыми плоскостями, субперпендикулярными напластованию. В этом случае величина угла между шарнирами наложенных и ранних складок не играет существенной роли, и деформация ранних складок распознается и исследуется по деформации их осевых плоскостей.

С. Гхош и Г. Рамберг установили, что в условиях продольного изгиба большой угол между шарнирами двух систем складок указывает на два периода деформации, а складки под углом друг к другу в 90° могут образоваться только вследствие наложения, чем были подтверждены более ранние эксперименты В. В. Эза (1959), из которых следовало, что при сжатии образца сначала в одном направлении, а потом в другом возникают две независимые, различно ориентированные системы линейных складок, пересекающие друг друга. В опытах С. Гхоша и Г. Рамберга в местах пересечения ранней системы складок складками поздней системы происходило изгибание шарниров и осевых плоскостей ранних складок, а в опытах В. В. Эза на пересечении разновозрастных линейных антиклиналей возникал купол. С. Гхошу и Г. Рамбергу не удалось получить систему поперечных складок одновременным сжатием в двух поперечных направлениях. Вместо нее возникал сложный складчатый узор из ветвящихся и изгибающихся складок разной ориентировки, куполов и впадин. Раньше этих исследователей попытку получить одновременное образование поперечных складок, но складок течения, а не изгиба, сделал С. Бхаттачарьи (Bhattacharji, 1958). И, действительно, он их получил (хотя одна из систем была резко угнетенной по отношению к другой), но в совершенно специфических и особых условиях: материал подбирался таким образом, чтобы можно было вызвать его течение в любом необходимом экспериментатору направлении посредством неравного давления на пробу. Течение вызывалось вдоль шарниров образующихся складок, от замков на крылья, от медианной поверхности складок к их перегибам и т. д. В некоторых складках течение происходило по типу «обратных складок волочения» (рис. 47, з-2), в других — способами, не выводимыми из природных наблюдений. Значение механизма, использованного в экспериментах С. Бхаттачарьи, для природного складкообразования остается пока неясным.

Итак, наиболее яркое проявление наложенной складчатости происходит в том случае, если угол между шарнирами наложенных и ранних складок составляет $90 \pm 30^\circ$. Следствием этого, вероятно, является устанавливаемое во многих метаморфических комплексах последовательное неоднократное наложение складок с ортогональным положением шарниров. Если же две системы складок одного морфологического типа, например симметричных, располагаются под углом друг к другу до 30° , то это не является доказательством их разновозрастности. Поэтому при анализе πS -диаграмм выделение поясов концентраций под углом друг к другу 30° и менее как поясов, относящихся к разновозрастным структурам, методически не оправдано. Необходимо иметь для этого геологические доказательства, например, такие как деформация складками F_2 даек, внедрившихся после F_1 , или наличие сланцеватости в F_1 и отсутствие ее в F_2 , или характерный для каждой возрастной группы складок структурный парагенезис и т. д.

Согласно экспериментам С. Гхоша и Г. Рамберга, при совпадении шарниров наложенных и ранних складок одного морфологического типа, т. е. когда угол между ними равен 0° , увеличивается степень сжатия ранних складок и устанавливается их частичное вращение. При этом осевые плоскости ранних складок изгибаются.

2. Если ось наложенной складчатости ориентирована под углом к деформируемой плоскости, то ее положение при деформации соответствует оси конуса. Экспериментов по складчатости в таких условиях не проводилось. Но нам важно прежде всего хотя бы примерно определить тот естественный угловой предел оси и плоскости, при котором складчатая деформация становится практически неосуществимой. Геологические исследования показывают, что во всех известных природных конических структурах угол между осью конуса и вершинной осью, которая лежит в деформируемой плоскости, не превышает 45° . Это угловое значение, вероятно, мы можем принять как предельное. Иначе говоря, при наложенной конической складчатости физически невозможно положение ее оси в секторе $45-90^\circ$ относительно деформируемой плоскости.

Вследствие существования сектора, в котором физически не могут развиваться наложенные складки, этапы складчатых деформаций нельзя приравнивать к этапам приложения действующих сил. Последних, вероятно, было значительно больше. При анализе структурных данных нужно помнить об этом «мертвом» секторе и о том, что в нем не могут располагаться ни шарниры наложенных складок, ни оси наложенной складчатости.

Если при наложенной складчатости конического типа возникает только одна складка, то ее шарниром является вершинная ось D . Если кроме того (или исключительно) возникает серия мелких складок, то их шарниры на стереографической проекции разместятся по дуге малого круга, центром которого является

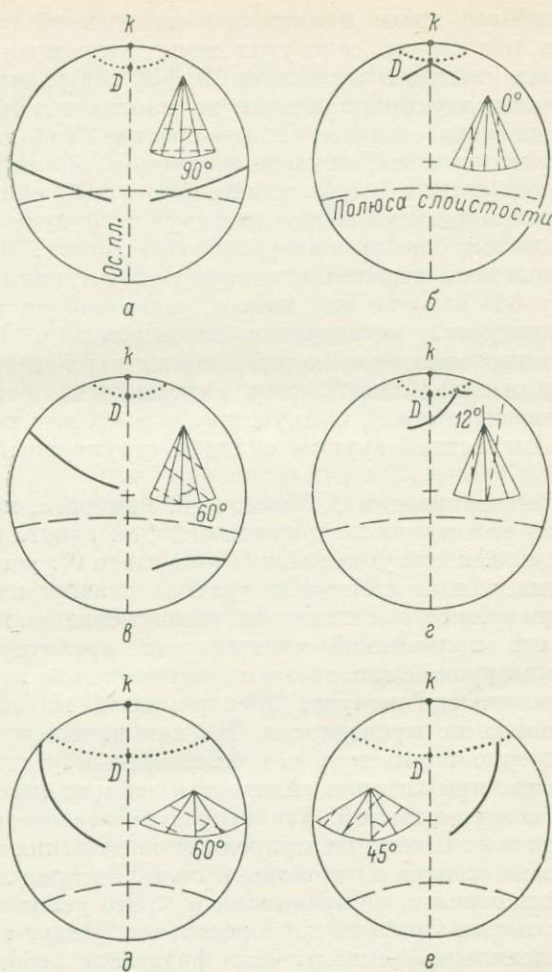


Рис. 76. Траектории шарниров ранних складок или ранней линейности (*жирные линии*) при наложенной складчатости конусного типа. По М. Стауфферу (Stauffer, 1964), упрощено.

Точечный пунктир — траектории шарниров наложенных складок; К — ось конуса (ось наложенной складчатости); D — вершинная ось. Во врезках — развертка конуса на плоскость, показан угол между шарнирами ранних складок (*пунктирные линии*) и вершинной осью. а—г — апикальный угол (между К и D) равен 18° ; д, е — апикальный угол равен 44° .

ось конуса К (рис. 76; см. также с. 108). Траектории шарниров ранних складок, ориентированные однообразно, до- и переориентированные в процессе наложенной складчатости, будут выглядеть совершенно по-иному. Положение и форма этих траекторий на стереографической проекции зависит от четырех факторов:

- а) от положения оси конуса K , вершинной оси D , а соответственно и осевой плоскости наложенной складки в пространстве;
- б) от величины апикального угла (угол между K и D);
- в) от величины угла между шарнирами ранних складок и вершинной осью;
- г) от положения последнего угла «вправо» или «влево» от вершинной оси D (рис. 76, *в* — влево, рис. 76, *г* — вправо).

Задача по определению ориентировки шарниров ранних складок в целом отвечает задаче определения ориентировки ранней линейности при конусной складчатости. Траектории шарниров ранних складок или ранней линейности будут криволинейными и не совпадут ни с дугами больших, ни с дугами малых кругов. Исключение составляет только случай, когда угол между шарнирами ранних складок и вершинной осью D равен 90° (рис. 76, *а*). В этом случае траектория шарниров совпадает с дугой большого круга, полюсом которой является вершинная ось D .

На рис. 76 приведены некоторые частные случаи ориентировки шарниров ранних складок при постоянном положении оси конуса K и осевой плоскости наложенной складки, но при меняющемся угле между ними и вершинной осью D и при двух положениях в пространстве последней оси. Несмотря на принятые нами упрощенные условия (постоянство оси конуса и осевой плоскости), траектории шарниров ранних складок имеют весьма разнообразный вид и положение на стереограммах. В целом это ветви плавные или ломаные. Важно подчеркнуть, что ни одна из них не совпадает с траекториями шарниров наложенных складок. Обращает внимание также контраст выдержанной ориентировки полюсов слоистости и сильно меняющегося положения траекторий шарниров ранних складок.

Зависимость траекторий шарниров ранних складок от многих факторов, приводящая к их очень сложным конфигурациям на стереограммах, не позволяет для конкретных случаев вычислить эти траектории посредством быстрых и несложных геометрических приемов. Потребовалась бы также масса трафаретов, чтобы предусмотреть возможные конкретные случаи. Вследствие сложности расчетов и геометрических построений стереогеометрический анализ ориентировки шарниров ранних складок в условиях наложенной конической складчатости не получил пока широкого распространения.

Морфология складок при двукратной деформации

Влияние сечений и относительных размеров складок. Морфологический узор, морфологический рисунок складчатости, показывающий конфигурацию границ пластов или траекторию кривизны смятых плоскостных элементов в каком-либо сечении породы, является важным критерием установления как самого факта наложенной складчатости, так и последовательности обра-

зования складчатых форм, образующих сложный узор. Относительно земной поверхности сечение в обнажении может быть вертикальным, горизонтальным или косым. Относительно осевых плоскостей и шарниров складок, составляющих двукратно деформированную систему, сечения можно рассматривать как перпендикулярные, параллельные или косые (структурные сечения). Комбинация этих двух категорий сечений дает большое количество различных частных узоров.

Из пространственной категории наибольший интерес представляет, конечно, горизонтальное сечение — сечение плана или карты любого масштаба. В сечениях, параллельных шарнирам или осевым плоскостям складок какой-то возрастной генерации, теряются характерные особенности морфологического узора этой генерации, поэтому такие сечения мало интересны. Наиболее важную информацию дают сечения, перпендикулярные осевым плоскостям и шарнирам, и сечения, перпендикулярные относительно одного или двух элементов, в комбинации с косыми относительно других элементов.

Характер морфологического узора зависит также от относительных размеров ранних и наложенных складок. Используя наилучшие пространственные и структурные сечения, мы рассмотрим три принципиальных случая (для цилиндрических складок): 1) размер наложенных складок меньше, чем ранних; 2) размер наложенных складок больше, чем ранних; 3) размер обеих генераций складок примерно одинаков (или складки вообще трудно сопоставимы по размерам). Все три случая в природе пользуются примерно одинаковым распространением.

Влияние механизма образования складок посредством изгиба, ламинарного течения или их комбинации на морфологический рисунок наложенной складчатости еще слабо изучено. Оценка имеющихся данных показывает, что это влияние не может быть большим, так как возникающие при помощи разных механизмов складки имеют значительно больше сходства во внешней морфологии, чем различий.

Наложение складок меньшего размера на складки большего размера. Размер наложенных складок рассматриваемого типа лимитируется размером ранней структуры и в соответствии с законом М. Байота (см. с. 93) зависит также от мощности слоев. Чем толще слой, тем крупнее наложенная складка. В пределах обнажений такие складки лучше всего проявляются в тонкослоистых и сильно сланцеватых породах. Их размер может быть различным — от тонкой гофрировки до метров (рис. 77, а—в). Гофрировке обычно подвергается сланцеватость, которая ведет себя как очень тонкий слой. Явления будинажа при данном типе наложений имеют очень ограниченное развитие.

На площади рассматриваемые складки могут быть выявлены при прослеживании маркирующих горизонтов или пачек, мощность которых должна быть по крайней мере не менее первых

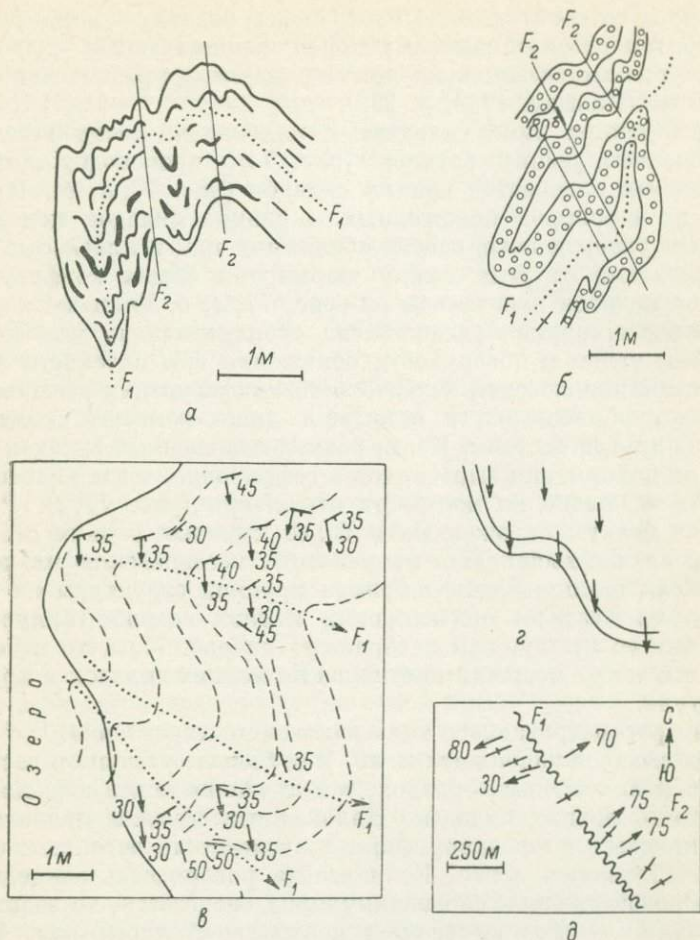


Рис. 77. Наложение складок меньшего размера на складки большего размера.

F_1 — ранние складки; F_2 — наложенные складки. *а* — складки в биотитовых сланцах ладожской серии, Сев. Приладожье, зап. часть оз. Хюмпелянярви; *б* — дванды смятый слой кварцито-сланцев ладожской серии, о. Мякисало; *в* — складчатость в амфиболовых сланцах сортавальской серии, зап. часть о. Риекалансари (стрелки — шарниры складок F_2 , рисунок А. Л. Харитонова); *г* — случай неясного возрастного отношения мелких складок (стрелки) к крупной структуре; *д* — восстановление положения осевой плоскости складки F_1 , показано вертикальное залегание сланцеватости S_2 , гранат-дистен-старобит-биотитовые гнейсы мамской серии Северо-Вайкальского нагорья, верховья р. Чарвокан (бассейн р. Б. Чуи).

десятков метров. Соответственно увеличивается и размер складок. Так, Б. И. Кузнецов (1969) на одном из участков беломорской серии показал, что крупные ранние лежащие изоклинальные складки с длиной перпендикулярно шарниру не менее 200 м, в которые смяты пласты амфибололитов мощностью 5—10 м, деформированы наложенными складками с размахом 20—70 м. Дж. Рамсей закартировал в Шотландском нагорье крупную раннюю

структуру длиной свыше 15 км, оконтуриваемую маркирующим горизонтом роговообманковых пород мощностью 100—200 м. Эта структура осложнена наложенными складками с размахом крыльев до 1.5 км (Ramsay, 1958, p. 282).

При данном типе складчатых наложений почти всегда, за исключением редких случаев (рис. 74), происходит деформация осевых плоскостей ранних складок (рис. 77, а, б). При положении шарниров наложенных и ранних складок под значительным углом к поверхности обнажения или к плоскости карты и независимо от угла между шарнирами общая конфигурация пластов подобна показанной на рис. 77, а, б. Если же какая-то из систем шарниров расположена субпараллельно или под небольшим углом к поверхности обнажения или плоскости карты, то при цилиндрической складчатости конфигурации этих складок не будут обрисованы, а останутся лишь контуры складчатых изгибов другой системы. Когда размер наложенных складок очень мал или деформации выразились в гофрировке, тогда наложенные изгибы на плане не получают отражения (рис. 77, в). Разный возраст мелких наложенных и более крупных ранних структур в этом случае выявляется по угловому несовпадению их шарниров. Если же положение шарнира крупной структуры на плане неясно или замеры ориентировки мелких складок приурочены к одному ее крылу, как изображено на рис. 77, г, то неясными остаются также возрастные отношения мелких складок к крупной структуре.

Для рассматриваемого типа наложений характерно, что стиль ранних складок изменяется мало. Чем больше разница в размерах ранних и наложенных складок, тем лучше выражен первоначальный стиль ранних складок. Наложённые складки проявляются в одинаковых по размеру формах, вследствие чего их зеркало восстанавливается легко. Если осевая поверхность закладываемой новой складки перпендикулярна слоистости, то возникают симметричные складки (как в центральной части рис. 77, а), если же она не перпендикулярна, то новые складки будут асимметричными (левая часть рис. 77, а). Шарниры природных наложенных складок обладают выдержанным простиранием, что также подтверждено экспериментально (Ghosh, Ramberg, 1968, p. 104), но их угол падения зависит от положения пласта до наложенной деформации.

Таким образом, шарниры разновозрастных наложенных складок при одном простирании могут обладать различными падениями не только в углах, но и в румбах. Эта особенность может быть использована для восстановления положения следа осевой плоскости ранних складок. На рис. 77, д изображен участок, на котором шарниры наложенных мелких складок F_2 падают в противоположные стороны. Поскольку угол падения шарниров отражает залегание пласта до наложенной складчатости, то линия раздела северо-восточных и юго-западных падений шарниров

соответствует следу осевой плоскости ранней складки F_1 , которая по размеру значительно превышает наложенные складки F_2 .

Наложение складок большего размера на складки меньшего размера. При наложениях этого типа деформируются значительно более мощные пачки пород, чем пласты, смятые в ранние, более мелкие складки. Ранние складки изгибаются пассивно, подчиняясь системе скольжений при изгибе, диктуемой наложенной складчатостью. Общий складчатый узор показан на рис. 78 и рис. 79, *a, б*. Его можно видеть в пределах обнажения или группы обнажений. В равной мере он может быть выявлен и на площади при прослеживании маркирующих горизонтов. Подобная структура описана, например, Ф. Осбергом для одного из районов Квебека (Osberg, 1965).

Наложения происходят как на симметричные, так и на асимметричные ранние складки. Особенно характерен узор асимметричных складок — на одном из крыльев более крупной наложенной складки он соответствует узору «нормальных» складок волочения, а на другом крыле — узору «обратных» складок волочения (рис. 79, *a*). В зоне перегиба происходит постепенный поворот осевых плоскостей ранних складок (рис. 79, *б*). Иначе говоря, на обоих крыльях крупной наложенной складки узор ранних мелких асимметричных складок одинаковый — либо правый, либо левый (например, на рис. 79, *a* — левый), тогда как в одновременно образованных крупной и мелких складках узоры последних — зеркально-отраженные (на одном крыле правый, на другом левый). Наиболее четко узор асимметричных складок сохраняется в том случае, если ранние и поздние складки коаксиальны (рис. 79, *a*). При несовпадении осей узор выражен хуже, а угол падения шарниров ранних складок изменяется в направлении от крыла наложенной складки к ее осевой плоскости (на рис. 79, *в* угол падения шарниров уменьшается).

При данном типе складчатых наложений происходит небольшое искривление осевой плоскости ранних складок, но ориенти-

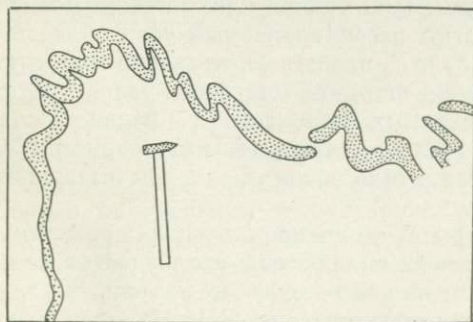


Рис. 78. Система мелких ранних складок, деформированная вторично в более крупную складку. Мамская серия Северо-Байкальского нагорья, р. Витим, р-н Пестеровского. Фото А. С. Флаасса.

ровка этих, некогда субпараллельных плоскостей, как и шарниров (рис. 79, *е*), меняется. Изменения ориентировки происходят таким образом, что сохраняется постоянным угол между линией простираения слоистости и осевыми плоскостями или шарнирами ранних складок (угол α , рис. 79, *а*). В частном случае, если угол между линией простираения слоистости и шарнирами F_1 составлял 90° , то при деформации F_2 шарниры F_1 образуют веер, сходящийся в направлении падения шарнира F_2 в наложенной синклинали (рис. 79, *г*) или расходящийся в наложенной антиклинали.

При рассматриваемом типе наложений ранние складки почти не влияют на форму и ориентировку более крупной поздней структуры, несмотря на то что в результате деформации изменяются их форма и ориентировка.

Наложение поздних складок на ранние складки примерно того же размера. При наложениях этого типа в природе наиболее часто встречаются три взаимных ориентировки ранних и поздних складок: 1) коаксиальная (шарниры параллельны); 2) осевые плоскости перпендикулярны, залегают вертикально, шарниры также перпендикулярны, близки к горизонтальным; 3) то же, что в пункте 2, но осевые плоскости F_1 залегают полого.

1. Общий складчатый узор при коаксиальной ориентировке показан на рис. 80, *а—в*. Его можно видеть в пределах образца (рис. 80, *а*), обнажения (рис. 80, *б*). Очень важно, что наложенный коаксиальный узор выявлен при картировании значительных площадей метаморфических пород в разных регионах (Scotford, 1956; Wynn—Edwards, 1967; Waal, 1970; Wells, Bradshaw, 1970; Tobisch, Glover, 1971, и др.). Схематическая структурная зарисовка одной из таких площадей в Южных Аппалачах представлена на рис. 80, *в*. Узор типа рис. 80, *в* лучше всего проявлен на карте в случае полной параллельности шарниров F_1 и F_2 . При нарушении коаксиальности с увеличением угла между шарнирами характерный, рассматриваемый нами узор становится все менее явственным. При условии сохранения коаксиальности наибольшей четкостью рассматриваемый узор обладает в том случае, если шарниры F_1 и F_2 падают вертикально или круто. С уменьшением угла падения шарниров четкость узора падает.

При коаксиальных наложениях поздние складки представлены, как правило, симметричными формами. Стиль ранних складок меняется, стиль поздних складок выдерживается на больших площадях.

Если шарниры F_1 не коаксиальны, а перпендикулярны шарнирам F_2 , то итоговый складчатый узор удастся изобразить только пространственно, как это показано на рис. 80, *г, д*, или посредством нескольких сечений (рис. 85). На поверхности обнажения или на карте, т. е. когда мы имеем только одно плоскостное сечение, в складчатом узоре пластов может выпасть какая-то одна из деформаций. Если сечение перпендикулярно F_1 , то исчезают

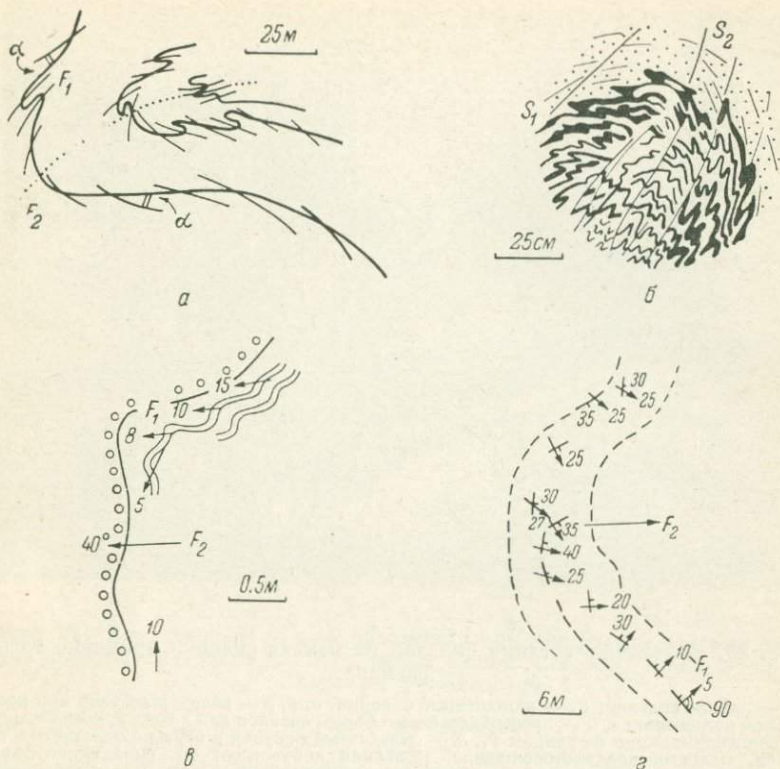


Рис. 79. Наложение складки большего размера на складки меньшего размера.

a — складчатый рисунок в пределах большого обнажения, показано положение осевых плоскостей складок F_1 и складки F_2 , по П. Шукрону (Choukroune, 1970, p. 54); *б* — рисунок складок F_1 в перегибе складки F_2 , по Ж. Барду (Bard, 1967, с. 123); *в* — изменение ориентировки шарниров складок F_1 , расположенных под небольшим углом к простираанию слоистости, в более крупной наложенной складке F_2 , пластиник кварцитов в переслаивающихся биотитовых гнейсах и двуслюдяных сланцах; *г* — изменение ориентировки шарниров складок F_1 , совпадающих с падением слоистости, в более крупной F_2 , то же переслаивание; *е*, *г* — из пород ладожской серии, северные шхеры Ладожского озера, зап. берег о. Тулолансари.

следы F_2 , и наоборот. По этой причине исследователем может быть пропущен и не зафиксирован какой-либо из этапов деформаций.

2. Морфологический узор, возникающий за счет наложения взаимно перпендикулярных равных по размеру складок с вертикальными осевыми плоскостями и субгоризонтальными шарнирами, характеризуется чередованием куполов и впадин изометричной или линейно-вытянутой формы. Их можно наблюдать в пределах обнажения (рис. 81, 82) или выявить при геологическом картировании. Размер индивидуальных структур может превышать сотни метров, а в некоторых случаях, вероятно, и километры. Формы такого типа пользуются большим распространением и именуется в советской литературе как пересекающиеся, попе-

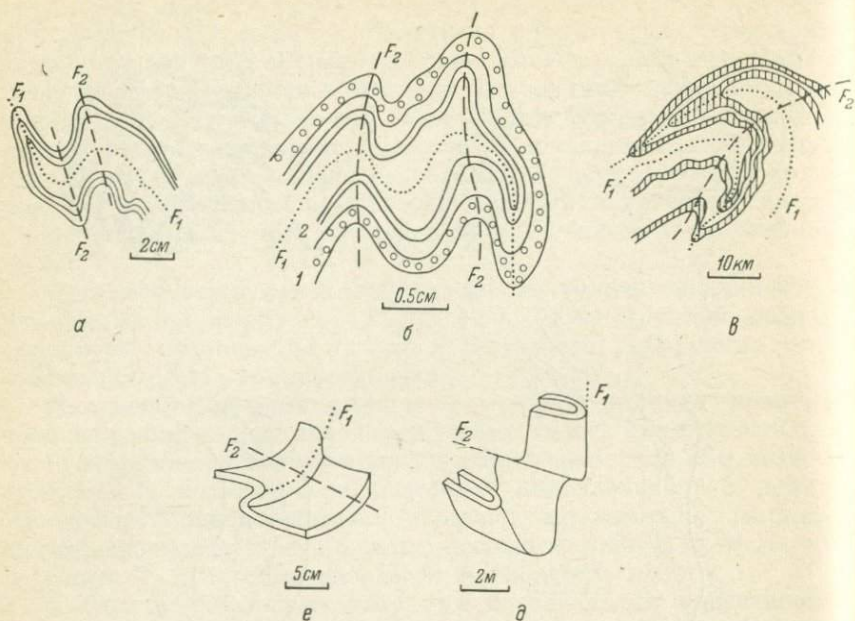


Рис. 80. Наложение поздних складок на ранние складки примерно того же размера.

F_1 — ранние складки; F_2 — наложенные складки. *a, б, в* — складчатый узор при коаксиальном наложении; *г, д* — пространственные формы складок для условий, когда шарниры F_2 перпендикулярны шарнирам F_1 . *a* — складчатый рисунок в образце железистых кварцитов, Оленегорское месторождение, Кольский полуостров; *б* — складчатый рисунок в породах ладожской серии (1 — силлиманит-кордиеритовые гнейсы, 2 — меланократовые биотитовые гнейсы, белый фон — мезократовые биотитовые гнейсы), северные шхеры Ладожского озера, южная оконечность о. Орьятсари; *в* — складчатый узор на геологической карте одного из районов Южных Аппалачей, выделены горизонты глиноземистых гнейсов, по О. Тобишу и Л. Гловеру (Tobisch, Glover, 1971, p. 2216); *г* — открытая складка F_2 , наложенная на сжатую асимметричную складку F_1 , образец серицитового сланца, Раховский кристаллический массив, кл. Тукало, Карпаты; *д* — складки F_2 средней степени сжатости, наложенные на сильно сжатые складки F_1 , по И. Дерамон (Deramond, 1971, p. 694).

речные или перекрестно-поперечные складки. Они установлены в широком площадном развитии в беломорской серии Балтийского щита (Горлов, 1967), в Западном и Центральном Казахстане (Паталаха, Щерба, 1968; Паталаха, Слепых, 1972) и в других районах. Широкое распространение перекрестно-поперечных складок вследствие наложения одной генерации на другую находит себе подтверждение в том, что, согласно экспериментам С. Гхоша и Г. Рамберга (Ghosh, Ramberg, 1968), наложенные складки развиваются лучше всего в том случае, когда угол между их шарнирами и осевыми плоскостями составляет 90° , т. е. является прямым, а не острым.

Образование куполов и впадин при наложении двух систем линейных складок происходит как результат следующих геометрических сочетаний. В тех местах, где антиклинали F_2 накладываются на антиклинали F_1 , вследствие общей кульминации воз-

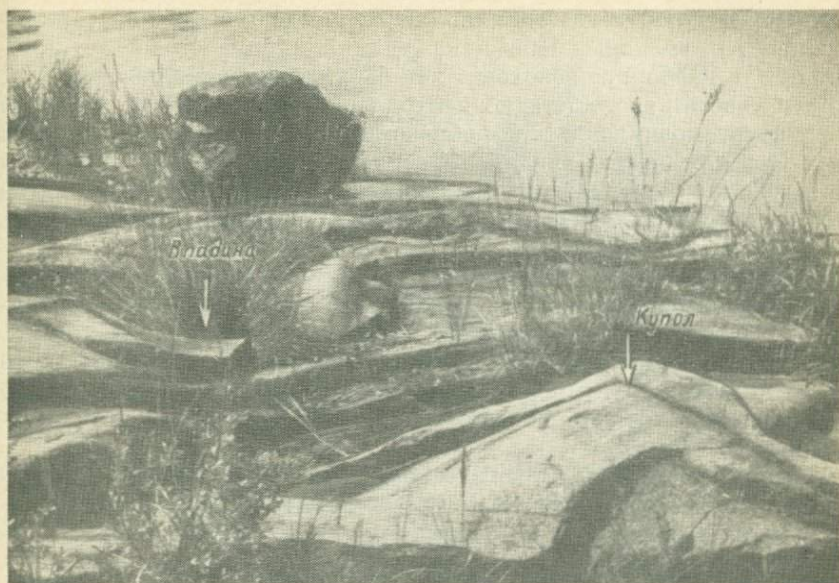


Рис. 81. Характерный рельеф обнажения при двукратной взаимно перпендикулярной складчатости. Ладожская серия, Северное Приладожье, сев. берег о. Тулолансари.

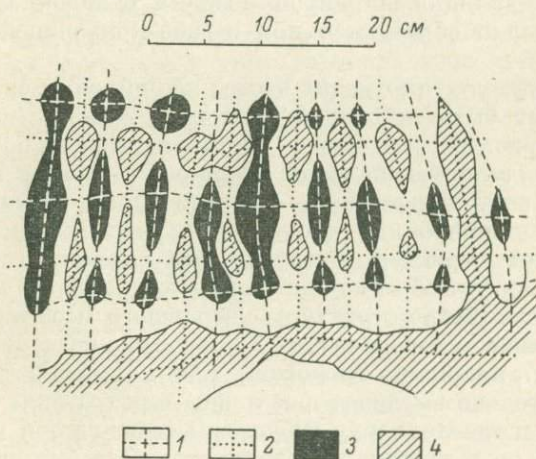


Рис. 82. Морфологический узор при наложении взаимно перпендикулярных симметричных складок. По Дж. Рамсею (Ramsay, 1962b).

1 — линии, соединяющие центры куполов; 2 — линии, соединяющие центры впадин; 3 — участки общего антиклинального воздымания; 4 — участки общего синклиналиного погружения.

никают купола, а где синклинали F_2 накладываются на синклинали F_1 — впадины. При наложении синклиналей на антиклинали или наоборот происходит как бы выравнивание поверхности, и эти участки соответствуют нейтральным промежуткам. В общей структуре, возникшей таким образом, линии, соединяющие центры куполов или центры впадин, трассируют следы осевых плоскостей и шарниров составляющих складок (см. рис. 82). Однако характер морфологического узора не позволяет определить их относительный возраст.

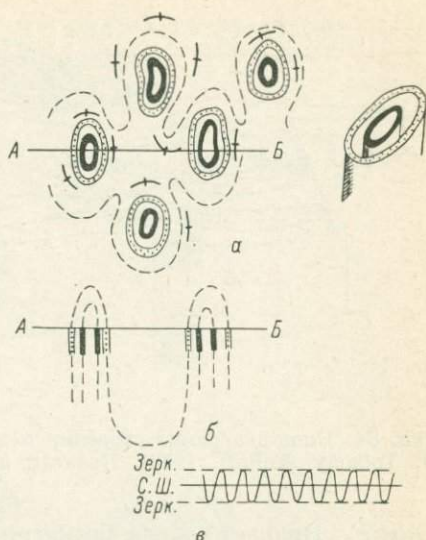
Если в исследуемом сечении все мелкие индивидуальные структуры замкнутые (купола и впадины), а на площади среза равномерно обнажаются 2—3 стратиграфические единицы (пластинки, пласты), то зеркало складок близко к плоскости сечения. В случае незамкнутых структур и при нарастании разреза в каком-либо направлении зеркало складок погружается в этом же направлении.

Для сечений с морфологическим узором типа рис. 82 определение положения осевых плоскостей составляющих систем складок просто; они будут перпендикулярны зеркалу складок. Шарниры, находясь в осевых плоскостях, будут параллельны зеркалу складок, т. е. в обсуждаемом нами случае горизонтальны или слабо наклонны. Но это только некоторое усредненное положение шарниров, так как в условиях наложенной складчатости шарниры складок любой возрастной генерации всегда будут ундулирующими (за исключением коаксиальных наложений). Ундуляция шарниров ранних складок происходит за счет наложения поздних изгибов, а ундуляция шарниров поздних складок за счет того, что эти складки образуются при изгибе криволинейных поверхностей.

Отклонение ундулирующих частей шарниров от среднего положения может быть небольшим, порядка 20 — 30° (при складчатости типа рис. 81), но может достигать и очень больших величин, тогда ундулирующие части шарнира становятся крутопадающими или вертикальными и субперпендикулярными среднему положению шарниров. В последнем случае возникают особые, специфические структуры (структурные сечения), свойственные только метаморфическим комплексам с неоднократно проявленной складчатостью. Такие структуры небольшого масштаба, видимые непосредственно в обнажениях, получили название «очковых складок» (см., например, Nicholson, 1963). В поперечном сечении они действительно выглядят как «очки» или «глазки» (рис. 83, а). На глубине и где-то вверху структуры соединяются между собой (рис. 83, б), но в пределах эрозионного среза они выглядят как замкнуто-цилиндрические структуры, имеющие вид вертикально или круто погружающихся сжатых и сплюснутых цилиндров. Эти структуры несколько напоминают будины (рис. 53, а), но не располагаются, как последние, цепочками, а заполняют пространство равномерно, в «глазках» оказываются породы различ-

Рис. 83. Схема «очковых складок».

a — «очковые складки» в плане, значками показано вертикальное залегание слоистости, справа одна из структур в пространственном изображении; *б* — разрез по *АВ*; *в* — схема соотношений ундулирующих шарниров «очковых складок» с их зеркалом (зерк.) и усредненным положением шарниров (с. ш.).



ной жесткости и около оси цилиндра концентрически располагаются пропластки пород, что не характерно для будинажа.

Замкнуто-цилиндрические структуры могут достигать значительных размеров.

О. Тобиш, исследуя область

Глен Кэннич в Шотландии, на основании детальных структурных наблюдений и наблюдений по ритмичной слоистости, которая позволяла определять в обнажениях верх и низ разреза, закартировал замкнуто-цилиндрические структуры длиной 8—9 км (Tobish, 1966). Блок-диаграмма строения этой области приведена на рис. 84. Выделяются три крупные замкнуто-цилиндрических структуры. В правом верхнем углу блок-диаграммы хорошо видно, как пологий шарнир складчатого изгиба постепенно становится более крутым и в итоге вертикальным. Замкнуто-цилиндрические структуры большого масштаба установлены также Л. Ф. Добрыниной (1975) в кольцевой серии Балтийского щита.

3. Морфологический узор, возникающий при наложении симметричных складок с вертикальными осевыми плоскостями на лежащие изоклиналильные складки с пологопадающими осевыми плоскостями, значительно более сложен, чем узор двух предыдущих категорий. Этот узор был воспроизведен экспериментально Д. Рейнолдс и Х. Холмсом (Reynolds, Holmes, 1954). Деформации была подвергнута модель, составленная из слоев пластилина разной окраски. Первоначально были получены лежащие изоклиналильные складки (F_1), затем перпендикулярно шарнирам этих складок заложена система открытых симметричных складок (F_2), осевые плоскости которых расположены также перпендикулярно осевым плоскостям первых складок.

На рис. 85, *a* показано сечение модели после двукратной деформации параллельно осевым плоскостям F_2 . В таком сечении не отражаются следы деформации F_2 . Сечение представлено тремя лежащими складками F_1 с пологопадающими осевыми плоскостями. На рис. 85, *б* дано сечение модели параллельно осевым плоско-

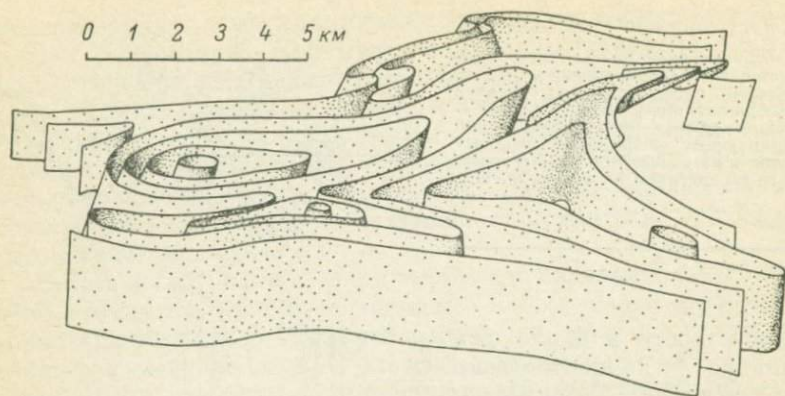


Рис. 84. Блок-диаграмма строения области Глен Кэннич в Шотландии, по О. Тобишу (Tobish, 1966). Показан примерный горизонтальный масштаб.

стям F_1 . Видны простые симметричные складки F_2 с крутыми осевыми плоскостями. Складки F_1 в этом сечении не отражаются, но как их результат, четко проявлено трехкратное увеличение мощности разреза.

На рис. 85, *в—д* даны последовательные горизонтальные срезы модели сверху вниз. В наиболее верхнем срезе (рис. 85, *в*) обнажаются куполовидные структуры с заметными заливами в некоторых направлениях. Средний срез (рис. 85, *г*) обнаруживает специфические формы — треугольные и вилообразные.¹ При прочих равных условиях, чем круче падает осевая плоскость F_1 , тем форма сечения в горизонтальном срезе все более приближается к треугольной, чем положе падение этой осевой плоскости, тем форма сечения более напоминает вилообразную. В нижнем срезе (рис. 85, *д*) треугольные и вилообразные формы сливаются, давая сечения древовидной формы. Все морфологические узоры рис. 85, *в—д* представляют характернейшие сечения двукратно деформированных пачек и совершенно несвойственны одноактно деформированным пластам. Такие сечения невозможно получить в одноактно образованной складке, под каким бы углом мы их не избирали относительно ее шарнира и осевой плоскости.

Геологическая ситуация, подобная той, которую воспроизвели экспериментально Д. Рейнолдс и А. Холмс, была выявлена, например, Б. И. Кузнецовым (1969) на одном из участков беломорской серии. Здесь лежачие изоклиналильные складки деформированы северо-западными вертикальными симметричными складками, расстояние между осевыми плоскостями которых составляет 20—70 м.

¹ Такие сечения нередко принимаются за ядра складок, раздернутые более поздними движениями.

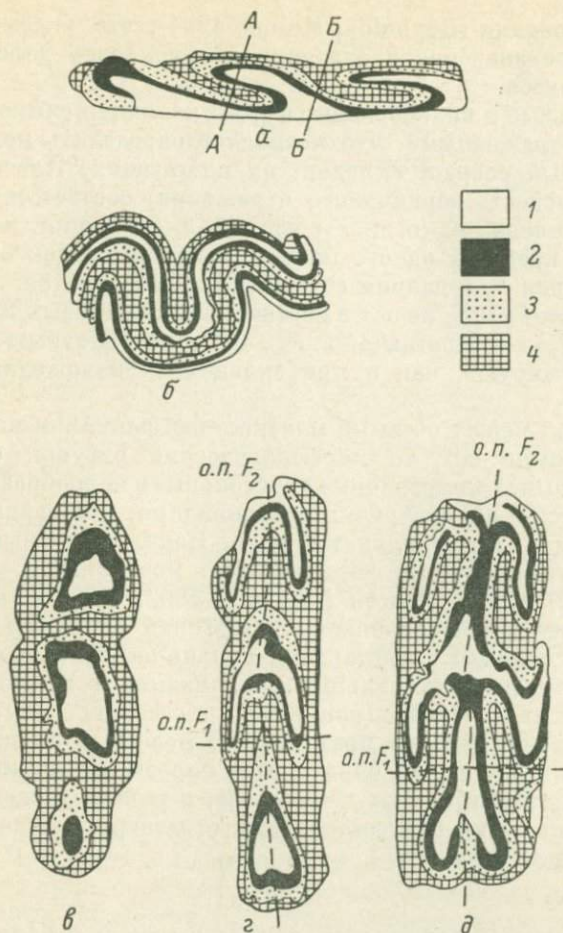


Рис. 85. Сечения двукратно деформированной пластилиновой модели. По Д. Рейнолдс и А. Холмсу (Reynolds, Holmes, 1954).

Первые складки — левачие, изоклиналильные; вторые — симметричные, перпендикулярные первым. а — сечение, параллельное осевой плоскости F_1 и перпендикулярное шарнирам F_2 (АА — след сечения, перпендикулярного чертежу, с неоднократным повторением разреза; ББ — след сечения, в котором разрез не повторяется); б — сечение параллельное осевой плоскости F_1 и перпендикулярное шарнирам F_2 (1—4 — стратиграфическая последовательность в модели пластилиновых слоев разной окраски); в, г, д — последовательные горизонтальные срезы модели сверху вниз.

Специфические сечения наложенной складчатости типа рис. 85, в—д в мелком масштабе (в пределах обнажения) наблюдались во многих районах (см., например, Ramsay, 1967, с. 528, 529). При дешифрировании аэрофотоснимков Южной Родезии были установлены виллообразные структуры длиной по наибольшему измерению свыше 11 км (Ramsay, 1962, с. 476). В Шотландском нагорье подобные формы выявлены при среднемасштаб-

ном картировании (Reynolds, Holms, 1954), что указывает на их существенное значение в строении неоднократно деформированных комплексов.

Треугольные и виллообразные формы являются симметричными, зеркально-отраженными, что позволяет определить положение и относительный возраст складок, их слагающих. Плоскость симметрии (плоскость зеркального отражения) соответствует осевой плоскости складок F_2 (о. п. F_2 ; рис. 85, г, д). Линия, касательная к зубцам в пределах одного пласта, является следом осевой плоскости складок F_1 в данном сечении (о. п. F_1 ; рис. 85, г, д). Шарниры складок F_1 и F_2 лежат в соответственных осевых плоскостях. Шарниры F_1 — «широтные», а F_2 — «меридиональные». Они, конечно, ундулируют, как и при складчатых наложениях других категорий.

Если угол между осевыми плоскостями ранних и наложенных складок меньше 90° , то морфологический рисунок становится асимметричным. Симметричные треугольные и виллообразные формы превращаются в асимметричные серповидные, грибовидные, сложноизвилистые, сложноволнистые и др. Более подробные сведения и рисунки этих сложных форм читатель может найти у С. Карей (Carey, 1962) и Дж. Рамсея (Ramsay, 1962, 1967, с. 531).

Поскольку в рассматриваемой категории складчатых наложений ранние складки представлены сильно опрокинутыми и лежащими сжатыми и изоклинальными складками, то вторая деформация во многих сечениях (например, в сечении AA ; рис. 85, а) захватывает многократно повторенную мощность пластов. Такие сечения, если в них не обнажаются породы с ритмичной слоистостью, стратиграфически ненадежны, и геолог должен проявить максимум внимания при составлении стратиграфического разреза и при подсчете мощностей.

Стереометрия складок при двукратной деформации

Мы рассмотрим стереометрию складок для наиболее обычного случая, когда плоская деформация, отвечающая поздним складкам (обозначим их как F_2), накладывается на криволинейную поверхность, образованную ранними складками (F_1).

Ориентировка шарниров и осевых плоскостей наложенных складок (F_2). Все многообразие геологической задокументированных ориентировок в разных районах распространения метаморфических комплексов может быть сведено к двум простым типам.

1. Осевые плоскости складок выдержаны по простиранию и падению, а шарниры имеют разную ориентировку (спектр ориентировки шарниров здесь, как и в других рассматриваемых далее случаях, ограничен в пространстве тем, что шарниры лежат в осевых плоскостях соответствующих складок). Такие соотношения

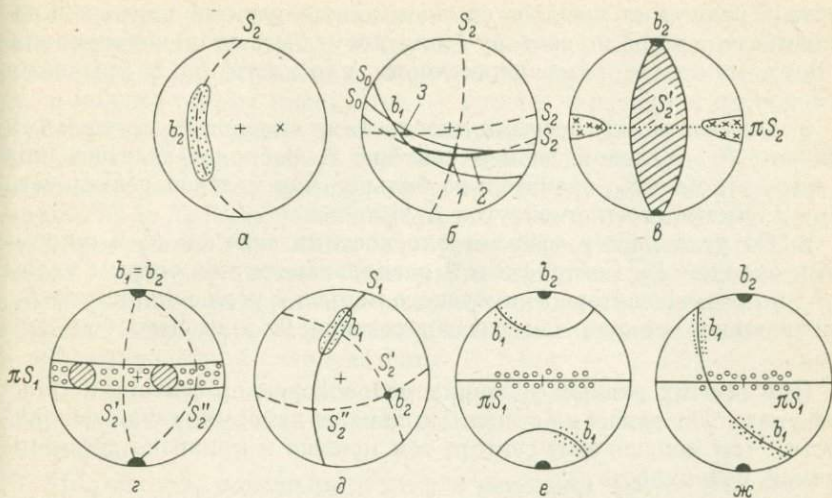


Рис. 86. Стереометрия складок при двухратной деформации.

a, б, в — ориентировка шарниров и осевых плоскостей наложенных складок F_2 ; *г, д, е, ж* — ориентировка осевых плоскостей и шарниров ранних складок F_1 ; S_0 — слоистость и крылья складок F_1 ; e_1 — шарниры складок F_1 ; S_1 — осевые плоскости складок F_1 ; πS_1 — полюса осевых плоскостей складок F_1 ; e_2 — шарниры складок F_2 ; S'_2, S''_2, S_2 — осевые плоскости складок F_2 ; πS_2 — полюса осевых плоскостей складок F_2 .

следуют из самого существа наложения плоской деформации на криволинейную поверхность. На стереосетке (рис. 86, *a*) след осевых плоскостей будет соответствовать дуге большого круга, а шарниры будут сосредоточены в пределах какого-то сектора на этой дуге. При вертикальном падении осевых плоскостей простирание всех шарниров будет одинаковым, совпадающим с простиранием осевых плоскостей, а угол падения будет различным. При горизонтальном положении осевых плоскостей угол падения шарниров, естественно, будет равен нулю, а их простирание может меняться в широких пределах. Если осевые плоскости наклонны, то шарниры могут иметь изменчивое простирание и падение, но, однако, только в определенных пределах в зависимости от их положения в зоне осевой плоскости. Особенности стереометрии позволяют вывести простое правило: если проекции шарниров складок F_2 ложатся на одну из дуг большого круга стереографической сетки, то эта дуга соответствует проекции осевых плоскостей F_2 .

Угловой размер сектора шарниров представляет собой сложную функцию трех углов и зависит:

а. От угла между крыльями складок F_1 . Сектор *1* (рис. 86, *б*) ограничен положениями слоистости S_0 , отвечающими крыльям складок. Если увеличить угол между крыльями, то соответственно увеличится и угловой размер сектора *1*. При выдержан-

ности в залегании крыльев складок вместо равномерного распределения шарниров по сектору I они могут быть сконцентрированы в двух максимумах на пересечении плоскости S_2 с крыльями складок.

б. От угла между осевыми плоскостями складок F_2 и крыльями складок F_1 . Угловой размер сектора 2 , располагающегося под острым углом к S_0 , значительно больше, чем угловой размер сектора 1 , имеющего прямой угол с S_0 .

в. От угла между осевыми плоскостями складок F_2 и шарнирами складок F_1 . Сектора 2 и 3 располагаются под острым углом к S_0 , но размер сектора 3 , имеющего меньший угол с шарниром F_1 , значительно меньше, чем размер сектора 2 , имеющего больший угол.

При прочих равных условиях угловой размер сектора шарниров указывает также на степень кривизны деформируемой поверхности. Чем меньше этот сектор, тем меньше и кривизна деформируемой поверхности.

2. Ориентировка шарниров складок F_2 выдержана, осевые плоскости могут располагаться либо однообразно, либо, наконец, занимая весь возможный спектр ориентировки — от вертикальных залеганий до горизонтальных (ориентировка осевых плоскостей ограничена при этом тем, что в них непременно должны лежать линии шарниров). Полюса осевых плоскостей на стереосетке (рис. 86, *в*) будут концентрироваться в плоскости, перпендикулярной шарнирам, либо в максимуме, либо в неполном поясе, либо в полном поясе. Выдержанная ориентировка шарниров складок F_2 указывает на то, что деформируемая плоскость была близка к прямолинейной, что может быть, например, при повторной деформации пачки, смятой первоначально в изоклинальные складки.

Оба рассмотренных типа ориентировки складок F_2 относятся к складкам с цилиндрической геометрией. Ориентировка наложенных конических складок фактически не изучалась.

Рассеивание шарниров складок F_2 по всей площади сетки вне их концентраций в секторах по большим кругам, равно как и рассеивание полюсов осевых плоскостей, не свойственно двукратной деформации. Если же наблюдается такое рассеивание, то это означает, что либо существовал этап (этапы) деформаций более поздний, чем F_2 , либо часть складок была ошибочно отнесена к категории F_2 .

По диаграммам ориентировки шарниров и осевых плоскостей складок F_2 нельзя определить положение шарниров и осевых плоскостей складок F_1 , но по ориентировке F_1 , как увидим далее, можно кое-что сказать об ориентировке F_2 .

Ориентировка шарниров и осевых плоскостей ранних складок (F_1). В областях двукратной деформации ориентировки F_1 могут быть подразделены на три типа.

1. Шарниры F_1 ориентированы однообразно, а осевые плоскости имеют разные углы и румбы падения. На стереосетке (рис. 86, з) шарниры складок F_1 будут концентрироваться в максимуме, а полюса осевых плоскостей — в поясе, проекцией нормали которого является центр тяжести максимума. Такая стереогеометрическая ситуация может соответствовать двум случаям: либо складчатость была одноактной, либо при двукратной деформации шарниры F_1 и F_2 были коаксиальны, т. е. совпадали. Во втором случае присутствие F_2 должно быть установлено полевыми наблюдениями. Если деформация была двукратной, то на стереосетке возможно три распределения полюсов осевых плоскостей F_1 , которые в общем соответствуют или близки к полюсам слоистости или деформированной сланцеватости.

а. Полюса πS_1 в пределах пояса распределяются равномерно. В этом случае положение осевых плоскостей складок F_2 определить нельзя.

б. Полюса πS_1 концентрируются в основном в двух максимумах (такой случай отражен на рис. 86, з). Ориентировка осевых плоскостей F_2 будет соответствовать одной из двух бисекторных плоскостей (S'_2 или S''_2) между этими максимумами.

в. Полюса πS_1 образуют один максимум большой плотности. Центр его тяжести соответствует полюсу среднего положения осевых плоскостей складок F_2 .

Стереометрия случая «б» отвечает открытым складкам F_2 , а случая «в» — изоклинальным и сильно сжатым складкам (см. рис. 66).

2. Осевые плоскости складок F_1 выдержаны по простиранию и падению, а шарниры этих складок имеют разную ориентировку (рис. 86, д). Ситуация в целом подобна для складок F_2 (рис. 86, а). На стереосетке следу осевых плоскостей F_1 соответствует дуга большого круга, на которой шарниры складок F_1 занимают определенный сектор. Полюс этой дуги большого круга отвечает среднему положению шарниров складок F_2 . Таким образом, в рассматриваемом случае шарниры складок F_1 и F_2 перпендикулярны, а значит перпендикулярны и их осевые плоскости. Относительно осевых плоскостей складок F_2 ориентировка шарниров F_1 дает двойное решение (рис. 86, д): положение о. п. F_2 отвечает одной из двух бисекторных плоскостей (S'_2 или S''_2), проходящих через шарнир F_2 и располагающихся как плоскости симметрии для сектора шарниров F_1 . При закономерностях ориентировки шарниров и осевых плоскостей складок F_2 , как в рассматриваемом случае, определить степень ундуляции шарниров складок F_2 невозможно.

3. Специфическая ориентировка осевых плоскостей и шарниров складок F_1 , вызванная косым (под острым углом) положением последних относительно шарниров складок F_2 . В зависимости от типа складок F_2 можно различать две разновидности ориентировки.

а. Если складки F_2 представлены складками изгиба, то ориентировка складок F_1 после наложения складок F_2 характеризуется следующими особенностями. На стереосетке (рис. 86, *е*) полюса осевых плоскостей складок $F_1 - \pi S_1$ располагаются в пределах полного или неполного пояса по дуге большого круга, а шарниры складок F_1 — в пределах полного или неполного пояса по дуге малого круга. Нормаль к поясу по дуге большого круга и ось конуса, очерченного дугой малого круга, совпадают и отвечают ориентировке шарниров складок F_2 . Угол между шарнирами F_1 и F_2 соответствует угловому радиусу дуги малого круга.

б. Если наложенные складки F_2 по генезису соответствуют складкам ламинарного течения, то полюса осевых плоскостей складок F_1 на стереосетке, как и в предыдущем случае, будут концентрироваться в поясе по дуге большого круга (рис. 86, *ж*). Шарниры складок F_1 распределятся по другой дуге большого круга, расположенной под острым углом относительно первой дуги. Нормаль к первой дуге большого круга отвечает ориентировке шарниров складок F_2 . Ориентировка шарниров F_1 в данном случае ничем не помогает в определении ориентировки шарниров F_2 и не дает возможности определить угол между шарнирами, а дает только качественную характеристику, а именно, что угол между шарнирами F_1 и F_2 острый, а складки F_2 представлены складками ламинарного течения.

Для обоих рассмотренных вариантов по ориентировке осевых плоскостей и шарниров складок F_1 нельзя определить положение осевых плоскостей складок F_2 .

Ориентировки F_1 мы проанализировали только для тех случаев, когда складки F_2 относятся к цилиндрическому типу. При конеческой складчатости F_2 шарниры складок F_1 , а соответственно и полюса осевых плоскостей располагаются по очень сложным траекториям, не позволяющим решать задачи в достаточно простой форме (см. рис. 76 и с. 171).

Основной вывод относительно стереогеометрии складок F_1 состоит в том, что по ориентировке их шарниров и осевых плоскостей мы всегда можем определить ориентировку шарниров наложенных складок F_2 . Положение осевых плоскостей, как правило, не поддается определению.

Возможности восстановления первоначальной ориентировки шарниров ранних складок F_1 . С геологической точки зрения лучшая сохранность ориентировки шарниров ранних складок наиболее вероятна в тех участках, где слабее всего развиты наложенные этапы складчатости. Исходя из стереогеометрии можно сказать, что наиболее благоприятным является случай коаксиальной ориентировки (рис. 86, *г*), когда после деформации F_2 сохраняется первоначальная ориентировка шарниров складок F_1 . Если в среднестатистическом положении шарниры складок F_1 и F_2 субперпендикулярны, то первоначальная ориентировка шарниров F_1 отвечает их среднестатистическому положению. Если же

шарниры складок F_1 и F_2 ориентированы друг к другу под острым углом, то никакими простыми методами первоначальная ориентировка шарниров F_1 не восстанавливается. Для последнего случая предложены некоторые весьма громоздкие геометрические построения, приводящие к определению первоначальной ориентировки шарниров F_1 или деформированной ранней линейности (Лазарев, 1966; Ramsay, 1967), но эти построения пока еще не получили широкого практического применения.

Особенности складок при многократной деформации (три этапа и более)

Морфология и стиль складок. Три и более генерации складок в пределах ограниченного пространства, каким является размер естественных или искусственных обнажений, удается наблюдать редко. Характерный морфологический узор трехкратной складчатости выявляется на плане или карте при прослеживании маркирующих горизонтов. Он наиболее показателен в том случае, когда складки всех трех генераций коаксиальны и падают вертикально или круто. Два варианта такого узора показаны на рис. 87, *а*, *б*. Складки двух ранних этапов F_1 и F_2 сильно сжатые или изоклиналильные, чем создается примерная прямолинейность или малая кривизна общей поверхности, что является необходимой предпосылкой для проявления деформации F_3 . Складки F_3 в этом случае могут быть открытыми или сжатыми, симметричными или асимметричными. При некоаксиальном наклонном или разном залегании осевых плоскостей и шарниров складок разных генераций возникают различные варианты морфологического узора, каким он виден в сечении карты. Узор в целом более сложен, чем предыдущий, и асимметричен. Так же больше и вариантов в комбинации стилей разновозрастных складок. Наряду с вариантами рис. 87, *а*, *б* часты случаи, когда F_1 представлены лежащими изоклиналильными складками, а F_2 и F_3 — складками с вертикальными осевыми плоскостями (см., например, Куклей, 1974). Если шарниры и осевые плоскости складок горизонтальны, то на плане или карте в морфологическом узоре трехкратная деформация не выявляется, и общая ситуация может быть отражена только с помощью блок-диаграммы (рис. 87, *в*). На рис. 87, *г* дана блок-диаграмма для одного из вариантов четырехкратной складчатой деформации.

Общие особенности в эволюции складок и стереогеометрия. Во многих метаморфических комплексах установлено, что число этапов складчатости, характеризующихся складками с определенными особенностями и ориентировкой, достигает пяти-шести и даже более. Четыре и более генераций складок в одном обнажении, как правило, выявить невозможно. Многократные генерации устанавливаются на основании корреляции складок в различных

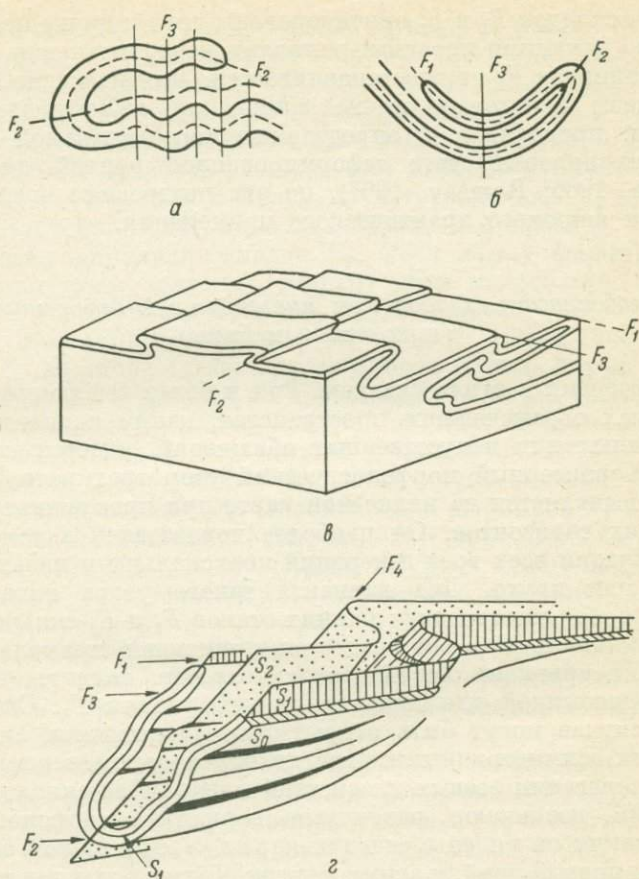


Рис. 87. Морфологический узор складчато-смятых пластов при многократной деформации.

a, б — варианты узора при коаксиальной трехкратной складчатости; *в* — блок-диаграмма для случая, когда $F_1 \parallel F_2$, а $F_2 \perp F_1$ и F_3 ; *г* — блок-диаграмма четырехкратно деформированных пород, по А. Желязневичу (Zelazniewicz, 1972, р. 99).

частях исследованной площади, о чем подробно будет сказано на с. 211. Чем больше генераций складок, чем разнообразнее их размеры и угловые отношения друг к другу, тем сложнее морфологический узор и стереогеометрия. Независимо от количества генераций складок для каждой из них на отдельных диаграммах необходимо проводить стереогеометрический анализ ориентировки шарниров и осевых плоскостей. Сравнение диаграмм позволит в ряде случаев выявить влияние ранних плоскостей на ориентировку более поздних складок и особенности деформации старых плоскостей и линий при наложении складчатости того или иного этапа. Анализ проводится последовательно от более древних эта-

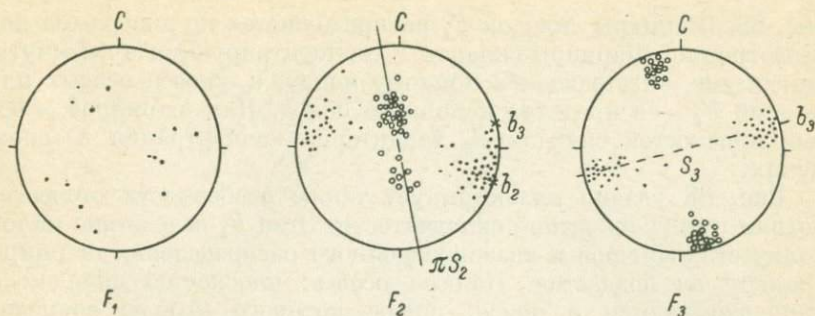


Рис. 88. Стереометрия трехкратной складчатости района Бен-Лэйверз, Шотландия. Первичные данные Дж. Трегаса (Treagus, 1964), интерпретация А. Н. Казакова.

Точки — шарниры; кружки — полюса осевых плоскостей; πS_2 — плоскость концентрации полюсов осевых плоскостей складок F_2 ; S_3 — осевая плоскость складок F_3 ; a_2 — среднее положение шарниров складок F_2 ; b_3 — среднее положение шарниров складок F_3 .

пов к более молодым. Опорными являются стереометрические особенности, отраженные при описании ранних складок F_1 в системе $F_1 + F_2$ (см. с. 186).

В многократно деформированных метаморфических толщах установлено очень большое разнообразие стиля, морфологии и ориентировки складок разных генераций. Для регионально-метаморфизованных комплексов все же можно выделить по крайней мере три общие особенности.

1. Складки одной, двух и трех более древних генераций оказываются более сильно сжатыми, чем складки последующих более молодых генераций. Складки более древних генераций изоклиналильны или близки к ним, опрокинутые и лежащие (хотя нередки и случаи вторичного крутого или вертикального залегания), тогда как складки более молодых генераций, как правило, симметричные, с вертикальными осевыми плоскостями.

2. Осевые плоскости складок древних генераций сильно изогнуты, нередко до субпараллельного положения, их ориентировка в пространстве изменяется на сравнительно коротких расстояниях. Осевые плоскости складок поздних генераций, как правило, прямолнейны, по простиранию и падению регионально выдержаны.

3. От более древних к более молодым этапам степень анизотропии в ориентировке шарниров и осевых плоскостей складок увеличивается. Если рассматривать стереометрию ориентировок, то для ранних этапов характерны изотропные или близкие к ним ориентировки, для средних этапов — концентрация направлений в полных или неполных поясах, а для поздних этапов — концентрация в максимумах.

Иллюстрацией последней особенности могут быть данные для одного из участков в Шотландском нагорье, приведенные на

рис. 88. Шарниры складок F_1 распределяются по диаграмме квазиизотропно. Шарниры складок F_2 концентрируются в вытянутом максимуме, тяготеющем к полному поясу, а полюса осевых плоскостей F_2 — в пределах неполного пояса. Для шарниров и осевых плоскостей складок F_3 характерна концентрация в максимумах.

Рис. 88 удачно иллюстрирует также особенности стереогеометрии при трехкратной складчатости. Этап F_1 вследствие малого количества замеров и квазиизотропного распределения шарниров анализу не поддается. Полюса осевых плоскостей складок F_2 концентрируются в поясе, полюс которого (b_3) не совпадает с центром тяжести ориентировки шарниров (b_2), что указывает на более позднюю ориентировку пояса, чем в период деформации F_2 . Полюс пояса совпадает с центром тяжести максимума шарниров складок F_3 , и поэтому ориентировка полюсов πS_2 вызвана деформацией F_3 . Угол между шарнирами b_2 и b_3 составляет $35-40^\circ$. Рассеивание шарниров b_2 в случае их острого угла с b_3 может быть объяснено как рассеивание по малым кругам проекции.

Взаимный возраст складок и сланцеватости, разновозрастные сланцеватости

Мы рассмотрели ранее (с. 25) различные генетические типы сланцеватости, коснулись некоторых вопросов ее эволюции и площадного распространения. Здесь при описании взаимоотношений типа «складки—сланцеватость» или «сланцеватость—сланцеватость» основное внимание мы будем обращать на их геометрию, морфологию и пространственную ориентировку. На ранних стадиях работы иногда бывает трудно установить связи сланцеватости со складчатостью. Такие связи обнаруживаются позднее. Первоначально наблюдаемые соотношения между двумя сланцеватостями нередко в дальнейшем оказываются равносильны отношениям между двумя этапами складкообразования. Поэтому взаимоотношения «сланцеватость—сланцеватость» должны исследоваться в таком же полном объеме, как и взаимоотношения «складки—сланцеватость».

Типы возрастных взаимоотношений складок и сланцеватости

Мы рассмотрим соотношения произвольно выбранной складки со сланцеватостью или кливажем, как они видны в пределах обнажения.

Сланцеватость древнее складки (доскладчатая сланцеватость). Общим признаком такой сланцеватости является ее деформация — искривление или последовательное изменение ориентировки в пространстве. В наиболее простом случае, если сланцеватость параллельна слоистости и возникла в дотектоническую стадию, то она

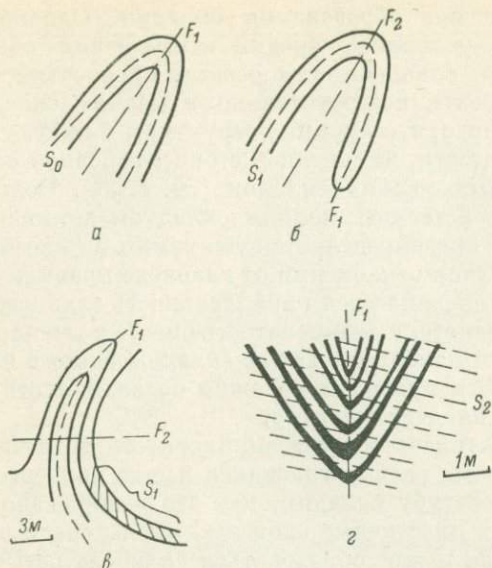


Рис. 89. Доскладчатая и постскладчатая сланцеватость.

a, б, в — доскладчатая сланцеватость S_0 , S_1 — сланцеватость; *a, б* — обобщенные рисунки, *в* — веерообразно изогнутая сланцеватость в прослое глинистых сланцев, патомская серия верхнего протерозоя, Патомское нагорье, правобережье р. Витим, ниже о. Червоного, рис. Б. В. Петрова; *г* — постскладчатая сланцеватость (S_2) в филлитах (черное — прослой известковистых филлитов, там же, р. Витим ниже пос. Воронцовка).

изгибается первыми складками так же, как и слоистость (рис. 89, *a*). Аналогично выглядит сланцеватость, параллельная осевым плоскостям ранних изоклиналильных складок и деформированная более поздними складками (рис. 89, *б*). Чтобы доказать связь сланцеватости с изоклиналильными складками, необходимо найти перегибы этих складок. В третьем случае сланцеватость, локализованная в пределах какого-либо пласта (например, пласта глинистого состава, залегающего среди песчаников) и одновременная с образованием ранних складок, изгибается веерообразно при более поздней складчатой деформации (рис. 89, *в*). Такое веерообразное изгибание проявляется наиболее четко, если ранняя и наложенная складки коаксиальны. Шарнир наложенной складки служит осью вращения. Третий случай встречается сравнительно редко, тогда как первые два вполне обычны.

Сланцеватость и складка синхронны (синскладчатая сланцеватость). Классическим примером синхронной сланцеватости является сланцеватость, параллельная осевым плоскостям складок, различные проявления которой отражены на рис. 16. Точнее говоря, с образованием складки синхронна система параллельных ее осевой плоскости кливажных трещин, которые также синхронно могут быть минерализованы, что и дает сланцеватость. В иных случаях минерализация кливажных трещин может происходить

значительно позже образования складки. Однако в реальных геологических условиях нередки отступления от классической параллельности сланцеватости осевым плоскостям складок. Это наблюдается почти исключительно в мелких складках, в частности, за счет того, что крупные структуры «диктуют» свое направление сланцеватости, не считаясь с ориентировкой осевых плоскостей синхронных мелких складок (см. с. 34). Большие отклонения также свойственны мелким складкам ламинарного течения (рис. 47, *е*), что предопределяется уже самим их способом образования. Но и в случае отклонений от главного правила в сериях мелких складок выдерживается параллельность сланцеватости во всем наблюдаемом пакете, а сланцеватость вместе с тем параллельна осевым плоскостям наиболее сжатых складок данного пакета (рис. 19 и рис. 47, *е*). Эти признаки надежно позволяют относить сланцеватость к синскладчатому типу.

Реже, чем сланцеватость осевой плоскости, встречается синхронная сланцеватость, располагающаяся в виде конвергентного веера, открытого к перегибу складки, как это изображено на рис. 34, *б* и рис. 35. Если пластичные слои заключены среди очень жестких слоев, то иногда может образоваться сланцеватость в виде дивергентного веера, закрывающегося к перегибу складки (рис. 44). Симметричность относительно осевой плоскости складки является характерным признаком синскладчатой сланцеватости. Веер сланцеватости всегда симметричный, в отличие от вторичного веера (рис. 89, *е*), наклоненного в одну сторону.

Сланцеватость моложе складки (постскладчатая сланцеватость). Сланцеватость, расположенная под углом к осевой плоскости складки и пересекающая оба ее крыла (рис. 89, *з*), всегда является постскладчатой. Второе условие понимается в том смысле, что любая выбранная конкретная плоскость сланцеватости пересекает оба крыла складки. Это принципиально важное условие, которое позволяет отличать постскладчатую сланцеватость от рассмотренной выше синскладчатой сланцеватости в ее частном случае, когда она не совпадает с осевыми плоскостями складок. Сланцеватость обсуждаемого типа может быть синхронна с поздним этапом складчатости. Поэтому термин «постскладчатая» должен применяться только по отношению к складчатым структурам более раннего этапа.

Постскладчатая сланцеватость прямолинейна и, как правило, хорошо выдержана. Интенсивность ее проявления может быть различной — от слабой до очень сильной. Соответственно увеличивается степень структурной переработки более ранних складок. Это иллюстрируется рис. 90. В домене *I* развиты только ранние складки с прямолинейными осевыми плоскостями. Домен *II* характеризует стадию начального развития постскладчатой относительно ранних складок сланцеватости, которая спороводится более мелкими складками. Сланцеватость развита избирательно — в участках наибольшего перегиба наложенных скла-

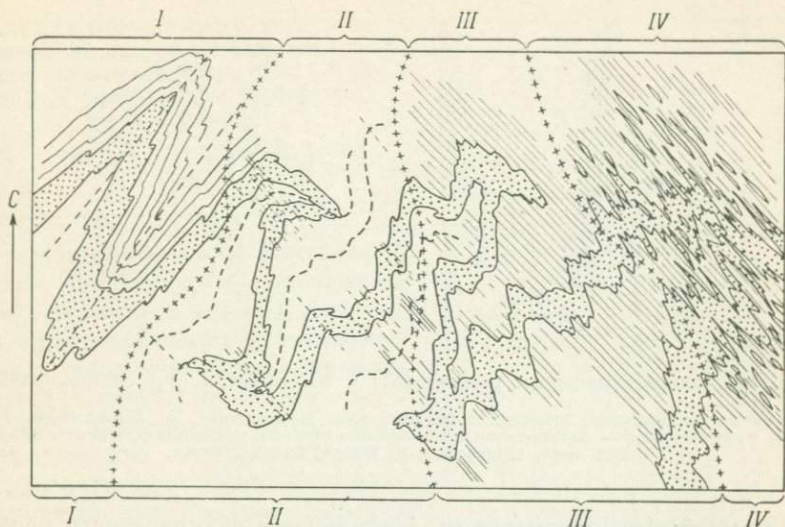


Рис. 90. Домены (I—IV), характеризующие прогрессивные стадии развития сланцеватости, постскладчатой относительно ранних складок. По Ф. Тернеру и Л. Вейссу (Turner, Weiss, 1963, p. 183).

док. Осевые плоскости ранних складок изогнуты, но ранняя структура еще распознается достаточно хорошо. Стадия сильного развития сланцеватости отражена в домене III. Ранние складки сильно деформированы и растянуты в направлении простирания сланцеватости, которая захватывает значительно большую площадь, чем в домене II. Следы осевых плоскостей ранних складок и старая структура восстанавливаются с трудом. Домен IV характеризует стадию предельно сильного развития сланцеватости, которая является единственно различимой и повсеместно развитой текстурой. Старая складчатая структура не восстанавливается. Пласты очень сильно деформированы, их части оторгнуты и распределены в окружающих породах в виде линз. Строение домена IV характерно для многих докембрийских областей. Оно отражает стадию полной переработки старых складчатых структур, интенсивного метаморфизма и сильных дифференциальных движений параллельно сланцеватости.

Взаимоотношение сланцеватостей разного возраста.

Возрастные критерии. Основным критерием возраста сланцеватостей, устанавливаемым в масштабах обнажения, является то, что ранняя сланцеватость изгибается или смещается, тогда как наложенной сланцеватости свойственна прямолинейность. При изгибе ранней сланцеватости образуется мелкая плейчатость шевронового типа. Плейки симметричные, с острыми замками

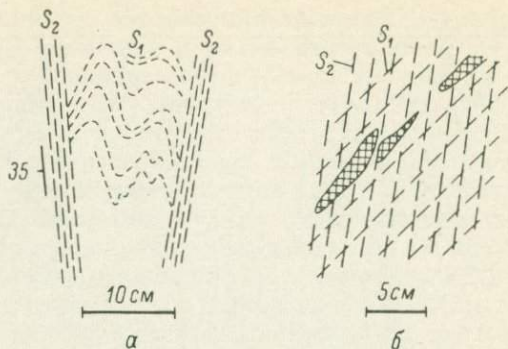


Рис. 91. Взаимоотношения ранней (S_1) и наложенной (S_2) сланцеватости.

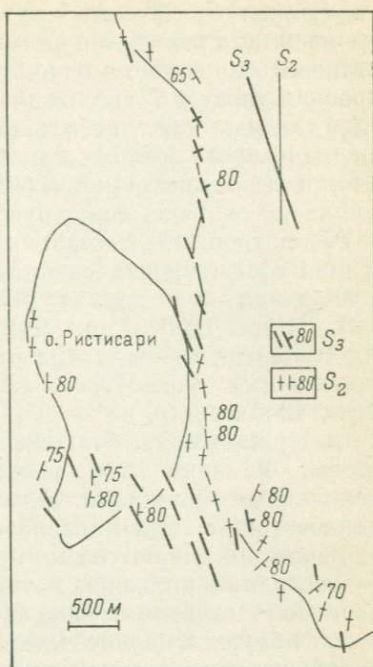
a — мигматизированные биотитовые гнейсы, Сев. Приладожье, о. Карватсари, рис. А. Л. Харитонов; b — биотитовые гнейсы—метапесчаники, показаны фрагменты кварцевых линз, Приазовье, р. Берда, балка Собачья.

и прямолинейными крыльями. Наложенная сланцеватость располагается в большинстве случаев по осевым плоскостям плек, материально выражена ориентировкой слюд и в общем распределена равномерно по объему породы. Реже встречается ориентировка наложенной сланцеватости параллельно одному из крыльев плек. Иногда наложенная сланцеватость концентрируется в субпараллельных зонах мощностью в несколько сантиметров, между этими зонами располагаются участки с интенсивно смятой ранней сланцеватостью (рис. 91, a). Смещения ранней сланцеватости наиболее легко устанавливаются в шлифах, но это возможно нередко и при работе на обнажении. Нужно обращать внимание на крупные фрагменты, параллельные сланцеватости, например на кварцевые линзы, разрыв которых фиксируется четко (рис. 91, b). Наконец, может встретиться случай, когда взаимный возраст слюд, отражающих сланцеватость двух различных направлений, не устанавливается однозначно даже в шлифе. Не исключено, что по крайней мере одна из них кристаллизовалась миметически в атектонитовых условиях. Установление такого факта также важно, так как помогает избежать выделения ложных этапов деформации.

Некоторые возрастные критерии можно вывести из особенностей эволюции сланцеватости—кливажа в метаморфических комплексах. Во многих из них начиная с ранних или средних этапов складчатости устанавливается постепенное или резкое падение метаморфизма, что находит свое отражение в специфической минерализации сланцеватости—кливажа. Одновременно с падением «температурности» сланцеватости и кливажа уменьшается площадь, на которой они проявлены. Сланцеватость, образованная в высокотемпературных условиях, имеет, как правило, региональное распространение, тогда как более низкотемпера-

Рис. 92. Ориентировка двух генераций сланцеватости и кливажа в породах ладожской серии (Сев. Приладожье, юго-западное побережье п-ова Хунукка).

Справа сверху — генеральная ориентировка.



турный кливаж или сланцеватость проявляются локально (см., например, рис. 16, з).

Пространственная ориентировка сланцеватости—кливажа разного возраста. Ранее мы обращали внимание на то, что ориентировка сланцеватости, образованной в один этап деформаций, регионально выдержана (см. с. 34 и рис. 20). Такой же выдержанной ориентировкой для одного района обладают сланцеватость и кливаж разных генераций. Исключение составляет только сланцеватость, связанная с ранними изоклинальными складками, которая наравне со слоистостью может изгибаться всеми последующими складками, если они в исследованном районе проявились.

На рис. 92 приведен пример ориентировки сланцеватости и кливажа двух генераций для одного из участков ладожской серии. Более древняя структура S₂ представлена сланцеватостью, выраженной план-параллельной ориентировкой слюд и силлимита (в южной части участка). В тех местах, где метаморфизм ослабевает, сланцеватость сменяется кливажем. Параллельно сланцеватости S₂ иногда располагаются кварцевые линзы, но это не является характерной особенностью. Иногда встречаются мелкие складки, для которых S₂ является сланцеватостью осевой плоскости. В целом масштабы проявления сланцевости значительно больше, чем масштабы проявления синхронных с ней складок. Связь со складками можно установить примерно в одном случае из трех. Генеральная ориентировка сланцеватости S₂ выдержана в меридиональном направлении. Более молодая структура S₃ представлена кливажем и план-параллельной трещиноватостью, именовавшейся в поле как грубый кливаж. Очень характерны параллельные кливажу изобильные кварцевые линзы. Иногда кливаж локально минерализован мелкими слюдястыми минералами. Характерна также локализация кливажа в отдельных местах. В некоторых обнажениях встречаются складки, синхронные

с кливажем S_3 . Масштаб их проявления несоизмеримо меньше, чем масштаб проявления кливажа. Связь S_3 со складками можно установить примерно в одном случае из семи. Генеральная ориентировка кливажа S_3 выдержана в направлении 340° . Угол между S_2 и S_3 , как мы видим, небольшой — всего 20° . В отличие от складок, наложение которых при небольших углах между ними практически не осуществляется (см. с. 169), наложения сланцеватости и кливажа хорошо фиксируются даже при очень малых углах.

Рассмотренный случай, конечно, не единственный. Выдержанная ориентировка сланцеватости и кливажа двух генераций установлена и в других районах (см., например, Broughton, 1946; Talbot, 1965, и др.). Дж. Росс для одного из районов докембрия Канады установил выдержанную ориентировку каждого из проявленных здесь трех генераций сланцеватости — кливажа (Ross, 1966).

Выдержанная на больших расстояниях ориентировка сланцеватости—кливажа для различных его генераций объясняется несколькими причинами. В частности, важно, что синхронные со сланцеватостью или кливажем складки развиты локально и существенно не влияют на их ориентировку. При наложении сланцеватости или кливажа, которые характеризуются подчиненным развитием синхронных складок, на раннюю сланцеватость последняя изгибается в мелкие складочки или плейки, так что нарушение старой ориентировки не отражается в масштабе карты или плана.

Из выдержанности ориентировки сланцеватости—кливажа следует простое правило: каждая генерация сланцеватости—кливажа на значительной площади имеет генеральное направление ориентировки. Это правило может быть использовано для возрастной корреляции сланцеватости—кливажа в разных обнажениях. В комбинации с ним необходимо также использовать сопоставления по характеру и составу синхронных жилков и линз. Необходимо, однако, помнить, что при одной генеральной ориентировке особенности сланцеватости—кливажа в разных зонах метаморфизма могут быть разными.

Взаимный возраст складок и линейности

Ранее мы рассмотрели общие вопросы, касающиеся линейности, а также синдеформационную и синметаморфическую линейность (см. с. 117). Здесь будут рассмотрены только особенности и признаки, свойственные доскладчатой и постскладчатой линейности.

Доскладчатая линейность. Главнейшим признаком линейности, образованной до какого-либо интересующего нас этапа складчатости, является ее изогнутая форма. Это могут быть изогнутые минералы (рис. 55, *в*), минеральный агрегат, бороздчатость, наблюдаемые в образце или обнажении, либо изогнутые траектории линейности на плане или карте. Деформация ранней линейности наиболее ярко проявляется в том случае, если ось

наложенной складчатости расположена к линейности под углом. Сложность и криволинейность траекторий ранней линейности увеличиваются также с увеличением степени сжатости наложенных складок. При коаксиальном наложении такие разновидности линейности, как веретенообразные агрегаты или борозчатость, деформации не претерпевают, но пластинчатые минералы (дистен, силлиманит) могут быть изогнуты в направлении, параллельном удлинению.

Графическая обработка замеров ранней линейности в целом такая же, как и обработка шарниров ранних складок (см. с. 186 и рис. 86). Графические решения для наиболее сложного случая, когда ось наложенной складчатости находится под острым углом к ранней линейности, разбирались в литературе неоднократно (Ramsay, 1960, 1967; Лазарев, 1966). В итоге было установлено, что вид траектории ранней линейности на стереографической сетке зависит от механизма образования наложенной складки. Если складка была образована посредством простого изгиба, то траектория ранней линейности совпадает с одним из малых кругов проекции. Если имел силу косою изгиб со скольжением (направление движения «а» не перпендикулярно шарниру), то ранняя линейность будет ориентирована по эллиптическим траекториям. При комбинации изгиба со сплющиванием траекторией линейности является кривая параболического вида, а для складок ламинарного течения — один из больших кругов проекции. Указанные случаи относятся к складкам цилиндрического профиля. Для конических складок траектории ранних линейных направлений приобретают еще более сложный вид (см. с. 171 и рис. 76). Выявление механизма образования даже только одной складки далеко не всегда представляет собой простую задачу, а при массовой обработке замеров линейности просто невозможно учесть влияние механизма образования всех проявившихся наложенных складок на вид суммарной траектории линейности. Практика, однако, показывает, что вполне надежно можно проводить анализ ориентировки ранней линейности, используя в качестве опорных траектории малых и больших кругов проекции.

Постскладчатая линейность. Наиболее интересной категорией постскладчатой линейности является минеральная линейность, так как она позволяет наиболее четко определить ее отношение к ранее существовавшим текстурам, таким, как например слоистость, сланцеватость и др. Наложённая минеральная линейность при своей кристаллизации обычно использует плоскости слоистости и сланцеватости, нередко располагаясь в их пересечениях. Можно различать два типа ориентировки постскладчатой линейности.

1. Ориентировка, связанная с атектонитовыми статическими условиями. Кристаллизующиеся линейные минералы располагаются в плоскостях слоистости или сланцеватости, но нередко также косо или перпендикулярно к ним (рис. 93, а). Выдержанная линей-

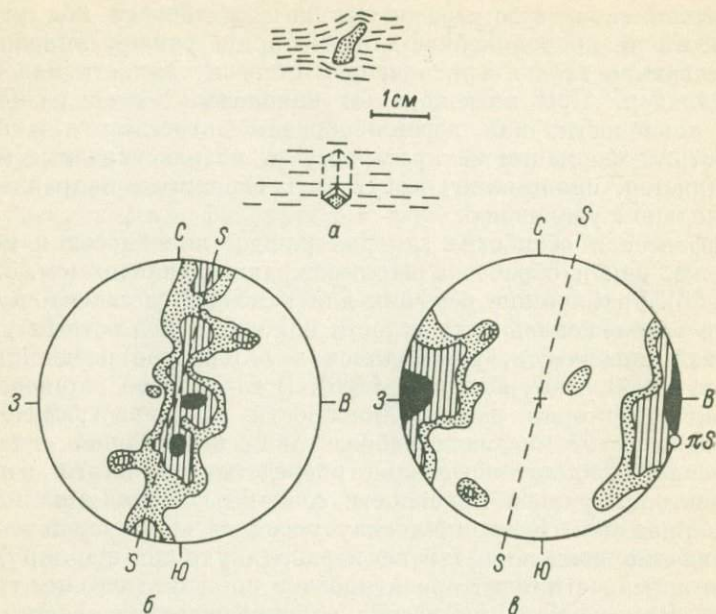


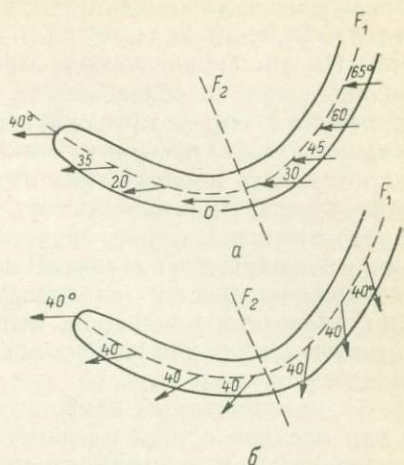
Рис. 93. Ориентировка ставролита в ладожских сланцах. Северное Приладожье, зап. побережье п-ова Хунукка близ о. Лохъянсари.

a — кристаллы ставролита, ориентированные перпендикулярно сланцеватости; *б* — суммарная ориентировка линейности [001] ставролита, 119 замеров, изолинии 1—2—4%; *в* — суммарная ориентировка наиболее сильно развитой грани призмы (110) ставролита, 119 замеров, изолинии 1—2—10%.

ная ориентировка минерала в этих плоскостях нехарактерна, хотя иногда и встречается. Кроме прямых наблюдений по угловым соотношениям удлинения минерала со сланцеватостью или слоистостью в обнажении или образце особенности рассматриваемой ориентировки хорошо выявляются при анализе массовых замеров линейности на стереосетке. На рис. 93, *б* показана суммарная ориентировка линейности ставролита в одном из обнажений ладожской серии. Оси [001] образуют пояс, почти (но не точно!) совпадающий с плоскостью сланцеватости *SS*, ориентировка которой в пределах обнажения очень хорошо выдержана. Важную дополнительную информацию дает диаграмма плоскостной ориентировки ставролита (рис. 93, *в*), т. е. полюсов наиболее сильно развитой грани призмы (110). Полюса (110) располагаются в виде широкого неполного пояса, субперпендикулярного сланцеватости *SS*, а главный максимум отклоняется от πS на 15° . Плоскостная ориентировка ставролита, таким образом, не совпадает со сланцеватостью.

2. Ориентировка, связанная со складчатыми движениями позднего этапа, проявившимися в данном или в соседних районах, и являющаяся наложенной, постскладчатой относительно струк-

Рис. 94. Принципиальные схемы ориентировки постскладчатой (а) и синскладчатой (б) относительно F_1 линейности.



тур более раннего этапа. Минеральная линейность такого типа располагается по плоскостям слоистости и ранней сланцеватости, простираение ее строго выдержано на расстояниях, превышающих размеры индивидуальных ранних структур, и не изменяется в зависимости от положения в той или иной части ранней структуры, а угол падения определяется положением слоистости или ранней сланцеватости. На рис. 94, а показана постскладчатая линейность. Ее ориентировка выдержана, а угол линейности с изогнутой осевой плоскостью ранней складки F_1 меняется в разных частях этой складки. Если бы линейность была синхронна со складкой F_1 , то вместе с изгибом осевой плоскости в этап F_2 менялось бы и положение линейности, но угол между ними был бы постоянным (рис. 94, б), аналогично углу между осевыми плоскостями мелких складок и слоистостью при повторной деформации (рис. 79, а). Линейность (рис. 94, а) также независима от ориентировки осевой плоскости складки второго этапа F_2 .

Взаимный возраст складок, метаморфогенного минералообразования и ультраметаморфизма

Синхронное минералообразование и минерализация в межскладчатые периоды

Критерий синхронности складок и минералообразования. Ранее, рассматривая вопрос о типах складок, о сланцеватости и линейности мы коснулись этим и взаимоотношений складок с метаморфогенным минералообразованием. Особый интерес вызывает, конечно, проблема синхронности складок и минералообразования, так как в конечном итоге это проблема синхронизации этапов складчатости и этапов метаморфизма.

Самым надежным и единственным критерием синхронной минерализации является ее закономерная связь с элементами структурного парагенезиса складки. Так, если слюды, образуя сланцеватость, располагаются конвергентным веером относительно

осевой плоскости складки, как в складках типов II и III (см. с. 60 и табл. 3),² или параллельно осевой плоскости, как в складках типа IV, то можно считать в общем, что они кристаллизовались одновременно с образованием складки. Оговорка «в общем» объясняется тем, что минерализация плоскостей кливажа и сланцеватости может наступить несколько позже образования складки и происходить миметическим путем или эти плоскости могут быть минерализованы неоднократно. Эти тонкие различия можно далее выяснить петрографическими методами или при помощи микроструктурного анализа. В поле важно установить, что минерализация плоскостей сланцеватости—кливажа закончилась до кристаллизации минералов, отмечающих межкладчатую атектонитовую стадию, или во всяком случае до наступления следующего складчатого эпизода.

По конвергентным направлениям в складках типов II и III и параллельно осевой плоскости в складках типа IV синхронно со складчатыми движениями кристаллизуются также непластинчатые минералы, такие как кварц, кальцит (рис. 35, б, е), гранат (рис. 35, г) и др. Синхронная минерализация может проявляться, кроме того, в форме синдеформационных жилков и линз различного состава, закономерно ориентированных относительно осевой плоскости складки. Для складок типа II наиболее характерны жилки и линзы конвергентного веера, в складках типа III к ним присоединяются линзы по плоскостям отслоения, образующиеся в области ядра (рис. 35, д), а для складок типа IV характерны линзы и жилки, параллельные осевой плоскости. Наряду с минералами, составляющими основную часть таких жилков и линз (кварц, кальцит и др.), в них могут присутствовать в небольшом количестве и индекс-минералы, наличие которых чрезвычайно важно установить.

Анализ внутренне-напряженного состояния складок (см. с. 55) и оценка условий физико-динамического подобия пласта и минерала (см. с. 120) показывают, что при цилиндрической деформации во всех типах складок линейно-удлиненные пластинчатые минералы (дистен, силлиманит, роговые обманки) должны располагаться по плоскостям сланцеватости в направлении, перпендикулярном шарниру складки. Такая ориентировка является синхронной, и эта линейность входит в структурный парагенезис складки. В вопросе о минеральной линейности, параллельной шарнирам складок, как о синхронной линейности, существует в настоящее время еще очень много неясного. Она не объяснима теоретически для цилиндрических складок. В поле в каждом случае нужно совершенно точно убедиться в параллельности минеральной линейности шарнирам и в том, что линейный минерал находится

² В этих типах складок иногда встречается и дивергентный веер (см. с. 91 и рис. 44).

в равновесной ассоциации с другими минералами, синхронными с образованием складки, а уже только после этого включать линейный минерал в структурный парагенезис складки. Вообще нужно сказать, что минеральная линейность в складках типов I и IV не является очень надежным элементом структурного парагенезиса, так как в своей пространственной ориентировке нередко подчиняется суперструктуре (см. с. 123—127).

Выделив минералы, синхронные с элементами структурного парагенезиса складки, мы тем самым определим синхронную минеральную ассоциацию, состав которой укажет на фацию синскладчатого метаморфизма. Для того чтобы минеральная ассоциация была установлена полнее и точнее, необходимо отбирать образцы (желательно как из зоны осевой плоскости, так и из крыльев складки), из которых впоследствии приготовить шлифы, и полевые определения дополнить изучением минералов под микроскопом. Как в поле, так и при работе с микроскопом особое внимание нужно уделять индекс-минералам, так как это опорные минералы ассоциации, определяющие фацию метаморфизма. После того как установлена синхронность минеральной ассоциации с образованием складки, мы можем говорить, что данному этапу складчатости соответствовал такой-то этап метаморфизма или что данный этап складчатости проходил в условиях метаморфизма такой-то фации.

Минерализация в межскладчатые периоды. Этапы складчатости, как правило, разделены периодами статического покоя, в которые, однако, температура и общее давление сохраняются достаточно высокими, поэтому метаморфогенное минералообразование может продолжаться. Вместе с тем особенности проявления минерализации в межскладчатые периоды совсем иные, чем в периоды складкообразования.

1. Минералы имеют тенденцию кристаллизоваться в виде крупных порфиробласт, по своим размерам значительно превышающих размеры ранее образованных синскладчатых минералов.

2. Связь минералов с элементами структурного парагенезиса складок отсутствует, хотя в некоторых случаях и возможна кристаллизация по ранее возникшим плоскостям кливажа—сланцеватости или трещинкам.

3. Порфиробласты пересекают слоистость, сланцеватость и, находясь даже примерно в одной плоскости, не имеют четко выраженной предпочтительной линейной ориентировки.

Наиболее характерными минералами, кристаллизующимися в межскладчатые периоды, являются ставролит, андалузит, кордиерит, хлоритоид. В противоположность этому слюды, хлориты, дистен, силлиманит, роговые обманки обнаруживают тенденцию к синскладчатой кристаллизации. Гранат, полевые шпаты, кварц кристаллизуются в равной мере как в складчатых, так и в статических условиях.

Вводные замечания. Интенсивные исследования докембрийских образований, особенно на Балтийском щите, позволили разработать подробную морфологическую классификацию мигматитов (Судовиков, 1955, 1964: Методическое руководство. . . 1957; Шуркин, 1957; Шуркин и др., 1962). При выделении некоторых крупных типовых морфологических групп мигматитов учитывалась и их связь с тектоническими движениями. Так, например, Н. Г. Судовиков (1955) рассматривал агматиты как образования, синхронные с жесткими движениями, а птигматиты как разновидность мигматитов, предшествующую складчатости. Но в целом мигматиты считались синорогенными в широком смысле этого слова, т. е. одновременными со складчатостью и метаморфизмом крупных докембрийских эпох, не расчлененными на какие-либо отдельные этапы. Для Беломорья К. А. Шуркин считал возможным сузить период образования мигматитов внутри тектономагматического цикла временем между ранне- и позднеорогенными основными породами, полагая при этом, что все морфологические типы мигматитов образовались одновременно с формированием складчатой структуры беломорид в их глубинной зоне (Шуркин и др., 1962, с. 45).

В настоящее время, когда твердо установлена этапность образования складчатых структур в метаморфических комплексах, такая общая оценка хронологических соотношений складчатости и образования мигматитов не может считаться достаточной. Вместе с тем материалы по соотношению мигматитов со складчатыми движениями отдельных этапов находятся сейчас еще в стадии накопления, поэтому нам придется ограничиться отношениями мигматитов к складкам одного произвольно выбранного этапа и не затрагивать случаи двух- и трехкратных складчатых наложений. Общая схема возрастных взаимоотношений мигматитов со складками одного этапа показана на рис. 95, а.

Для прослойков, жилков, линз и других форм концентрации новообразованного вещества кварц-полевошпатового состава (аплитовый, гранитный, пегматитовый материал), к сожалению, еще не предложено самостоятельного обобщающего названия. Далее в целях удобства термин «мигматит» мы будем применять как к новообразованиям, так и к породе в целом.

Доскладчатые мигматиты. Можно выделить два типа доскладчатых мигматитов — послойные и жильного типа.

1. Для послойных доскладчатых мигматитовых жилков характерна параллельность слоистости. Иногда пластовые жилки переходят в секущие, но на другом стратиграфическом уровне они вновь стремятся занять положение, параллельное слоистости. Характерный вид таких мигматитов в обнажении представлен на рис. 95, б. При складчатой деформации прожилки оказываются смятыми в массу мелких складок неустойчивого стиля и конфи-

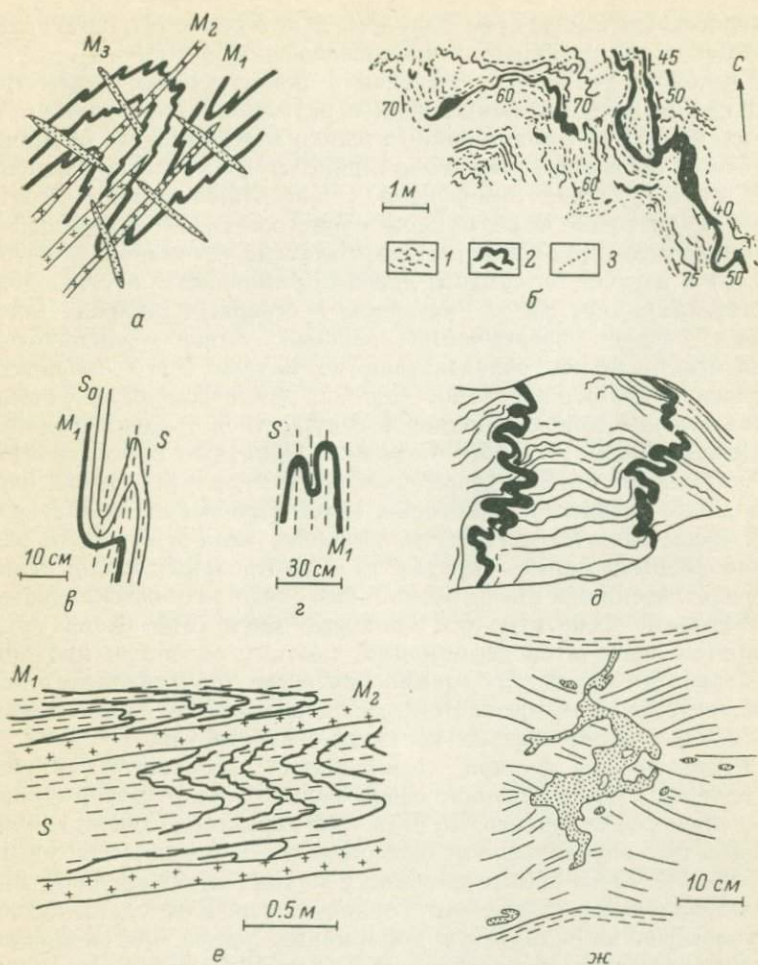


Рис. 95. Мигматиты.

а — принципиальная схема доскладчатых (M_1), синскладчатых (M_2) и постскладчатых мигматитов (M_3) относительно данных складок; б — план обнажения ладожских пород с интенсивным развитием доскладчатых мигматитов (1 — слоистость, 2 — мигматитовые прожилки, 3 — осевые плоскости складок), северные шхеры Ладоги, луда к северу от о. Лапансари; в, г — изгибание доскладчатых мигматитовых прожилков в складки с образованием сланцеватости осевой плоскости S , там же, о. Лаккаша (в) и Пиенисартосари (г); д — птыгматитовые складки, по Ф. Куенену (Kuenen, 1968); е — синскладчатые мигматитовые прожилки M_2 , параллельные сланцеватости S и осевым плоскостям складок, северные шхеры Ладоги, о. Карпатсари, рис. А. Л. Харитоновой; ж — постскладчатые межбуждинные мигматитовые выплавки, там же, о. Райпатсари.

гурации с сильно меняющейся ориентировкой осевых плоскостей и шарниров, что при непостоянной мощности прожилков, характерной для мигматитов этого типа, создает очень динамичный узор. Складчатые деформации могут сопровождаться явлениями будинажа и разлинзования прожилков. Во многих случаях парал-

тельно осевым плоскостям складок, в которые смяты мигматитовые прожилки, развивается сланцеватость (рис. 95, в, з).

Наиболее уверенное выделение доскладчатых мигматитов можно производить в комплексах с ритмичной слоистостью. Несмотря на то что с повышением степени метаморфизма ритмичная слоистость стирается, все же она в ряде случаев хорошо различима даже в зоне ультраметаморфизма. Очень важно выяснить соотношение мигматитов с ритмичной слоистостью. В ладожской серии мигматитовая полосчатость параллельна ритмичной слоистости (рис. 3) и изгибается самыми древними складками F_1 , что можно видеть, например, на о. Ристисари в северных шхерах Ладоги. Отсюда следует чрезвычайно важный вывод — мигматитовая полосчатость может образоваться до начала всего складчатого процесса в целом, вероятно, еще в доинверсионную стадию. Соответственно, конечно, должен был существовать доинверсионный этап метаморфизма. Из этого становится понятным субгоризонтальное залегание мигматитовой полосчатости, параллельной слоистости, наблюдаемое в некоторых метаморфических комплексах.

2. Доскладчатые мигматиты жильного типа могут быть очень разнообразны по форме — от агматитов до отдельных жилок и линз. Морфологически они имеют очень много сходства с постскладчатыми мигматитами. Агматиты или блоковые мигматиты очень трудно поддаются складчатой деформации, поэтому основным критерием их возраста являются взаимоотношения со сланцеватостью. Сланцеватость накладывается на доскладчатые мигматитовые прожилки и пересекает их контакты с субстратом.

Специфической формой доскладчатых мигматитов являются птигматиты, представляющие собой мелкие жилки, деформированные в процессе складчатости. Для них характерна очень сложная морфология, обусловленная массой мелких складчатых изгибов (рис. 95, д). Часто осевые плоскости мелких птигматитовых складок параллельны слоистости, полосчатости или сланцеватости, что указывает на складчатую деформацию жилок при скольжении по этим текстурным направлениям. Так как птигматитовые складки мелкие, а протяженность жилок значительная, то зеркало птигматитовых складок, соответствующее доскладчатому положению жилок, восстанавливается легко. Зеркала птигматитовых складок находятся в независимом и незакономерном, секущем положении относительно слоистости, сланцеватости или элементов складок, деформирующих жилки. Кусты птигматитовых жилок встречаются спорадически и на небольших площадях. Несмотря на то что морфология жилок сложная, а насыщенность ими на отдельных участках высока, они не представляют большого интереса для изучения складчатой эволюции метаморфических комплексов.

Синскладчатые мигматиты. Наиболее характерной особенностью синскладчатых мигматитов является их положение, параллельное осевым плоскостям синхронных складок (рис. 95, а, з). Такие мигматиты автор неоднократно наблюдал в породах ладож-

ской серии, Л. Н. Куклеем (1969) они установлены в беломорской серии, В. Эльдерсом (Elders, 1965) указываются в докембрии Южной Норвегии. Несомненно, что они будут обнаружены и в других районах развития докембрия. Образование синскладчатых мигматитов обычно совпадает с наиболее сильным этапом складчатости и метаморфизма, поэтому последующие деформации мало изменяют их морфологию. В отличие от доскладчатых мигматитов они выдержаны по простиранию. Резкие изменения в мощности для них также не характерны, хотя отдельные прожилки могут иметь форму сильно удлиненных линз.

Синскладчатые мигматитовые прожилки, развивающиеся параллельно осевым плоскостям изоклинальных складок, параллельны слоистости на крыльях этих складок и поэтому во многих случаях при сильной переработке первично-слоистых структур могут быть неотличимы от доскладчатых послойных мигматитов. Отличия наиболее четко улавливаются в ритмично-слоистых комплексах, что позволяет оценить масштабы развития в них синскладчатых и доскладчатых послойных мигматитов. В ладожской серии, например, доскладчатые послойные мигматиты в зоне ультраметаморфизма развиты повсеместно, тогда как мигматиты синскладчатого типа встречены только в отдельных обнажениях. В других метаморфических комплексах соотношения могут быть иными.

Одновременно со складчатостью могут возникать и секущие формы мигматитов, например межбудинные мигматиты, но их синхронность с конкретными складками не всегда может быть установлена.

Постскладчатые мигматиты. В эту группу входят секущие жилки, межбудинные мигматитовые заполнения (рис. 95, ж), сетчатые и ветвистые мигматиты, агматиты, т. е. формы, так или иначе связанные с жесткими деформациями. Мигматитовые прожилки прорывают слоистые и сланцеватые текстуры, пересекают осевые плоскости и крылья складок, наблюдаемых в обнажениях.

Для отнесения мигматитов к постскладчатым необходимо видеть их взаимоотношения с конкретными складками того или иного этапа. Если же рассматривать вопрос в более широком плане, то нужно сказать, что жесткие деформации, с которыми синхронны секущие мигматиты, могут проявиться не только после завершения складчатости, но и одновременно с ней. В пределах района такие деформации могут возникнуть в участках, где слоистость будет расположена субперпендикулярно или под большим углом к оси складчатости (см. с. 169). С другой стороны, жесткие деформации могут быть вызваны складчатыми движениями в соседних районах.

Некоторые особенности строения и исследования мигматитов. Геологам хорошо знакома сложная, динамичная и на первый взгляд запутанная структурно-морфологическая картина в участках развития мигматитов. Она породила мнение об особой, якобы

не поддающейся изучению обычными методами «дикий складчатости», свойственной таким участкам. В действительности эта сложность вызывается факторами различного свойства.

1. Наличием нескольких поколений мигматитовых выплавок в широком интервале — доскладчатых, синскладчатых, секущих. Картина усложняется при наложении нескольких этапов складчатости.

2. Многообразием проявления форм мигматитов: жилков, линз, сложных ветвистых форм, концентраций без четких контуров, отдельных порфиробластов и т. д.

3. Изменением мощности жилков и линз на коротких расстояниях.

4. Произвольным срезом обнажения, в котором истинный стиль складчатых форм может быть сильно искажен. Особенно сильные искажения свойственны сечениям, расположенным под небольшим углом к шарнирам складок. В таких сечениях пластик или мигматитовый прожилков представляется смятым почти в изоклинальные складки, тогда как в сечении, перпендикулярном шарниру; он будет только лишь полого изгибающимся. Стиль и другие особенности складок, в том числе и мигматитовых, определяются в их поперечном сечении. Поэтому необходимо выбирать точку наблюдения и фотографирования параллельно шарниру и только при сравнении таких сечений судить о интенсивности деформаций и их влиянии на общий структурно-морфологический узор мигматитов.

Практика показывает, что при любой сложности строения мигматизированных пород возможно выделение различных поколений мигматитовых выплавок хотя бы по их отношению к слоистости, полосчатости или сланцеватости. При наличии складок также нетрудно определить отношение к ним мигматитовых прожилков. Так или иначе сложное строение мигматитового участка может быть разложено на составные элементы. Важно также изучение пространственной ориентировки мигматитовых складок, на что раньше обращалось мало внимания. Когда проведены эти наблюдения, то исследователь убеждается, что даже при сильной неоднократной мигматизации можно выделить отдельные этапы складчатости и определить их взаимоотношения с различными морфологическими типами мигматитов, т. е. и в мигматитовых комплексах при учете специфики проявлений мигматизации возможно изучение складчатости методами, применяемыми при изучении наложенных деформаций в немигматизированных комплексах.

Взаимный возраст складок, даек и жил

Мы кратко остановимся на морфологии даек и жил разного возраста относительно времени образования складки.

Доскладчатые и межскладчатые дайки и жилы. Внедрение этих даек и жил происходит в условиях хрупких деформаций, а все

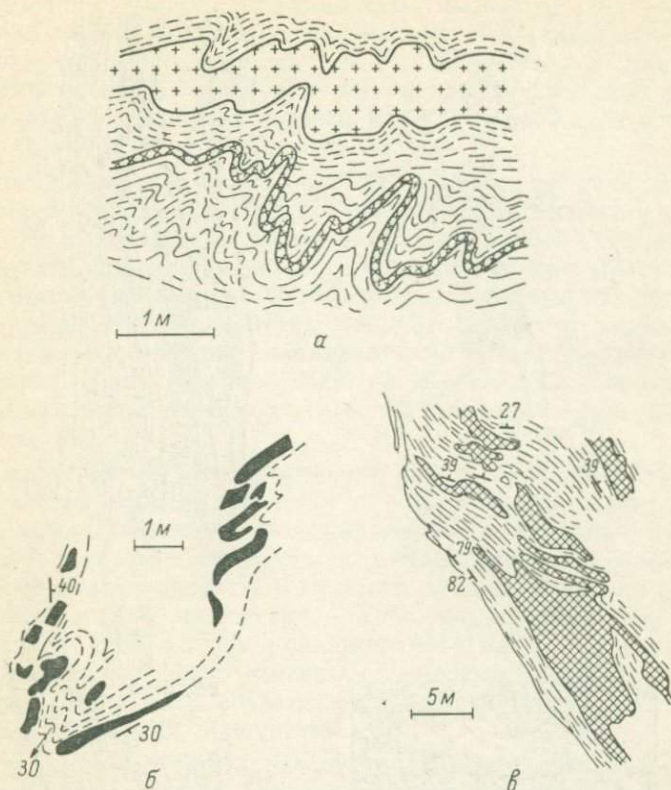


Рис. 96. Доскладчатые (или межскладчатые) пластовые жилы и дайки.

a — смятые жилы пегматита в гранат-дистен-двуслюдяных сланцах, мамская серия, рис. Д. А. Великославинского; *б* — растащенная пластовая залежь основных пород в силлиманит-биотитовых гнейсах, северные шхеры Ладоги, о. Орьятсари; *в* — деформированные дайки основных пород в гнейсах, Шотландия, Внешние Гебриды, по М. Коварду (Coward, 1973, p. 122).

дальнейшие осложнения их морфологии зависят от того, насколько сильно они деформированы наложенными складчатыми движениями. Как и мигматиты, доскладчатые и межскладчатые дайки и жилы могут находиться в пластовом и секущем залегании. Пластовые жилы могут совершенно согласно изгибаться в складки, не теряя сплошности (рис. 96, *a*) или, наоборот, разрываться на отдельные блоки (рис. 96, *б*). Нередко эти блоки далее пластически деформируются в сильно извилистые линзы (рис. 96, *в*), поэтому их первоначальная дайковая форма распознается с трудом.

Секущие дайки и жилы обычно реагируют на наложенные складчатые движения хрупкими деформациями и реже ведут себя подобно пегматитам. На рис. 97, *a* изображена жила, которая на первый взгляд кажется более поздней по отношению к складкам. В действительности она доскладчатая, так как в местах пере-

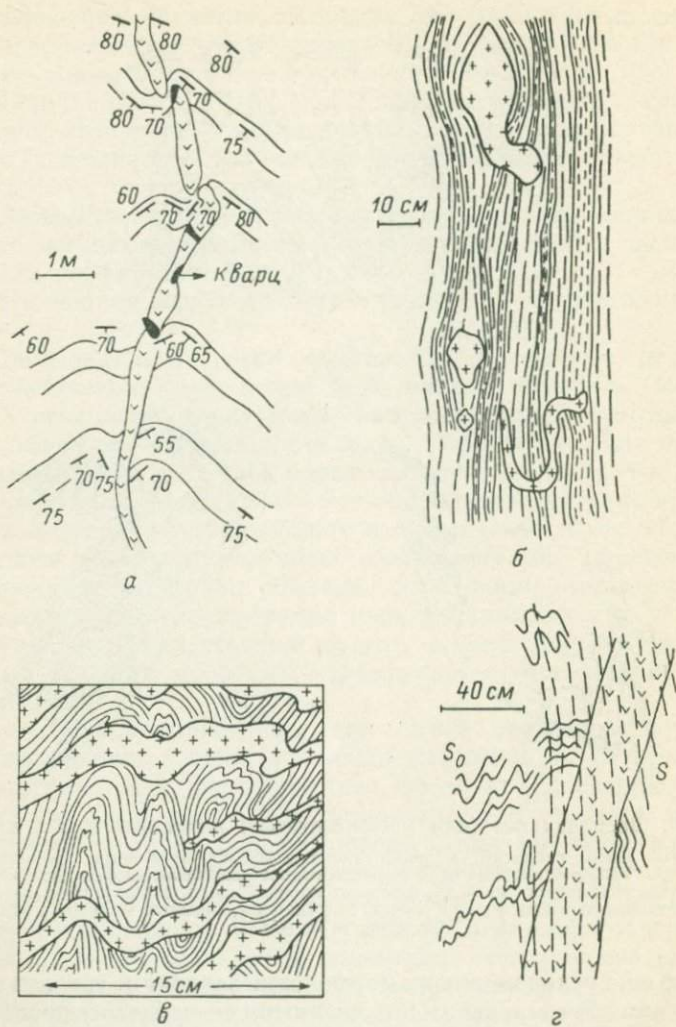


Рис. 97. Доскладчатые (или межскладчатые) секущие жилы и дайки.

a — будинированная секущая жила основной породы, северные шхеры Ладоги, западный берег п-ова Хунукка; *б* — фрагменты секущих пегматитовых жилков, растасканных в процессе складчатости, р. Мама; *в* — складчато-смятые секущие жилки пегматита в гнейсе, Южная Гренландия, по А. Эшеру (Escher, 1966, р. 55); *г* — жила основной породы, прорывающая деформированную слоистость S_0 и пересекаемая наложенной сланцеватостью S , северные шхеры Ладоги, о. Нерислуодот.

гиба пластов разрывается и таким способом будинируется. Появляются характерные межбудинные кварцевые заполнения. Нередко секущие жилки растаскиваются на мелкие фрагменты (рис. 97, б) и их первоначальная форма уже не восстанавливается. Мелкие секущие жилки могут сминаться в складки вместе с вме-

щающими породами, но их складчатые изгибы обычно более пологи, чем изгибы вмещающих пород (рис. 97, е). Межскладчатые внедрения хорошо распознаются по отношению жил к сланцеватости. Жилы находятся в секущем положении относительно древних складок и в то же время пересекаются более молодой сланцеватостью. Такой случай изображен на рис. 97, г.

Доскладчатые или межскладчатые интрузивные тела, большие по размеру, чем дайки и жилы, складчато, как правило, не сминаются. Их положение в структурной шкале событий определяется по их отношению к сланцеватости того или иного возраста, которую мы можем рассматривать как показатель складчатых движений. Более древнюю сланцеватость следует искать в контактах и ксенолитах. Наложённая сланцеватость будет сквозной, т. е. одинаково ориентированной как во вмещающих породах, так и в интрузивном теле, и под углом к первичным структурам течения и контактам.

Доскладчатые и межскладчатые дайки и жилы могут быть представлены любыми породами — основными, кислыми, гидротермальными продуктами, как генетически связанными с породами субстрата, так и совершенно самостоятельными внедрениями.

Синскладчатые жилы. Такие жилы должны занимать в складках закономерное положение — либо параллельно их осевым плоскостям, либо в виде конвергентного веера. Синскладчатые жилы генетически тесно связаны с породами субстрата и в терригенных комплексах представлены гранитоидами, пегматитами и гидротермальными продуктами.

Постскладчатые жилы. Залегание их, как правило, секущее по отношению ко всем без исключения линейным, плоскостям и объемным элементам. Эти жилы широко известны, узнаются легко.

Корреляция разновозрастных складок на площади

Повышенная жесткость и значительная мощность индивидуальных пластов во многих метаморфических комплексах, локализация складчатых структур определенного возраста на определенных площадях и условия наблюдения (как правило, на плоскостном срезе, а не в объеме) приводят к тому, что в пределах обнажения мы обычно устанавливаем соотношения только между какими-либо двумя возрастными категориями складок. Восстановление всей структурной последовательности мы можем сделать только на основании корреляции сохронных складок на разных площадях. Корреляция складок, как и любая другая корреляция, требует очень внимательного и осторожного подхода, так как не существует одного-единственного правила, а требуется использование суммы признаков, разных по своему содержанию не только в разных комплексах, но и в разных частях одного комплекса. Ниже мы

рассмотрим наиболее существенные признаки и кратко обсудим возможности их использования.

1. **С т и л ь с к л а д о к.** Под стилем складок мы будем понимать форму складки в поперечном сечении, степень сжатости крыльев, тип складки по характеру внутренних напряжений, общую морфологию в пространстве. Вариации в стиле складок обуславливаются литологией деформируемого пласта, тектоническим окружением, воздействием на складки наложенных деформаций. В целом стиль складок сильно зависит от местных условий, но во многих случаях выдерживается и на значительных площадях. Ранним этапом складчатости свойственны изоклинальные и сильно сжатые складки, тогда как для поздних этапов характерны открытые складки. Стиль складок может быть использован как корреляционный признак, но в комбинации с другими критериями.

2. **П а р а г е н е з и с с и н х р о н н ы х с т р у к т у р н ы х э л е м е н т о в.** Каждому типу складок свойствен определенный структурный парагенезис (см. с. 55), выдерживающийся на больших площадях. Это один из важных признаков корреляции разновозрастных складок. Нужно не забывать, однако, что он действителен только в пределах одной фации метаморфизма. В разных фациях зонально-метаморфизованных комплексов структурные парагенезисы одновременно образованных складок будут отличаться друг от друга характером минерализации.

3. **П р о с т р а н с т в е н н а я о р и е н т и р о в к а ш а р н и р о в и о с е в ы х п л о с к о с т е й.** Составление диаграмм ориентировки шарниров и осевых плоскостей складок является обязательной частью структурной работы. Эти диаграммы могут показать автономные максимумы ориентировки, которые могут соответствовать самостоятельным этапам складчатости. Особенно важен пространственный анализ шарниров ранних складок. По такой диаграмме может быть определена ось наложенной складчатости (см. с. 186).

4. **Р и т м и ч н а я с л о и с т о с т ь.** Складки, устанавливаемые по ритмичной слоистости, являются обычно одними из самых древних складок исследуемого комплекса.

5. **С л а н ц е в а т о с т ь о с е в о й п л о с к о с т и.** Выдержанная региональная ориентировка кливажа—сланцеватости позволяет ее рассматривать как текстуру, равномерную для значительных площадей. Это как бы стержень, относительно которого рассматриваются структуры конкретных участков. Сланцеватость возникает обычно на ранних этапах складчатой эволюции и отмечает одновременно сильный этап метаморфизма. Если такая сквозная текстура обнаружена, то корреляция синхронных складок разных этапов значительно упрощается.

6. **Д а й к и м е ж с к л а д ч а т ы х п е р и о д о в.** Во многих комплексах установлено, что в периоды между этапами складчатости происходит внедрение основных магм в виде даек.

Дайки являются хорошими геологическими реперами. Изучив их взаимоотношения со складками, можно разграничить сами складки во времени и провести корреляцию разновозрастных складок в пространстве.

Некоторые практические рекомендации при исследовании наложенной складчатости

Общий подход к съемке. Сверхзадача структурных исследований в метаморфических областях — это восстановление истории геологического развития комплекса. Изучая последовательность складкообразования, исследователь получает достаточно подробную структурно-возрастную шкалу, которая охватывает весь период геологической жизни комплекса. Другие геологические события — метаморфические и магматические этапы, эпизоды — в зависимости от их временных отношений с теми или иными этапами складчатости также получают определенное место в структурно-возрастной шкале. Таким образом, статистическому подходу, применявшемуся совсем недавно при геологической съемке, в настоящее время мы можем противопоставить подход эволюционный. А это означает резкое увеличение объема работы как за счет того, что в исследовании вовлекается все больше и больше структурных элементов и геологических тел, так и потому, что основным содержанием исследований является изучение возрастных взаимоотношений между складками и другими объектами.

Геологическая карта, составление которой обязательно при структурных работах, должна включать в себя элементы эволюционного характера — складки разных этапов складчатости, дайки или интрузивные тела разных генераций, сланцеватости разного возраста и т. д. При этом должно быть увеличено число, качество и ответственность тех обычных наблюдений, которые геолог производит в маршруте. Особое внимание должно быть обращено на точность привязки пункта наблюдения к карте или к ходу, на подсчет расстояний между пунктами наблюдений. Совершенно необходимо прослеживание маркирующих горизонтов как можно на большие расстояния. В сложноскладчатых областях маркирующие горизонты обрисовывают контуры многократно смятых структур. Если есть возможность, то еще до выезда в поле нужно отдешифрировать аэрофотоснимки.

Характерной особенностью структурных исследований является сочетание общей съемки и детальных работ. Выбор азимутов маршрутов, расстояний между ними и частота точек наблюдений зависят от конкретной геологической ситуации. В сложноскладчатых комплексах в очень многих случаях мы не можем выделить направление, вкрест простирания которому можно было бы проводить все маршруты. Поэтому изотропная сетка маршрутов более предпочтительна. Частота наблюдений на узловых участ-

ках должна быть больше, чем на второстепенных участках. Если в каком-либо пункте возможно изучить возрастные взаимоотношения между складками или взаимоотношения складок и других геологических объектов, то это должно быть сделано независимо от близости других точек наблюдений.

Детальные работы надо ставить на участках с хорошей обнаженностью. Именно при проведении детальных работ лучше всего выявляются элементы структурного парагенезиса, возрастные взаимоотношения складок между собой и с другими геологическими телами. При последующем стандартном прохождении площади исследователь уже будет знать какие элементы ему нужно искать и за чем следить. Если геолог потерял контроль над геологической обстановкой и идет вслепую, то нужно снова найти участок для детальных работ и выяснить ситуацию настолько, чтобы можно было дальше вести маршрутную съемку.

Детальные работы можно проводить тремя способами.

1. Ход по азимуту отрезками через 15—30 м с записью в точках наблюдений, с кроками в дневнике геологической ситуации и составлением плана в условиях лагеря. Такой способ работы удобен при обнаженности, вытягивающейся цепочкой (берег реки или озера, узкий гребень и др.).

2. Ход с теми же интервалами, но с непосредственным нанесением замеров структурных элементов, границ пластов и других геологических особенностей на миллиметровку. Это основной способ детальной работы для участков прерывистой площадной обнаженности, частично задернованных. Дери время от времени приходится вскрывать. Непосредственное нанесение данных на миллиметровку удобно тем, что геолог все время может следить за геологической ситуацией и легко определить момент, когда ситуация станет ясной и детальную съемку можно прекратить. Планы, изображенные на рис. 25, 50, 52, составлены посредством рассматриваемого способа работы.

3. При сплошной обнаженности детального участка применяется предыдущий способ работы, но обнажение разбивается мелом на квадраты со сторонами 1 м или более, ориентированными меридионально и широтно, и ситуация рисуется на план непосредственно. Так был, например, выполнен план рис. 95, б.

Может также встретиться случай «промежуточный» между маршрутной съемкой и детальной работой. Если при нанесении на карту замеров слоистости или сланцеватости эти замеры сильно варьируют и не отражают складчатых изгибов, то это означает, что складчатые структуры являются более мелкими, чем принятый масштаб карты. Соответственно нужно увеличить частоту ходов.

Работа на обнажении. Обнажения сами по себе, конечно, неравноценны. Одни из них насыщены геологической информацией, в других можно увидеть только какой-либо один структурный элемент. В целом обнаженность, как правило, хуже той,

какую хотел бы видеть геолог. Но, к сожалению, даже и при средней обнаженности мы не берем всей интересующей нас информации, которую эта обнаженность заключает. Поэтому при работе на обнажении требуется планомерный поиск структурных элементов и геологических форм. В поле зрения геолога, работающего на обнажении, должны быть следующие элементы.

1. Комплекс структурных элементов (объемных, плоскостных, линейных), которые в пределах обнажения не имеют связи со складками, но могут быть связаны с более крупными структурами. Это слоистость, сланцеватость, кливаж, линейность разного типа и возраста, их особенности и ориентировка.

2. Комплекс элементов структурного парагенезиса, связанных с конкретными складками, видимыми в обнажении. Положение элементов относительно осевых плоскостей складок, их пространственная ориентировка, состав синхронных минеральных образований.

3. Морфология, геология и ориентировка складчатых форм, в частности:

а) залегание крыльев складки, угол между ними;

б) характер складки (симметричная, асимметричная, в последнем случае узор правый или левый, зарисовать тип узора в проекции на горизонтальную плоскость);

в) элементы залегания осевой плоскости и шарнира, а также зеркала складок;

г) сравнительная характеристика складок, развитых в более жестких и в более мягких пластах.

4. Возрастные взаимоотношения складок между собой, с метаморфогенными минералами, с дайковыми и жильными телами.

Более конкретные сведения и рекомендации для каждого случая можно найти на страницах данной книги. Полезно иметь с собой в поле также книгу «Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000», в которой В. В. Эзом (1972 а, с. 141—167) подробно разобрано изучение структурных форм в обнажениях и в процессе геологического картирования.

Последовательность геологических событий при формировании метаморфического комплекса (на примере ладожской серии Балтийского щита)

Хронологической основой геологической истории комплекса является структурная шкала, в которой этапы складчатости выполняют роль хронологических реперов. Поэтому геологическая история комплекса лучше всего может быть рассмотрена, если она имеет своей хронологической сеткой реперы структурной шкалы. Мы рассмотрим геологическую историю метаморфического комплекса на примере ладожской серии Балтийского щита, для которой устанавливается надежная корреляция этапов складчатости, метаморфизма и магматизма.

Работами Н. Г. Судовикова и др. (1970, с. 92—94) для всей обнажающейся в пределах СССР территории ладожской серии было выделено три этапа деформаций: меридиональные складки, складки северо-западного простирания и диагональные по отношению к последним мелкие складки и флексуры. Установление факта неоднократной складчатости имело большое значение, так как открывало принципиально новые возможности для расшифровки геологической истории ладожской серии.

В целях выявления полного цикла геологических событий в 1969, 1970 и 1973 гг. было предпринято специальное структурное исследование ладожской серии в хорошо обнаженном районе северного побережья Ладожского озера (рис. 98). В этих работах, кроме автора, принимали участие: А. Л. Харитонов (1969, 1970 гг.), Л. Ф. Добржиницкая и А. В. Жданов (1970 г.), В. И. Третьяков и И. П. Бузиков (1973 г.). Было выявлено, что наиболее древними складками (F_1) ладожской серии являются складки, устанавливаемые по изменениям залеганий ритмичной слоистости. Складки F_1 изгибаются всеми последующими складками и прорываются жилами основных пород. F_1 обычно изоклиналильные (рис. 12, а, рис. 29-2), с острыми замыканиями. Пологие замыкания (рис. 47, к) более редки. Размеры складок F_1 превышают размеры естественных обнажений. Их протяженность достигает нескольких километров. В некоторых частях толщи (у пос. Импилахти) удается проследить эти складки по направлению их осевых плоскостей на 7—8 км. Складки F_1 сопровождаются минералообразованием амфиболитовой и зеленосланцевой фации. В слабометаморфизованных зонах параллельно осевым плоскостям F_1 развивается грубая неминерализованная частая трещиноватость, иногда со смещениями пропластков по трещинам. Первичная ориентировка складок F_1 неизвестна, так как она сильно искажена последующими деформациями. Это особенно хорошо выявляется в районе Импилахти—п-ов Хунукка. Здесь, у Импилахти, осевые плоскости складок F_1 в результате складчатости F_3 приобрели субмеридиональное направление. При движении на юг, к средней части п-ова Хунукка, замечается тенденция к выпрямлению осевых плоскостей складок F_1 в широтном направлении, хотя полного выпрямления нигде не достигается.

В высокометаморфизованных зонах складки F_2 изгибают, кроме сланцеватости, параллельной слоистости, также и мигматитовые прослойки, параллельные слоистости, что указывает на сильный этап метаморфизма, предшествовавший этапу складчатости F_1 .

Складки F_2 установлены в двух районах: между Кирьявалахтинским и Кокосельским выступами фундамента и на о. Тулолансари. В первом районе они представлены крупными поперечными изгибами толщи и прослеживаются на расстояние до 10—12 км. Крылья складок падают круто или вертикально. Угол между крыльями превышает 90° . Осевые плоскости ориентированы широтно, вертикальны. Меридиональная сланцеватость S_3 наклады-

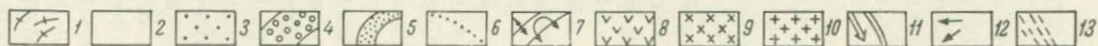
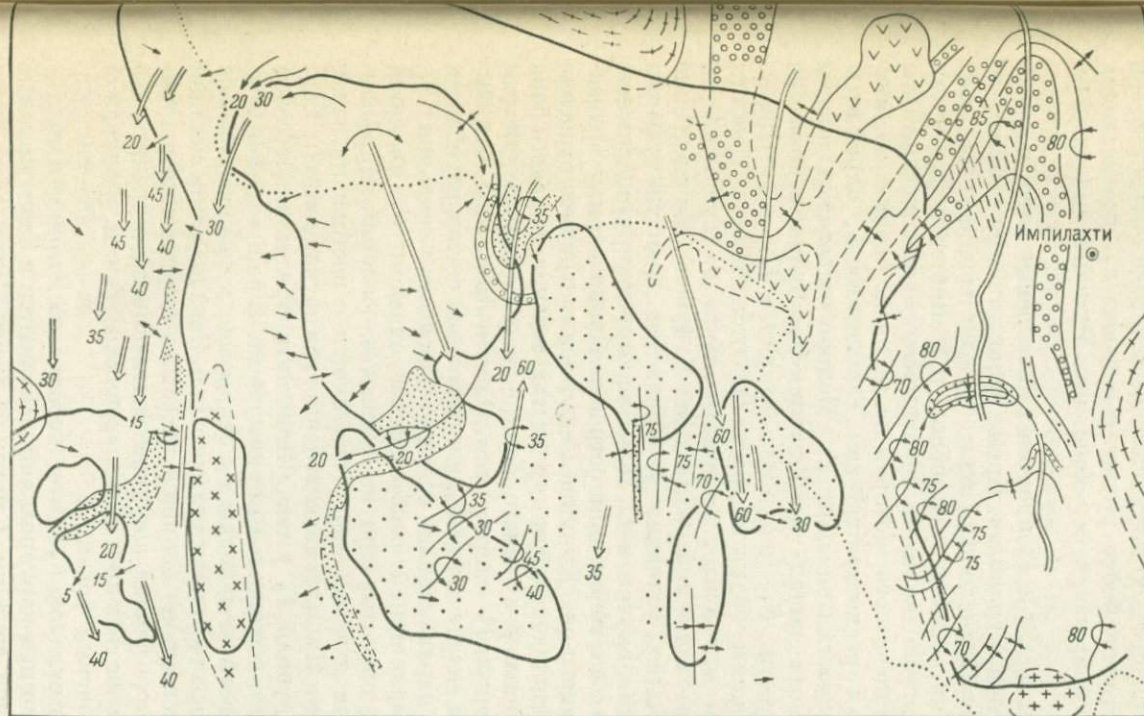


Рис. 98. Структурно-геологическая карта ладожской серии в районе северных шхер Ладожского озера (о. Риекалансари—Имплашти).

1 — гнейсо-граниты выступов архейского фундамента; 2 — биотитовые гнейсы; 3 — силлиманит-кордиеритовые гнейсы; 4 — ставролитовые гнейсы; 5 — гранатовые гнейсы; 6 — северная граница мигматитов; 7 — осевые плоскости и шарниры складок F_1 ; 8 — габбро; 9 — гранодиориты; 10 — граниты; 11 — шарниры и осевые плоскости складок F_2 ; 12 — осевые плоскости складок F_3 ; 13 — зоны интенсивного развития кливажа S_3 .

вается на складки F_2 , что указывает на их более ранний возраст сравнительно со складками F_3 . На о. Тулолансари распространены мелкие симметричные складки F_2 . При наложении на них равных по масштабу складок F_3 образуются зоны поперечно-перекрестной складчатости. Группа более крупных складок F_2 , достигающих в длину 1 км, обнаружена в районе мыса Мустаниеми (северный мыс острова).

В период между F_2 и F_3 произошло внедрение интрузий габбро, гранодиоритов и гранитов. Кроме мелких тел, рассеянных по всему Северному Приладожью, они образуют три крупных массива — Вилимяки, Мякисало (габбро) и Импииниеми (граниты). Тела габбро и гранодиоритов пронизывает секущая контакты наложенная сланцеватость, которая на ее продолжении во вмещающих породах распознается как сланцеватость, параллельная осевым плоскостям складок F_3 . Мелкие пластовые залежи и дайки основных пород разрываются и будинируются во время складчатости F_3 (рис. 96, б; рис. 97, а). Примечательно, что жилы гранитов располагаются вблизи границы распространения мигматитов (северная часть о. Тулолансари, западное и юго-западное побережье п-ова Хунукка). На внедрение жил в нескладчатых условиях указывает их гранитная фация и дифференциация внутри жил. Так, некоторые крутопадающие гранитные жилы на небольшом островке Куопитсари у юго-западного окончания п-ова Хунукка имеют асимметричное строение с постепенно увеличивающейся крупностью зерен от лежащего бока к висячему. Жилы у лежащего бока сложены мелкозернистым гранитом, у висячего — пегматитом. Гранитные жилы будинируются во время складчатости F_3 , одновременно с этим изгибается сланцеватость, параллельная осевым плоскостям складок F_1 .

Наиболее характерной особенностью складок F_3 является меридиональная ориентировка их осевых плоскостей. Морфология непостоянная и закономерно изменяется с востока на запад в направлении от Импилахтинского выступа фундамента к Сортавальскому. Крупная F_3 у пос. Импилахти представляет собой сжатую складку с вертикальными крыльями. В районе о-вов Пеллотсари—Тулолансари складки F_3 открытые с падением крыльев под средними и реже крутыми углами. На о. Риекалансари складки F_3 пологие. Закономерно меняется также и угол падения шарниров F_3 . На востоке района шарниры вертикальны, в средней его части падают на юг под крутыми и средними углами, в западной части — под пологими углами.

Большинство складок F_3 имеет небольшую ширину и протяженность. Однако при картировании выявляются и более крупные складки F_3 длиной до 3 км. Структура у пос. Импилахти имеет длину около 9 км.

Со складками F_3 связана синхронная минерализация амфиболовой и зеленосланцевой фации. Кристаллизационная сланцеватость (биотит, силлиманит), параллельная осевым плоскостям,

наиболее сильно проявлена в сжатых складках F_3 . Иногда параллельно ей располагаются мигматитовые прожилки. С уменьшением угла между крыльями интенсивность проявления сланцеватости снижается. В пологих складках F_3 о. Риекалансари кристаллизационная сланцеватость отсутствует. В зонах пониженного метаморфизма вместо сланцеватости развивается грубый кливаж, подчеркнутый кварцевыми жилками и линзами (см. с. 32 и рис. 18). Синхронно с F_3 была образована субмеридиональная с падением на юг линейность силлиманита в породах ладожской серии и роговой обманки в мелких дайках основных пород и в гранодиоритах Хонкасало. Минеральная линейность и бороздчатость проявляются в равной степени в сжатых, открытых и пологих складках F_3 .

Также синхронно с F_3 внедрилось второе поколение жил основных пород и гранитная дайка длиной 3 км и шириной 0.5 км, обнажающаяся севернее пос. Харлу. Она вытянута в направлении 345° субпараллельно грубому кливажу во вмещающих породах.

При наложении мелких складок F_3 на равные им по размеру складки F_3 возникают зоны поперечно-перекрестной складчатости (юго западная часть о. Пеллотсари).

Период между этапами складчатости F_3 и F_4 характеризуется интенсивным метаморфогенным минералообразованием. В этот период кристаллизовались крупные порфиробласты ставролита, граната, поздних андалузита, кордиерита, силлиманита в сланцах и поздней роговой обманки в дайках основных пород. Ориентировка порфиробласт произвольная, независимая от сланцеватости, которую они часто пересекают. Порфиробласты андалузита иногда располагаются цепочкой по трещинам кливажа S_5 (г. Саломьяки к северо-западу пос. Харлу), что указывает на более поздний возраст андалузита сравнительно с кливажем S_5 . Мигматиты артеритового типа, широко развитые в зоне ультраметаморфизма, вероятно, также относятся к этому периоду.

Складки F_4 преимущественно открытые, симметричные, редко асимметричные. Это обычно мелкие складки, наблюдающиеся в пределах обнажения. Их шарниры и осевые плоскости ориентированы в субширотном направлении. Накладываясь на равные по масштабу открытые складки F_3 , они образуют зоны поперечно-перекрестной складчатости. Такие зоны установлены на о-вах Тулолансари, Орьятсари, Пеллотсари. Складки F_4 «сухие», редко сопровождаются кварцевыми линзами и слабой минерализацией зеленосланцевой фации.

Преобладающий деформационной структурой этапа F_5 является кливаж S_5 с параллельными ему кварцевыми линзами (см. с. 33 и рис. 18, 92). Кливаж S_5 наиболее сильно развит на участке к северо-западу от пос. Импилахти и на юго-западном побережье п-ова Хунукка. Падение кливажа вертикальное, простирание в секторе $320-340^\circ$. Мелкие складки проявляются локально и по распространенности резко подчинены кливажу. Шарниры этих

Таблица 6

Последовательность геологических событий в ладожской серии (район Северного Приладожья)

	Время	Структурные формы	Метаморфизм	Ультраметаморфизм	Магматизм
II период	Этап складчатости и деформаций F_5	Мелкие открытые складки, интенсивный кливаж простирания $320-340^\circ$, кинк-зоны, разрывы	Метаморфизм зеленосланцевой фации		
	Этап складчатости F_4	Мелкие симметричные субширотные складки	Слабый низкотемпературный метаморфизм зеленосланцевой фации		
	Между F_3 и F_4		Порфиروبласты андалузита, ставролита, граната, силлиманита, роговой обманки	Мигматиты агматитового типа	
	Этап складчатости F_3	Сжатые и открытые субмеридиональные складки	Зональный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций	Мигматизация параллельно осевым плоскостям	Основные породы и граниты
I период	Между F_2 и F_3			Слабая мигматизация	Основные породы, гранодиориты и граниты
	Этап складчатости F_2	Открытые симметричные субширотные складки	Слабый низкотемпературный метаморфизм зеленосланцевой фации		
	Этап складчатости F_1	Сильно сжатые и изоклинальные складки	Зональный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций	Слабая мигматизация параллельно осевым плоскостям	
	Доскладчатый этап		Метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций	Интенсивные послойные мигматиты	

складок коаксиальны с шарнирами F_3 и падают круто на юг или вертикальны. Макроскопически минерализации кливажа, кроме кварцевых линз, незаметна, но в шлифах иногда обнаруживаются чешуйки вторичного мусковита в ориентировке, параллельной кливажу. С этапом F_5 , вероятно, связано также образование кинк-зон (о. Ваннисенсари), являющихся переходной категорией между складчатыми и хрупкими деформациями, и мелких разрывов.

Последовательность геологических событий в обобщенной форме представлена в табл. 6, из которой выявляются следующие главные особенности.

1. В геологической истории ладожской серии можно выделить два периода: первый — от доскладчатого этапа до этапа F_3 и второй — от этапа F_3 до этапа F_5 . Периоды разделяются между собой крупной эпохой магматической деятельности, в которую внедрились интрузии основных пород и гранитов.

2. Как в первый, так и во второй периоды интенсивность складчатости снижается от ранних этапов к поздним — сжатые складки сменяются открытыми, протяженность складок уменьшается. Складчатые деформации в конце периодов сменяются жесткими.

3. Снижение интенсивности складчатости происходит синхронно с уменьшением степени метаморфизма от амфиболитовой до зеленосланцевой фации.

4. Мигматизация и магматическая деятельность, синхронные со складкообразованием, развиты слабо. Преобладают послонные мигматиты доскладчатого этапа и агматиты.

Главной задачей при исследовании наложенной складчатости в метаморфических комплексах является восстановление складчатой истории, а на ее основе и всей геологической истории комплекса, включая метаморфизм и магматизм. В поле зрения исследователя вовлекаются все геологические явления и события в их исторической последовательности, что придает рассматриваемой методике универсальное значение. Этой методикой должен овладеть каждый, кто занимается изучением геологии метаморфических комплексов. Кроме своего главного назначения методика при определенных геологических обстоятельствах позволяет решать и другие задачи. В частности, к ним относятся:

а) составление специализированных структурно-геологических карт, отражающих главнейшие особенности многоэтапного проявления деформаций;

б) составление на структурной основе эволюционно-метаморфических карт и карт эволюции магматизма;

в) выяснение возрастных взаимоотношений метаморфических комплексов;

г) восстановление стратиграфического разреза комплексов;

д) определение истинной мощности пачки, серии;

е) реконструкция первичного залегания.

Часть этих задач уже имеет решения на конкретных регионах, другая часть относится к таким, решение которых принципиально возможно.

Дальнейшее развитие методики и ее практическое использование пойдет, вероятно, по двум перспективным направлениям: 1) углубленное изучение метаморфических комплексов с вовлечением в эволюционный ряд еще больших явлений и событий разных категорий; 2) применение методики к изучению складчатости в неметаморфизованных толщах.

Исследования в метаморфических комплексах будут проводиться на основе уже выявленных главных закономерностей их складчатой эволюции. Установлено, что в комплексах, метаморфизованных регионально, последовательно возникающие генерации складок, от более древних к более молодым, отражают уменьшение степени пластичности пород и нарастание их хрупких

свойств. По этому признаку эволюционный ряд складок может быть назван нисходящим структурным рядом, составляющим в целом тектонический, или, лучше, деформационный цикл.¹ Параллельно с этим происходит последовательное понижение степени метаморфизма, так что деформационный цикл одновременно является и структурно-метаморфическим циклом. Несмотря на то что в зонально-метаморфизованных комплексах корреляции проявлений складчатости и метаморфизма является более сложной, представление о деформационном структурно-метаморфическом цикле в целом является плодотворным, и, по всей вероятности, на этой основе будут развиваться исследования структурной эволюции метаморфических комплексов в ближайшем будущем.

Применение методики к изучению складчатости в неметаморфизованных толщах представляется даже более легким, чем в метаморфических комплексах, так как в этих толщах более простым является связанный со складками комплекс элементов структурного парагенезиса. В неметаморфизованных толщах фанерозойских складчатых областей складчатые наложения также установлены, но их роль в общей истории складчатости в полной мере не выявлена. Не исключено, что значение наложенных складчатых деформаций в неметаморфизованных толщах окажется более важным, чем мы допускаем сейчас. На намечающихся связях явлений в неметаморфизованных толщах и метаморфических комплексах наука будущего, несомненно, создаст стройную картину структурной эволюции коры на протяжении всей ее геологической истории.

¹ Это положение впервые было выдвинуто автором в докладе на Юбилейной Ленинской сессии Ученого совета ИГГД АН СССР 20 апреля 1970 г. и в дальнейшем получило развитие в статье Ю. В. Миллера (1973а).

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. М., 1966, 348 с.
- А ж г и р е й Г. Д. Кливаж. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 11, с. 164—181.
- А ж г и р е й Г. Д. Природные ассоциации кливажа в тектонически деформированных породах. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., «Наука», 1970, с. 181—193.
- Б а й к е н о в Ш. А., К а з а н и н Ю. И., К а ю п о в А. К., С е р и н б а е в М. М. К методике изучения пликвативных структур по рисункам складок волочения. — Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1966, № 5, с. 81—82.
- Б е л е в ц е в Я. Н., Т о х т у е в Г. В. Кливаж как особая форма микро-тектонических структур и его практическое и теоретическое значение. — В кн.: Проблемы тектонофизики, Тр. I Всесоюзн. тектонофиз. совещ. 1957 г., 1960, с. 235—246.
- Б е л е в ц е в Я. Н., Т о х т у е в Г. В. Типы кливажа и его классификация. — Сов. геология, 1966, № 2, с. 127—133.
- Б е л е н и ц к а я Г. А. О ритмичности в слоистости железистых кварцитов Примандровского района Кольского полуострова. — В кн.: Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1966, с. 53—63.
- Б е л о у с о в В. В. Структурная геология. Изд. 2-е. М., Изд-во МГУ, 1971, 277 с.
- Б е л о у с о в В. В., Г з о в с к и й М. В. Экспериментальная тектоника. М., «Недра», 1964, 118 с.
- Б о н д а р е н к о П. М. Некоторые особенности распределения напряжений в складках, различных по механизму образования. — В кн.: Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая термимнология. Новосибирск, 1968, с. 135—136.
- Б о н д а р е н к о П. М., Л у ч и ц к и й И. В. О полях напряжений в складках, возникших вследствие продольного изгиба. — ДАН СССР, 1969, сер. геол., т. 188, № 4, с. 878—880.
- Б о т в и н к и н а Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. — Тр. ГИН АН СССР, 1965, вып. 119, 259 с.
- Б р о н г у л е е в В. В. О важнейших кинематических типах складчатых структур. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. 30, вып. 4, с. 110—111.
- Б р о н г у л е е в В. В. Основные генетические типы складчатых структур земной коры. — Сов. геология, 1956, № 54, с. 84—104.
- Б р о н г у л е е в В. В. К проблеме происхождения и классификации складок. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 34, вып. 4, с. 3—15.
- Б р о н г у л е е в В. В. Типы и происхождение складок (на примере герцинских форм среднеазиатского Каратау). — В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964, с. 148—159.
- В а с с о е в и ч Н. Б. Флип и методика его изучения. Л., Гостоптехиздат, 1948, 216 с.
- В е л и к о с л а в и н с к и й Д. А., К а з а к о в А. Н., С о к о л о в Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, 227 с.

- Вистелиус А. Б. Структурные диаграммы. М., Изд-во АН СССР, 1958, 158 с.
- Вихерт А. В. Статистическая характеристика длины складок, расстояния между складками и мощности пород, слагающих складки (на примере гребневидной складчатости Юго-Восточного Кавказа). — Тезисы докл. IV научн. отчетн. конфер. геол. фак. МГУ, М., 1969, с. 145—146.
- Войновский - Кригер К. Г. О некоторых спорных вопросах механизма складкообразования. — Изв. АН СССР, 1966, сер. геол., № 1, с. 73—89.
- Галдобина Л. П. Литологические особенности и условия образования иотнийских песчаников и кварцито-песчаников Карелии. — В кн.: Сборник статей молодых научных сотрудников Ленинградских научных учреждений АН СССР, вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 67—74.
- Гзовский М. В. Тектонофизика и проблемы структурной геологии. — Междунар. геол. конгресс, XXI сессия, Докл. сов. геологов, М. Проблема 18, Структура земной коры и деформации горных пород. Изд-во АН СССР, 1960, с. 17—31.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория, ч. III и IV. М., Изд-во АН СССР, 1963, 544 с.
- Гзовский М. В. Математика в геотектонике. М., «Недра», 1971, 240 с.
- Гладков В. Г. Некоторые проявления структуры будинажа в Оловянинском районе (Восточное Забайкалье). — Изв. вузов, сер. геол. и разв., 1960, № 4, с. 66—71.
- Гогель Ж. Основы тектоники, М., «Мир», 1969, 440 с.
- Гончаров М. А. О связи кливажа со складкообразованием (на примере восточного крыла Заларского синклиория). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, т. 38, вып. 4, с. 22—41.
- Гончаров М. А. К вопросу о геометризации складчатой структуры (в связи с изучением складок, обладающих двумя видами асимметрии). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, т. 40, вып. 1, с. 83—99.
- Гончаров М. А. Кливаж. — В кн.: Очерки структурной геологии сложносинклиорированных толщ. М., «Недра», 1970, с. 73—101.
- Горлов Н. В. Структура беломорид (Северо-Западное Беломорье). М.—Л., «Недра», 1967, 110 с.
- Демидов Н. Ф., Кратц К. О. О ритмичной слоистости ладожской сланцевой толщи в юго-западной Карелии. — Изв. Кольск. и Карельск. фил. АН СССР, Петрозаводск, 1958, № 5, с. 3—9.
- Денис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. М., «Мир», 1971, 288 с.
- Добржинецкая Л. Ф. Структура кольской серии как результат многократной деформации. — Геотектоника, 1975, № 1.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Л., 1953, 309 с.
- Жемчужников Ю. А. Вводная статья. — В кн.: Косая слоистость и ее геологическая интерпретация. — Тр. ВНИИМС, 1940, вып. 163.
- Заборовская Н. Б., Марков М. С. О мелких дислокациях в метаморфических толщах и их соотношении с крупными структурами. — Тр. Геол. инст. АН СССР, 1963, вып. 93, с. 86—122.
- Казаков А. Н. Псевдоконгломераты мамского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9, с. 336—356.
- Казаков А. Н. Взаимоотношения мамской серии с муйским комплексом и метаморфизм. — В кн.: Региональный метаморфизм докембрийских формаций СССР, Л., «Наука», 1965, с. 102—114.
- Казаков А. Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л., «Наука», 1967, 109 с.

- К а з а к о в А. Н. Микроструктурная ориентировка минералов в складках различных типов. — Геотектоника, 1968а, № 5, с. 12—24.
- К а з а к о в А. Н. Методика динамического анализа микроструктурных ориентировок минералов. — Автореф. докт. дисс. Л., 1968б, 32 с.
- К а з а к о в А. Н. Новые данные по динамическому анализу микроструктурных ориентировок. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., «Наука», 1970а, с. 204—215.
- К а з а к о в А. Н. К вопросу о происхождении метаморфической полосчатости. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970б, с. 68—75.
- К а з а н и н Ю. И. К методике изучения складчатых структур по складкам волочения. — Изв. АН Каз.ССР, сер. геол., 1968, № 6, с. 74—76.
- К а з а н и н Ю. И. К методике структурного картирования по рисункам второстепенных асимметричных складок. — Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1971, № 3, с. 69—72.
- К а л у г и н А. С. Atlas тектур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. — Тр. СНИИГГИМС, 1970, вып. 72, 176 с.
- К а л я е в Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965, 190 с.
- К и р и л о в а И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 78—109.
- К и ц у л В. И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М., Изд-во АН СССР, 1963, 170 с.
- К л о с Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд. — В кн.: Вопросы структурной геологии, М., ИЛ, 1958а, с. 96—156.
- К л о с Э. Линейность Там же, 1958б, с. 7—95.
- К р а т ц К. О., Р о б о н е н В. И., С о к о л о в В. А., Ч е р н о в В. М. Литологические методы в изучении геологии докембрия Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1, М., «Недра», 1966, с. 5—16.
- К у д р и н С. Н. О складках волочения в толщах Кличкинского рудного поля (Восточное Забайкалье). — Тр. Иркутск. политехн. инст., сер. геол., 1971а, вып. 60, с. 13—32.
- К у д р и н С. Н. Некоторые особенности будинажа в толщах Кличкинского рудного поля (Восточное Забайкалье). — Там же, 1971б, с. 23—35.
- К у з н е ц о в Б. И. Наложённые складки в метаморфических породах беломорского комплекса. — ДАН АН СССР, сер. геол., 1969, т. 185, № 1, с. 152—155.
- К у к л е й Л. Н. Связь морфологии мигматитов с тектоническими деформациями. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1969, т. 44, вып. 6, с. 43—47.
- К у к л е й Л. Н. Пример наложения складчатостей в беломорском комплексе (Кольский полуостров). — Геотектоника, 1971, № 2, с. 115—118.
- Л а з а р е в Ю. И. Методы структурного анализа в литологических исследованиях. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1, М., «Недра», 1966, с. 186—194.
- Л а з а р е в Ю. И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения. — Тр. Инст. геологии Карельск. фил. АН СССР, 1971, вып. 10, 192 с.
- Л а з а р е в Ю. И. О геометрическом анализе складчатых деформаций в районах наложенной складчатости. — В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 4, Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., «Недра», 1972, с. 166—180.
- Л а з а р е в Ю. И., Б е л о у с о в Е. Ф. Ориентировка биотита в железистых кварцитах месторождения Костамукша. — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., «Наука», 1967, с. 44—52.

- Лизс Ч. К. Структурная геология. М.—Л., ОНТИ, 1935, 283 с.
- Лобанов И. Н. Слоистые тектуры в ятулийских кварцитах Карелии. — Изв. вузов, сер. геол. и разв., 1962, № 2, с. 32—40.
- Лучицкий И. В., Бондаренко М. П. Поля напряжений в складчатых структурах (по данным оптического моделирования). — В кн.: Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 199—201.
- Львова Н. А. Значение стратификационных тектур при крупномасштабном геологическом картировании докембрия (на примере Мамского слюдоносного и Бодайбинского золотоносного районов). — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967, с. 189—199.
- Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Под ред. В. А. Николаева. М., Госгеолтехиздат, 1957, 451 с.
- Миллер Ю. В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. — Геотектоника, 1973а, № 5, с. 83—93.
- Миллер Ю. В., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. А., Давыдов Г. В. Структура северо-восточной части Агинского массива (Восточное Забайкалье). — Геотектоника, 1973б, № 2, с. 72—83.
- Наяр П. К. Р. Последовательность деформаций в породах беломорской серии. — Вестник ЛГУ, сер. геол. геогр., 1968, № 24, вып. 4, с. 102—109.
- Наяр П. К. Р. Микроструктурная ориентировка роговой обманки в складке. — Там же, 1969, № 12, вып. 2, с. 40—44.
- Николаев В. А. О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 1, с. 15—27.
- Ожгин В. А. Некоторые литологические особенности метаморфических толщ, вмещающих верхнепронойские щелочные граниты (Кольский полуостров). — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 3. М., «Недра», 1971, с. 44—55.
- Паталаха Е. И. Экспериментальное воспроизведение складок ламинарного течения (скальвания). — ДАН СССР, 1967, т. 173, № 1, с. 162—163.
- Паталаха Е. И. Конгруэнтные дополнительные складки ламинарного течения в эксперименте. — Геология и геофизика, 1968, № 11, с. 120—123.
- Паталаха Е. И. О двух этапах эволюции складок в обстановке продольного сжатия слоев. — В кн.: Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969, с. 201—202.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука», 1970, 216 с.
- Паталаха Е. И. О природе связи линейности вторичного течения с ориентировкой осей складок. — Геология и геофизика, 1971, № 11, с. 138—140.
- Паталаха Е. И., Слепых Ю. Ф., Геометрическое моделирование пересекающейся складчатости. — В кн.: Вопросы геологии. М., Изд-во МГУ, 1972, с. 110—119.
- Паталаха Е. И., Щербатова Г. Н. Структура и механизм формирования Успенской зоны. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны, т. 6. Алма-Ата, «Наука», 1968, с. 8—22.
- Петров В. Г. Мелкая складчатость докембрийских сланцевых толщ Енисейского кряжа. — Геотектоника, 1971, № 6, с. 65—72.
- Петтиджон Ф. Дж. О связи седиментации с тектоникой. — Тр. XXI Междунар. геол. конгресса, М., 1963, вып. III, с. 447—458.
- Предовский А. А. Об одной важной особенности структуры северо-западной части хребта Пае (п-ов Канин). — В кн.: Природа и хозяйство Севера, вып. 2, ч. 2. Апатиты, 1971, с. 25—29.

- Пронин А. В. Статистическая обработка в стереографической проекции ориентированных величин. — Сов. геология, 1949, № 37, с. 41—50.
- Рамберг Г. Природный и экспериментальный будинаж структуры разлизования. — В кн.: Вопросы экспериментальной тектоники. М., ИЛ, 1957, с. 160—190.
- Роненсон Б. М. Геологические и петролого-геохимические предпосылки рациональной методики геологического картирования докембрийских кристаллических комплексов. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967, с. 30—35.
- Савельев А. А. Некоторые вопросы методики изучения мелкой ритмичности во флишевых отложениях протерозоя западной части Восточного Саяна. — Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1960, вып. 2, с. 56—65.
- Савельев А. А. Опыт палеогеографических реконструкций на основе изучения дербинской свиты нижнего протерозоя Восточного Саяна. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 1. М., 1966, с. 33—40.
- Савельев А. А. Текстуры и структуры осадочных пород и их сохранность при прогрессивном метаморфизме. — В кн.: Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л., 1974, с. 5—72.
- Сборщиков И. М. Кливаж в пределах Верхоянского антиклинория. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 5, с. 41—46.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961, 198 с.
- Де Ситтер Л. У. Структурная геология, М., ИЛ., 1960, 473 с.
- Соколов Ю. М. Вторичная линейность в породах Чуйского геоантиклинория (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., «Наука», 1967, с. 115—121.
- Сорский А. А. О механизме тектонического разлизования горных пород. — ДАН СССР, нов. серия, 1950, т. 72, № 5, с. 937—939.
- Судовиков Н. Г. Геологический очерк полуострова Заонежье. — Междунар. XVII геол. конгресс, Северная экскурсия, Карельская АССР, М.—Л., ОНТИ НКТП СССР, 1937, с. 46—58.
- Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения (по материалам исследований в Карелии). — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1955, вып. 5, с. 97—174.
- Судовиков Н. Г. Будинаж и его значение в петрологии (по материалам исследования докембрийских образований). — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7, с. 38—73.
- Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964, 550 с.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука», 1970, 227 с.
- Суслова С. Н. Первичные текстуры в туфогенно-осадочных породах печенгской серии. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып. 4. Л., Госгеолтехиздат, 1963, с. 75—86.
- Сычев Ю. И. Строение антиклинальной зоны в центральной части мамской толщи (Северо-Байкальское нагорье). — В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., «Наука», 1967, с. 122—124.
- Тохтуев Г. В. Структуры будинаж и их роль в локализации оруденения. Киев, «Наукова думка», 1967, 215 с.
- Тохтуев Г. В. Генетические типы и механизм образования структур будинаж. — Геотектоника, 1969а, № 1, с. 112—119.
- Тохтуев Г. В. До систематики морфологии и морфометрии структур будинажу. — ДАН УРСР, сер. Б, 1969б, № 12, с. 1085—1090.
- Тохтуев Г. В. Закономерности деформаций в неоднородно-слоистых геологических средах. Киев, «Наукова думка», 1972, 122 с.

- Флаасс А. С. Наложённые деформации и морфология мамских структур (Северо-Байкальское нагорье). — Зап. Забайк. фил. географ. общ. СССР, Чита, 1969а, вып. 35, с. 176—182.
- Флаасс А. С. Определение условий залегания слоистости в глубоко-метаморфизованных первично-осадочных породах. — Там же, 1969б, с. 188—192.
- Флаасс А. С. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии. — Геотектоника, 1971, № 6, с. 58—64.
- Флаасс Г. С. К вопросу о поведении некоторых структурных элементов при наложенной деформации. — Зап. Забайк. фил. географ. общ. СССР, Чита, 1969, вып. 35, с. 183—188.
- Фурмарье П. Общие соображения о развитии сланцеватости в складчатых толщах. — Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса, 1939, т. 1, ГОНТИ, с. 265—276.
- Хабаров А. В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования. — Природа, 1951, № 4, с. 38—44.
- Хани В. Е. Некоторые вопросы происхождения и классификации складок земной коры. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, т. 32, вып. 5, с. 71—98.
- Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., «Недра», 1967, 478 с.
- Шолпо В. Н. Типы и условия формирования складчатости сланцевого Дагестана. М., «Наука», 1964, 168 с.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950, 564 с.
- Шуркин К. А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности (по материалам исследования Северо-Западного Беломорья). — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7, с. 74—108.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салые М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 14, 306 с.
- Щерба Г. Н., Паталаха Е. И. Изменение формы рудных тел в зонах смятия. — Сов. геология, 1966, № 7, с. 66—81.
- Эз В. В. Экспериментальное воспроизведение складчатой структуры со складками разнообразных простираний. — Бюлл. МОИП, 1959, т. 34, № 4, с. 113—116.
- Эз В. В. О роли изоклиальной складчатости в структуре беломорид. — Геотектоника, 1967а, № 3, с. 69—81.
- Эз В. В. Особенности методики изучения структуры высокометаморфизованных комплексов. — Сов. геология, 1967б, № 11, с. 149—163.
- Эз В. В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита. — Междунар. геол. конгр., XXIII сессия, Докл. Сов. геологов, Проблема 4, Геология докембрия. Л., «Наука», 1968, с. 74—77.
- Эз В. В. Существуют ли складки скальвания и складки волочения. — Геотектоника, 1969, № 3, с. 52—61.
- Эз В. В. Особенности структуры метаморфических толщ. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М., «Недра», 1970, с. 192—258.
- Эз В. В. Методы изучения структур метаморфических толщ. — В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 4, Геологическая съемка в области развития метаморфических образований. Л., «Недра», 1972а, с. 117—180.
- Эз В. В. Особенности тектоники метаморфических комплексов и их значение для решения некоторых вопросов строения и развития земной коры. — В кн.: Вопросы геонии. М., Изд-во МГУ, 1972б, с. 169—189.
- Энтин А. Р. О природе ритмично-слоистой толщи федоровской свиты иенгурской серии архея Алданского щита. — ДАН СССР, 1971, т. 201, № 3, с. 682—685.

- Bard J. P. Tectoniques superposees et metamorphisme dans la bande cristallophyllienne d'Aracena (prov. de Huelva, Espagne). — Bull. Soc. Geol. France, Ser. 7, 1967, t. 9, N 1, p. 111—128.
- Berthelsen A. Structural studies in the Precambrian of Western Greenland. II Geology of Tovqussap nuna. — Medd. Gronl., 1960, Bd. 123, N 1, p. 1—223.
- Bhattacharji S. Theoretical and experimental investigations on crossfolding. — J. Geol., 1958, v. 66, N 6, p. 625—667.
- Biot M. A. Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression. — Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, 1957, v. 242, p. 444—454.
- Biot M. A. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonic and orogenesis. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, N 11, p. 1595—1620.
- Biot M. A. Theory of internal buckling of a confined multilayered structure. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, v. 75, N 6, p. 563—568.
- Biot M. A. Theory of similar folding of the first and second kind. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965a, v. 76, N 2, p. 251—258.
- Biot M. A. Further development of the theory of internal buckling of multilayers. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965b, p. 833—840.
- Biot M. A., Ode H., Roever W. L. Experimental verification of the folding of stratified viscoelastic media. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, v. 72, N 11, p. 1621—1630.
- Bradock W. A. The origin of slaty cleavage: evidence from precambrian rocks in Colorado. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81, N 2, p. 589—600.
- Braitsch O. Quantitative Auswertung einfacher Gefugediagramme. Heidelberg. — Beitrage zur Miner. und Petrogr., 1956, Bd. 5, Hf. 3, 1956, s. 210—226.
- Bronner G., Lecorche J.-P., Orsini J.-B. Un pli conique kilometrique: l'ilt de Porquerolles, fragment meridional du Massif hercynien des Maures (Var, France). — Compt. Rendus Acad. Sci., 1971, D 272, N 1, p. 20—23.
- Broughton J. G. An example of the development of cleavages. — J. Geol., 1946, t. 54, N 1, p. 1—18.
- Campbell J. D. En echelon folding. — Econom. Geol., 1958, t. 53, N 4, p. 448—472.
- Carey S. W. Folding. — Univ. Tasmania, Dept. Geol., Publ. 95, 1962, p. 95—187.
- Carrara A., Fyson W. K. Comparison of sedimentary and tectonic foliations by X-ray diffraction. — Canad. Journ. Earth Sci., 1971, v. 8, N 10, p. 1190—1196.
- Chapple W. M. A mathematical theory of finiteamplitude folding. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1968, v. 79, N 1, p. 47—68.
- Choukroune P. Contribution á l'étude structurale de la zone metamorphique nord-pyrénéenne: Tectonique et metamorphisme des formations secondaires de la foret de Boucheville (P.-O.). — Bull. bureau rech. Geol. Minieres, Sec. 1, 1970, N 4, p. 49—63.
- Clifford P., Fleuty M. J., Ramsay J. G., Sutton J., Watson J. The development of lineation in complex fold systems. — Geol. Mag., 1957, v. 94, N 1, p. 1—24.
- Cloos E. Crustal shortening and axial divergence in the Appalachians of southeastern Pennsylvania and Maryland. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, v. 51, p. 845—872.
- Cloos E. Appalachenprofil in Maryland. — Geol. Rundschau, 1953, Bd. 41, p. 145—160.
- Cloos H. Boudinage. — Trans. Amer. Geoph. Union, 1947, v. 28, p. 626—632.
- Coward M. P. The structure and origin of areas of anomalously low-intensity finite deformation. — Tectonophysics, 1973, v. 16, N 1/2, p. 117—140.

- Cruden D. M. Methods of calculating the axes of cylindrical folds: a review. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1968, v. 79, N 1, p. 143—148.
- Currie J. B., Patnode H. B., Trump R. P. Development of folds in sedimentary strata. — Bull. Geol. Soc. Amer., v. 73, N 6, 1962, p. 655—674.
- Dahlstrom C. D. A. Statistical analysis of cylindrical folds. — Bull. Canad. Inst. Min. Met., 1954, v. 47, N 504, p. 234—239.
- Deraumont J. Plis couchés dans la Zone axiale des Pyrénées ariégeoises (Haut Salat). — Compt. Rend. Acad. Sci., 1971, D 272, N 5, P. 693—696.
- Devore G. W. Elastic strain and preferred orientation in monoclinic crystals. — Lithos, 1969, v. 2, N 1, p. 9—24.
- Dieterich J. H. Origin of cleavage in folded rocks. — Amer. J. Sci., 1969, v. 267, N 2, p. 155—165.
- Dieterich J. H. Computer experiments on mechanics of finite amplitude folds. — Canad. J. Earth Sci., 1970, v. 7, N 2, part 1, p. 467—476.
- Dieterich J. H., Carter N. L. Stress history of folding. — Amer. J. Sci., 1969, v. 267, N 2, p. 129—154.
- Donath F. A., Parker R. B. Folds and folding. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1964, v. 75, N 1, p. 45—62.
- Donath J. F. Role of layering in geologic deformation. — Trans. N. Y. Acad. Sci., 1962, v. 24, N 3, p. 236—249.
- Elders W. A. Tectonically induced features resembling sedimentary structures in banded gneisses of southern Norway. — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper., 1965, N 82, p. 54—55.
- Escher A. The deformation and granitisation of ketilidian rocks in the Nantalik area, S. Greenland. — Gronl. Geol. Under., 1966, Bull. N 59, p. 1—102.
- Escola P. Condition during the earliest geological times as indicated by the archean rocks. — Annal. Acad. Sci. Fennica, Ser. A., 1932, v. 36, N 4.
- Evans A. M. Conical folding and oblique structures in Charnwood Forest, Leicestershire. — Proc. Yorks. Geol. Soc., 1963, v. 34, p. 67—80.
- Fleuty M. J. The description of folds. — Proc. Geol. Ass., 1964, v. 75, part 4, p. 461—492.
- Fourmarier P. L'intérêt de l'étude des déformations mineures des roches pour la compréhension de l'évolution tectonique d'une série plissée. — Rev. questions scient., 1965, v. 26, N 4, p. 483—517.
- Friedman M. Petrofabric techniques for the determination of principal stress direction in rocks. — In: State of stress in the earth's crust, Proc. Int. Conf. Santa Monica, Calif., 1964, p. 451—552.
- Gavelin S., Russell R. V. Primary sedimentary structures from the Precambrian of Southeastern Sweden. — Geol. Fören. i Stock. Förhand., 1967, v. 89, part 1, N 528, Stockholm, p. 74—104.
- Ghosh S. K., Ramberg H. Buckling experiments on intersecting fold patterns. Tectonophysics, 1968, v. 5, N 2, p. 89—105.
- Gipson M. Application of the electron microscope to the study of particle orientation and fissility in shale. — J. Sedim. Petrology, 1965, v. 35, N 2, p. 408—414.
- Greenwood R. Sedimentary boudinage in cretaceous limestones of Zimapau, Mexico. — Intern. Geol. Congr., Rep. XXI Sess., v. 18, 1960, p. 389—398.
- Hansen E. Strain facies. — In: Minerals, rocks and inorg. mater., v. 2, Berlin, 1971, p. 207.
- Hara I. Dimensional fabric of quartz in a concentric fold. — Japan. J. Geol. Geogr., 1966a, v. 37, N 2, p. 123—140.
- Hara I. Movement picture in confined incompetent layers in flexural folding. — J. Geol. Soc. Japan, 1966b, v. 72, N 8, p. 363—369.
- Hara I. A note on «concentric» folding of multilayered rocks. — J. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C., 1967, v. 5, N 3, p. 217—240.

- Hara I., Uchibayashi S., Yokota Y., Umemura H., Oda M. Geometry and internal structures of flexural folds. I. Folding of a single competent layer enclosed in thick incompetent layer. — *J. Sci. Hiroshima Univ.*, 1968, v. 6, N 1, p. 51—113.
- Herman H. Structure of Bendigo Goldfield. — *Bull. Geol. Survey Victoria*, 1923, v. 47.
- Hobbs B. E. The analysis of strain in folded layers. — *Tectonophysics*, 1971, v. 11, N 5, p. 329—375.
- Holmquist P. J. On the relation of the «boudinage structure». — *Geol. Fören. Förh.*, 1931, Bd. 53, H. 2, N 385, s. 193—208.
- Horscroft F. The lithology and deposition of the lower roan group of the Katanga System south-west of Nchanga, Northern Rhodesia. — *Overseas Geol. Min. Resources*, 1963, v. 9, N 2, p. 141—167.
- Howard K. A. Flow direction in triclinic folded rocks. — *Amer. J. Sci.*, 1968, v. 266, N 9, p. 758—765.
- Hudleston P. J. Fold morphology and some geometrical implications of the theories of fold development. — *Tectonophysics*, 1973a, v. 16, N $1\frac{1}{2}$, p. 1—46.
- Hudleston P. J. The analysis and interpretation of minor folds developed in the Moine rocks of Monar. — *Tectonophysics*, v. 17, N $1\frac{1}{2}$, 1973b, p. 89—132.
- Kaarsberg E. A. Introductory studies of natural and artificial argillaceous aggregates by sound-preparation and X-ray diffraction methods. — *J. Geol.*, 1959, v. 67, N 4, p. 447—471.
- Kelley J. C. Least squares analysis of tectonite fabric data. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1968, v. 79, N 2, p. 223—240.
- Khoury S. G. The structural geometry and geological history of the Lewisian rocks between Kylesku and Geisgeil, Sutherland, Scotland. — *Krystallinikum*, 1968, v. 6, p. 41—78.
- Kuenen Ph. H. Origin of pygmatic features. — *Tectonophysics*, 1968, v. 6, N 2, p. 143—158.
- Kuenen Ph. H., Sitter L. U. Experimental investigation into the mechanism of folding. — *Leid. Geol. Med.*, 1938, d. 10, p. 217—239.
- Lee J. S. Some characteristic structural types in Eastern Asia and their bearing upon the problem of continental movements. — *Geol. Mag.*, 1929, v. 66, p. 358—501.
- McCrossan R. G. Sedimentary boudinage structures in the Upper Devonian Ireton formation of Alberta. — *J. Sed. Petrologie*, 1958, v. 28, N 3, p. 316—320.
- Maxwell D. T., Hower J. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian belt series. — *Amer. Miner.*, 1967, v. 52, N 5—6, p. 843—857.
- Maxwell J. C. Origin of slate and fracture cleavage in the Delaware Water Cap area, New Jersey and Pennsylvania. — In: *Petrologic studies — a volume in honor A. F. Buddington*, Geol. Soc. Amer., 1962.
- Mead W. J. Notes on the mechanics of geologic structures. — *J. Geol.*, 1920, v. 28, p. 505—523.
- Meade R. H. Factors influencing the early stages of the compaction of clays and sands-review. — *J. Sedim. Petrol.*, 1966, v. 36, N 4, p. 1085—1101.
- Mendelsohn F. The structure of the Roan Antelope deposit. — *Trans. Inst. Min. Metall.*, London, 1959, v. 68, p. 229.
- Miller W. J. Origin of foliation in the precambrian rocks of northern New York. — *J. Geol.*, 1916, v. 24, N 6, p. 587—619.
- Moench R. H. Relation of S_2 schistosity to metamorphosed clastic dikes, Rangeley—Phillips area, Maine. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1966, v. 77, N 12, p. 1449—1462.
- Mügge O. Ueber Translationen und verwandte Erscheinungen in Krystallen. — *Neues Jahrb. Min. Geol. Palaeont.*, 1898, B. 1, s. 71—159.
- Nicholson R. Eyed folds and interference patterns in the Sokumfiell

- Marble Group, Northern Norway. — *Geol. Mag.*, 1963, v. 100, N 1, p. 59—68.
- O b e r g J., K o t o w s k i J. Parakinematyczna B-lineacja mezoskopowa ziarn mineralnych. — *Rocz. Pol. tow. geol.*, 1971, v. 41, N 4, s. 603—620.
- O s b e r g Ph. H. Structural geology of the Knowlton—Richmond area, Quebec. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, v. 76, N 2, p. 223—250.
- O y a g i N. Dimensional orientation of calcite grains in a flexure fold. — *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, 1965, N 14, p. 197—213.
- P o t t e r P. E., P e t t i j o h n F. J. Paleocurrent and basin analysis. Berlin, 1963, 296 p.
- P u m p e l l y R., D a l e T., W o l f f I. Geology of the Green Mountains in Massachusetts. — *J. S. Geol. Surv. Monogr.*, 1894, v. 23, p. 1—206.
- R a l e i g h C. B. Glide mechanisms in experimentally deformed minerals. — *Science*, 1965, v. 150, N 3697, p. 739—741.
- R a m b e r g H. Relationships between length of arc and thickness of pyg-matically folded veins. — *Amer. J. Sci.*, 1960, v. 258, N 1, p. 36—46.
- R a m b e r g H. Strain distribution and geometry of folds. *Bull. Geol. — Inst. Univ. Uppsala*, 1963a, v. 42, N 4, p. 1—20.
- R a m b e r g H. Fluid dynamics of viscous buckling applicable to folding of layered rocks. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol.*, 1963b, v. 47, N 3, p. 484—505.
- R a m b e r g H. Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds. — *Tectonophysics*, 1964, v. 1, N 4, p. 307—342.
- R a m b e r g H., G h o s h S. K. Deformation structures in the Hovin Group schists in the Hommelvik-Hell region (Norway). — *Tectonophysics*, 1968, v. 6, N 4, p. 311—330.
- R a m s a y J. G. Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1958, v. 113, pt. 3, N 451, p. 271—308.
- R a m s a y J. G. The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. — *Journ. Geol.*, 1960, v. 68, N 1, p. 75—93.
- R a m s a y J. G. The geometry and mechanics of formation of «similar» type folds. — *J. Geol.*, 1962a, v. 70, N 3, p. 309—328.
- R a m s a y J. G. Inference patterns produced by the superposition of folds of similar type. — *J. Geol.*, 1962b, v. 70, N 4, p. 466—481.
- R a m s a y J. G. The uses and limitations of beta—diagrams and pi—diagrams in the geometrical analysis of folds. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1964, v. 120, N 3, p. 435—452.
- R a m s a y J. G. Folding and fracturing of rocks. London, 1967, 568 p.
- R e y n o l d s D. L., H o l m e s A. The superposition of Caledonoid folds on an older foldsystem in the Dalradian of Malin Head. — *Geol. Mag.*, 1954, v. 91, N 6, p. 417—444.
- R i c k a r d M. J. Analysis of the strike swing at Crockator Mountain Co., Donegal, Eire. — *Geol. Mag.*, 1963, v. 100, N 5, p. 401—419.
- R i c k a r d M. J. Taconic orogeny in the Western Appalachians: experimental application of microtextural studies to isotopic dating. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, v. 76, N 5, p. 523—535.
- R o b e r t s D. Abnormal cleavage patterns in fold hinge zones from Varanger peninsula, Northern Norway. — *Amer. J. Sci.*, 1971, v. 271, N 2, p. 170—180.
- R o b e r t s D., S t r ö m g a r d K. E. A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones. — *Tectonophysics*, 1972, v. 14, N 2, p. 105—120.
- R o s s J. V. Deposition and current direction within the Yellowknife group at Mesa Lake, N. W. T., Canada. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, v. 73, N 9, p. 1159—1162.
- R o s s J. V. The structure and metamorphism of Mess-Lake map-area, District of Mackenzie. — *Bull. Geol. Surv. Canada*, 1966, N 124, p. 1—39.

- Rowan L. C., Mueller P. A. Relations of folded dikes and precambrian polyphase deformation, Gardner Lake Area, Beartooth Mountains, Wyoming. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, v. 82, N 8, p. 2177—2185.
- Sarma S. R. Some structural features of the Gray gneiss near Apralla, Hyderabad State. — Quart. J. Geol. Mining Metal. Soc. India, 1956, v. 28, N 3, p. 67—70.
- Schmidt W. Tectonic and Verformungslehre. Berlin, 1932.
- Schwab W. Zur Entstehung der Plauerer Bögen im Vogtländischen Schiefergebirge. — Geol. Rundschau, 1963, Bd. 52, N 2, s. 782—803.
- Schwab W. Maximales Streuen von B—Achsen bei flachliegenden Falten—Mittelenen. — Neues Jahrb. Geol. und Paläont. Monatsh., 1965, N 3, s. 141—163.
- Scotford D. M. Metamorphism and axial plane folding in the Poundridge area, New York. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, v. 67, N 9, p. 1155—1198.
- Sherwin J. A., Chapple W. M. Wavelengths of single layer folds: a comparison between theory and observation. — Amer. J. Sci., 1968, v. 267, N 3, p. 167—179.
- Silverman E. N., Bates T. F. X-ray diffraction study of orientation in the Chattanooga Shale. — Amer. Miner., 1960, v. 45, p. 60—68.
- Simonen A., Kouvo O. Archean varved schists of Tampere in Finland. — Bull. Comm. Geol. Finlande, 1951, N 154, p. 93—114.
- de Sitter L. U. Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. — Geol. en Mijnbouw, 1958, 20 Jaarg., N 8, p. 277—286.
- Stauffer M. R. The geometry of conical folds. New Zeal. J. Geol. and Geophys., 1964, v. 7, N 2, p. 340—347.
- Stockwell C. H. The use of plunge in the construction of cross-sections of folds. — Proc. Geol. Ass. Canada, 1960, v. 3, p. 97—121.
- Sutton J., Watson J. The structure and stratigraphical succession of the Moines of the Fannish Forest and Strath Bran, Ross-shire. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1954, v. 110, N 437, p. 21—54.
- Talbot J. L. Grenulation cleavage in the Hunstückschiefer of the middle Moselle Region. — Geol. Rundschau, 1965, Bd. 54, N 2, 1965, s. 1026—1043.
- Tischer G. Über α -Achsen. — Geol. Rundschau, 1962 (1963). Bd. 52, H. 1, s. 426—447.
- Tobisch O. T. Large-scale Basin-and-Dome pattern resulting from the interference of major folds. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1966, v. 77, N 4, p. 393—408.
- Tobisch O. T. The influence of early structures on the orientation of late—phase folds in an area of repeated deformation. — J. Geol., 1967, v. 75, N 5, p. 554—564.
- Tobisch O. T., Glover L. Nappe formation in part of the southern Appalachian Piedmont. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, v. 82, N 8, p. 2209—2230.
- Treagus J. E. Notes on the structure of the Ben Lawers Synform. — Geol. Mag., 1964, v. 101, N 3, p. 260—270.
- Turner F. L. Development of pseudostratification in the schists of Otago, New Zealand. — Amer. J. Sci., 1941, v. 239, N 4, p. 1—16.
- Turner F. J., Weiss L. E. Structural analysis of metamorphic tectonites. N. Y., 1963, 545 p.
- Van Hise C. H. R. Principles of North American precambrian geology. — 16th Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. secretary interior 1894—1895, Washington, 1896.
- Venkatasubramanyan C. S. Least-square analysis of fabric date: a note on conical, culindroidal and near—cylindroidal folds. — Can. J. Earth Sci., 1971, v. 8, N 6, p. 694—697.
- de Waal S. A. Interference-folding of Bushveld-igneous-complex age in the Transvaal system north of Marble Hall, Transvaal. — Geol. Soc. South Africa, Spec. Publ. 1, 1970, p. 283—298.

- Weiss L. E. Geometry of superposed folding. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, v. 70, N 1, p. 91—106.
- Wells M. K., Bradshaw R. Multiple folding in the Sørfinnset area of Northern Norway. — Norg. Geol. Unders., 1970, N 262, 89p.
- White W. S., Johns R. H. Structure of central and eastcentral Vermont. — J. Geol., 1950, v. 58, N 3, p. 179—220.
- Williams E. An analysis of the deformation in a fold in northeast Tasmania. — Geol. Mag., 1966, v. 103, N 2, p. 115—119.
- Williams P. F. Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermaqui, Australia. — Amer. J. Sci., 1972, v. 272, N 1, p. 1—47.
- Willis B. The mechanics of Appalachian structure. — 13th Ann. Rep. US Geol. Surv. 1891—1892, Washington, 1893, p. 211—282.
- Wilson G. Mullion and rodding in the Moine series of Scotland. — Proc. Geol. Assoc., 1953, v. 64, pt. 2, p. 118—151.
- Wilson G. The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. — Bull. Soc. Geol. Belgique, 1961, v. 84, N 9—10, p. 423—548.
- Wilson G. The geometry of cylindrical and conical folds. — Proc. Geol. Assoc., 1967, v. 78, pt. 1, p. 179—209.
- Wynne-Edwards H. R. Flow folding. — Sci., 1963, v. 261, N 9, p. 793—814.
- Wynne-Edwards H. R. Westport map-area, Ontario, with special emphasis on the precambrian rocks. — Geol. Surv. Canada, Mem. 346, 1967, 142 p.
- Yagishita K. On microfabrics of slump fold of the Saikawa anticline in northern Fossa Magna, central Japan. — J. Geol. Soc. Japan., 1971, v. 77, N 12, p. 779—790.
- Zachrisson E. The Remdalen syncline. — Avhand. och Uppsattser Sverig. Geol. Unders., Ser. C., 1964, N 596, Stockholm, p. 1—53.
- Żelazniewicz A. Some remarks on the deformation sequence in the northern part of the Orlica Mts (Middle Sudetes). — Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. terre, 1972, v. 20, N 2, p. 97—105.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
I. Структурные элементы метаморфических горных пород и их значение при изучении наложенной складчатости.	5
Общая характеристика	5
Объемные структурные элементы	7
Первично-осадочные текстуры	7
Ритмичная слоистость	8
Косая слоистость	15
Оползневые текстуры	18
Использование особенностей первично-осадочных текстур при изучении складчатости	19
Полосчатость	22
Сланцеватость	24
Сланцеватость, параллельная слоистости	26
Сланцеватость и кливаж, параллельные осевым плоскостям складок	28
Тектонические сланцеватость и кливаж без синхронного складкообразования	37
Специфические формы сланцеватости	39
Минеральная ориентировка	43
Складки	46
Элементы складки	46
Основные пространственные категории складок	52
Главные типы складчатых форм	54
Геометрия складок	79
Влияние жесткости слоев на морфологию, внутреннее строение и размеры складок	88
Главные и дополнительные складки	96
Складчатые деформации, связанные с будином	111
Плоскостные структурные элементы	115
Линейные структурные элементы	116
Геологические группы линейных элементов	116
Синдеформационная и синметаморфическая линейность	117

Категории линейности и их отношение к тектоническим движениям	117
Минеральная линейность	120
Региональная ориентировка линейных структурных элементов	123
II. Основы геометрического анализа	129
Назначение и метод	129
Стереографическая сетка и работа с ней	130
Типы сеток, проекция плоскости и линии	130
Решение на сетке простейших задач	134
Статистический анализ ориентировки плоскостных и линейных элементов	136
Применяемые типы диаграмм	136
Стереометрия цилиндрических и конических складок	141
Геометрический анализ структурных данных на площади	153
III. Наложённые складчатые структуры (морфология, геология, геометрия)	155
Основные понятия и методические предпосылки исследования наложенных складчатых структур	155
Наложённые деформации и их этапы	155
Геометрические понятия, символы и диаграммы структурных элементов	157
Признаки наложенных деформаций и методические приемы установления последовательности деформаций	161
Категории возрастных взаимоотношений	161
Возрастные взаимоотношения складок	162
Складки одного этапа, особенности, признаки и условия складчатых наложений	162
Морфология складок при двукратной деформации	171
Стереометрия складок при двукратной деформации	184
Особенности складок при многократной деформации (три этапа и более)	189
Взаимный возраст складок и сланцеватости, разновозрастные сланцеватости	192
Типы возрастных взаимоотношений складок и сланцеватости	192
Взаимоотношения сланцеватостей разного возраста	195
Взаимный возраст складок и линейности	198
Взаимный возраст складок, метаморфогенного минералообразования и ультраметаморфизма	201
Синхронное минералообразование и минерализация в межскладчатые периоды	201
Отношение мигматитов к складчатым движениям	204

	Стр.
Взаимный возраст складок, даек и жил	208
Корреляция разновозрастных складок на площади	211
Некоторые практические рекомендации при исследовании наложенной складчатости	213
Последовательность геологических событий при формировании метаморфического комплекса (на примере ладожской серии Балтийского щита)	215
Заключение	222
Литература	224

Анатолий Николаевич Казаков
ДЕФОРМАЦИИ
И НАЛОЖЕННАЯ СКЛАДЧАТОСТЬ
В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСАХ

Утверждено к печати
Институтом геологии и геохронологии
докембрия АН СССР

Редактор издательства Т. Н. Токарева
Художник И. П. Кремлёв
Технический редактор Г. А. Смирнова
Корректоры Л. М. Агадшанова, Ж. Д. Андронова и Е. В. Шестакова

Сдано в набор 30/1 1976 г. Подписано
к печати 25/V 1976 г. Формат 60 × 90^{1/16}.
Бумага №2. Печ. л. 15 + 1 вкл. (1/4 печ. л.) =
15.25 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 16.88.
Изд. № 6090. Тип. зак. № 906, М-30183.
Тираж 900.

Цена 1 р. 70 к.

Ленинградское отделение издательства
«Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская
линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ «АКАДЕМКНИГА»
ИМЕЮТСЯ В НАЛИЧИИ КНИГИ:

Андрусов Н. И. Избранные труды. 1961. 2 р.

Антропоген Южного Урала. 1965. 2 р. 15 к.

Атлас литогенетических типов угленосных отложений Алдано-Чульманского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна. 1970. 1 р. 77 к.

Афанасьев А. П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. 1966. 1 р. 13 к.

Бабкин П. В. Ртутное оруденение Северо-Востока СССР. 1969. 1 р. 18 к.

Вулканизм и тектоника Луны. 1974. 2 р. 10 к.

Елисеев А. И. Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. 1973. 1 р. 19 к.

Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. Сборник статей. Верхняя мантия. № 9. 1972. 2 р. 21 к.

Краевые образования материковых оледенений. 1972. 3 р. 52 к.

Очерки геохимии отдельных элементов. (Развитие идей А. А. Саукова). 1973. 2 р. 75 к.

Пронин А. А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Мезозой. Хронология тектонических движений. 1973. 2 р. 92 к.

Тектоника и магматизм Южного Урала. 1974. 2 р. 82 к.

Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. (Труды совещания). 1974. 2 р. 03 к.

Чувашов Б. И., Дюпина Г. Д. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. (Труды Ин-та геологии и геохимии. Вып. 105) 1973. 2 р. 52 к.

Шуйский В. П. Известковые водоросли нижнего девона Урала. 1973. 1 р. 98 к.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ ПРИСЫЛАТЬ ПО АДРЕСУ:

197110, ЛЕНИНГРАД, Петрозаводская улица, 7

Магазин «Книга — почтой»

Северо-Западной конторы «Академкнига»

1 р. 70 к.

1954

7

1



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ