



**ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ
СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

2775

ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ
СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ
КОМПЛЕКСОВ



Ленинград
«НАУКА»
Ленинградское отделение
1978



О т в е т с т в е н н ы е р е д а к т о р ы

чл.-корр. АН СССР

К.О. КРАТЦ

докт. геол.-мин. наук

А.Н. КАЗАКОВ

П $\frac{20801-632}{055(02)-78}$ 321-78

© Издательство „Наука“, 1978 г.

П р е д и с л о в и е

В изучении геологии докембрия большое место занимают традиционные методы, применяющиеся при исследовании более молодых метаморфизованных стложений. Вместе с тем докембрийские комплексы как образования, сформировавшиеся в условиях глубинных зон земной коры, несут в себе черты сильной переработки в условиях разных, нередко высоких температур и давлений и интенсивных процессов глубинного магматизма. Вследствие этого геологические особенности метаморфических комплексов не могут быть полностью исследованы посредством методики, применяемой при изучении метаморфизованных толщ. В последние 10–15 лет на основании практики геологической работы в докембрийских регионах и теоретического осмысливания полученных результатов были выявлены новые направления исследований в изучении складчатости, метаморфизма и магматизма метаморфических комплексов. Одним из таких направлений является исследование их структурной эволюции, которое приобретает еще большую эффективность в сочетании с исследованием эволюции метаморфизма, составляя в целом основу современной структурно-метаморфической методики изучения докембрийских образований.

Научный совет по геологии докембрия при ОГГГ АН СССР, оценив важность этого нового направления в познании докембрийской геологии и древнейших процессов корообразования, организовал семинар на тему: „Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов“, который проходил в Ленинграде в апреле 1976 г. В предлагаемом читателю сборнике помещены наиболее интересные доклады и выступления участников семинара.

Проведенный на семинаре анализ состояния и перспектив структурно-геологического изучения докембрия показал, что новые структурно-метаморфические методы за последние годы стали одними из ведущих в геологическом изучении докембрия, особенно раннего, и заслуживают скорейшего внедрения в геологическую практику. На их базе возможна разработка новых структурно-возрастных

шкал, которые имеют кардинальное значение для расшифровки геологии глубинных зон и корреляции эндогенных процессов. По своей сути структурно-возрастная шкала представляется одной из важнейших естественных основ для решения таких фундаментальных проблем, как пространственная и временная связь тектоники, метаморфизма и магматизма, эволюция вещественного состава структур земной коры различного типа и в целом строения и становления древнейшей земной коры.

В то же время целесообразность и перспектива применения структурно-петрологических методов при изучении докембрия делают необходимым их дальнейшее совершенствование. Прежде всего это касается разработки единства принципов и комплексности самих методов, а также возможности использовать основывающиеся на них структурно-возрастные шкалы для установления типов и этапов взаимосвязанных эндогенных процессов и обусловленных ими структур земной коры. Началом и стимулом для этого послужат публикуемые ниже материалы.

Чл.-корр. АН СССР
К.О. К р а т ц
Докт. геол.-мин. наук
А.Н. К а з а к о в

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ГЛАВНЕЙШИЕ МЕТОДЫ СТРУКТУРНО-ВОЗРАСТНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ

А.Н. Казаков (ИГД АН СССР)

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Вопросы, которые мы должны рассмотреть на семинаре, относятся к области структурной геологии. Несмотря на то что границы этой науки очень обширны, в ней все же можно выделить отдельные составные части. Как в геологии вообще самостоятельным разделом считается метаморфическая геология, так и в структурной геологии получила право на существование и развитие структурная геология метаморфических пород или метаморфических комплексов. Выделение этой специфической ветви тектонических исследований глубинных зон было подготовлено всем предшествующим изучением складчатости в высоких горизонтах коры.

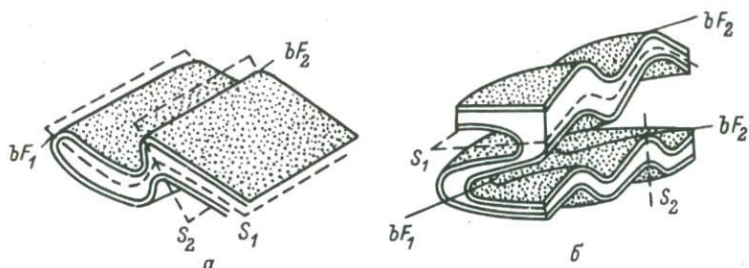
С тех пор как структурная геология приобрела характер самостоятельной дисциплины, что можно, вероятно, отнести к середине прошлого века, в ней стали обособливаться два направления: 1) изучение структурного состояния различных по размеру сегментов горных пород и участков коры и 2) история деформаций. Характер структурного состояния достаточно наглядно выявлялся посредством разрезов и установления пространственных соотношений дислокационных форм. Изучение истории деформаций методически оказалось более сложным. Вплоть до 1940-х годов в арсенале структурной геологии, объектом которой в то время были преимущественно неметаморфизованные породы, не смогли отыскать специальных методов изучения последовательности складчатых деформаций. История деформаций восстанавливалась комплексным способом с привлечением кроме тектонических наблюдений данных по стратиграфии, литологии, палеонтологии и других геологических дисциплин. Главнейшей задачей считалось выявление структурных несогласий. Таким путем для фанерозойских отложений были выявлены крупные эпохи складчатости и их отдельные фазы.

Простое заимствование этой методики для расшифровки истории деформаций в докембрийских образованиях, к которым относится большинство метаморфических комплексов, оказалось невозможным, так как тектоника лишалась своего главного оружия — фауны (как это ни парадоксально звучит!). Поэтому совершенно не случайно, что в выдвинутой Я. Седерхольмом в 1932 г. концепции докембрийских геологических циклов складчатость фигурирует в целом как одноактная для каждого геологического цикла, составляя основное содержание эпохи диасторофизма. Вместе с тем наиболее проницательные авторы на основании отрывочных геологических сведений ставили еще в то время вопрос об этапах формирования складчатости для конкретных докембрийских комплексов. В качестве примера можно привести высказанную Н. Г. Судовиковым в 1939 г. идею о двуэтапном образовании складчатости беломорской серии. Однако твердые основания для расшифровки истории деформаций в немых докембрийских толщах можно было получить только при разработке специальной методики, использующей специфические структурные наблюдения и приемы, напрямую не связанные с данными других дисциплин, в частности стратиграфии. Здесь, вероятно, будет уместно напомнить слова великого русского ученого И. П. Павлова о том, что наука движется толчками, в зависимости от успехов, делаемых методикой; с каждым шагом методики вперед мы как бы поднимаемся ступенькой выше, с которой открывается более широкий горизонт с невидимыми раньше предметами. Рассмотрение специальной методики и составляет цель нашего семинара.

Существо обсуждаемой методики можно было бы обозначить как распознавание наложенных деформаций. Постепенное и преемственное развитие методики наиболее удобно проследить, обратившись к истории ее разработки. Первой работой, имеющей методическое значение для изучения метаморфических комплексов в рассматриваемом нами плане является статья Н. П. Семененко о фазах формирования тектонических структур Кривого Рога, опубликованная в начале 1941 г. Просмотр всех главнейших довоенных периодических изданий Запада убеждает, что иностранные ученые в то время сосредоточили свое внимание на структурной петрологии интрузивных тел и микроструктурном анализе, а о разработке методики исследования структурной эволюции метаморфических комплексов еще не помышляли.

В 1946 г. Н. П. Семененко в книге „Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений“ дал подробную характеристику последовательно проявлявшихся фаз дислокаций в криворожской серии, снабдив ее показательными блок-диаграммами, и сформулировал основные критерии, определяющие наличие нескольких фаз тектонических процессов. Таковыми могут служить следующие данные:

„1. Новые фазы производят изгиб и разлом древней складчатости.



Стандартные морфологические ситуации складчатых наложений.

а — коаксиальная; б — некоаксиальная деформация; S_1 — осевые плоскости ранних складок; S_2 — осевые плоскости поздних складок; bF_1 — шарниры ранних складок; bF_2 — шарниры поздних складок.

2. Они усложняют формы древней складчатости.

3. Формы складок и направление осевых поверхностей различных фаз обычно не совпадают.

4. Наложение новой фазы складчатости более рельефно тогда, когда направление стресса в эту новую фазу не совпадает с направлением стресса предыдущей фазы" (Семененко, 1946, с. 58).

В последующие годы Н.П. Семененко опубликовал материалы, касающиеся фаз формирования складчатой структуры маньчжурской серии Северо-Байкальского нагорья, комплексов Среднего Приднестровья и криворожской серии в ее отдельных рудных узлах (Семененко 1948, 1949, 1953).

Ретроспективно мы устанавливаем, что работами Н.П. Семененко были выявлены стандартные морфологические ситуации складчатых наложений, относимые, по современной терминологии, к коаксиальной и некоаксиальной наложенным деформациям (рисунок). Соотношения, отражаемые рисунком (а), наблюдались и ранее в неметаморфизованных породах (см., например, наблюдения И.В. и Д.И. Мушкетовых в Альпах, 1935, с. 252-255), но им не придавалось принципиального значения. Ныне же нет сомнений в том, что эти морфологические ситуации являются фундаментом, на котором строится все здание методики исследования наложенных деформаций. Деформация складок может быть заменена деформацией синхронных с ними структурных элементов, таких как сланцеватость, линейность, осевые плоскости, шарниры; морфологическим ситуациям может быть придана та или иная кинематическая раскраска, но все это не изменит существа.

С большим сожалением приходится отметить, что работы Н.П. Семененко 1941-1953 гг. не получили в то время заслуженного резонанса среди геологов, а содержащиеся в них методические

принципы не были использованы. Серьезный интерес к обсуждаемой проблеме возник у советских геологов только в середине 1960-х годов, но уже под влиянием работ, опубликованных на Западе.

За границей методика распознавания наложенных деформаций разрабатывалась главным образом американскими и английскими учеными. Первая работа появилась в 1950 г., на 9 лет позже статьи Н.П. Семененко. Это была хорошо известная ныне статья В.Уайта и Р. Дженза по структуре Вермонта (White, Jahns, 1950). Авторы установили, что метаморфические породы были деформированы в две стадии, и дали подробное описание структур ранней и поздней стадий. Стандартная морфологическая ситуация соответствовала изображенной на рисунке. Здесь же сделана первая попытка отразить разные стадии на геологической карте через элементы залегания разновозрастных сланцеватостей.

В 1954 г. стандартная морфологическая ситуация, соответствующая некоаксиальной деформации, была воспроизведена экспериментально (Reynolds, Holmes). При этом также были установлены специфические сечения интерференционной складчатости. В работах Л. Вейсса, а также в статье Дж. Рамси были заложены основы геометрического анализа структурных элементов в условиях наложенной складчатости и сделаны первые попытки кинематического анализа структурных элементов (Weiss, McIntyre, 1957; Weiss, 1959; Ramsay, 1958).

Таким образом, к началу 1960-х годов были выявлены морфологические особенности районов неоднократной складчатости и разработаны приемы ее геометрического анализа, иными словами, была создана в своих основных звеньях методика исследования наложенных деформаций, которая ныне является наиболее эффективной методикой при изучении складчатости метаморфических комплексов. Возможности исследования складчатости были резко расширены.

Современное исследование складчатых структур метаморфических комплексов должно включать:

1) изучение морфологических особенностей складок и их возрастных взаимоотношений, исходящих из морфологии;

2) описание, пространственный и геометрический анализ слоистости и синхронных структурных элементов (шарниры, осевые плоскости, кливаж-сланцеватость, линейности различных типов и др.) для складок разных генераций;

3) изучение пространственных и возрастных взаимоотношений неоднократно проявляющихся складчатых и разрывных дислокаций;

4) определение синхронности или асинхронности складчатых структур тех или иных генераций с проявлениями метаморфизма, ультраметаморфизма и магматизма;

5) изображение на геологической карте пространственного положения и возрастных взаимоотношений складок разных этапов через ориентировку синхронных с ними структурных элементов.

Конечная цель – восстановление структурной истории комплекса. Кинематический анализ структурных элементов и исходящий из него анализ полей напряжений дают интересные дополнительные сведения о динамических условиях образования структур, но заменить собой морфолого–геометрическую основу метода не могут.

В течение 1960–х и в начале 1970–х годов при дальнейшем совершенствовании методики была расшифрована складчатая история древних метаморфических комплексов Шотландии, Гренландии, Канады, Норвегии, западного побережья США и других регионов. Получены также данные о структурной эволюции многих докембрийских метаморфических комплексов Советского Союза. Интенсивные исследования проведены на территории Балтийского и Алданского щитов, на Памире, в восточном обрамлении Сибирской платформы и в других районах.

Советские исследователи, творчески восприняв все методически полезное, что приходило из–за рубежа, тем не менее не пошли по пути простого копирования и подражания, а наметили свои оригинальные направления работы. К настоящему времени в СССР определились четыре школы структурного анализа неоднократно смятых пород метаморфических комплексов.

Школа Института физики Земли АН СССР. Основным направлением исследований является изучение тонких особенностей структуры метаморфических пород, разработка на этой основе способов и приемов картирования неоднократно смятых метаморфических толщ (Эз, 1970, 1972а, б). В последние годы интенсивно развивается также теоретическое и экспериментальное моделирование складчатых процессов в применении к глубоким, способным к конвекции зонам земной коры (Эз, 1975а, б; Гончаров, Горелов, 1975).

Школа Института геологии и геохронологии докембрия АН СССР. Одним из главных направлений является изучение складчатой эволюции в тесной связи с эволюцией метаморфизма. Сотрудниками института выявлена также главная особенность складчатой эволюции метаморфических комплексов – последовательное образование структурных форм в условиях снижающейся пластичности (нисходящие структурные ряды) и на основании этого обоснован объем и содержание деформационных циклов (Миллер, 1973; Казаков, 1976а; Казаков, Миллер, Дук, 1976; Структурная эволюция..., 1977). Представителем этой школы дана сводная монографическая работа по методике исследования наложенных деформаций (Казаков, 1976б).

Школа Института геологии Карельского филиала АН СССР. Для работ этой школы характерен комплексный подход к изучению истории деформаций с уклоном в сторону геометризации. Большое значение придается микроструктурному анализу, который рассматривается, с одной стороны, как дополнительный метод изучения наложенных деформаций и, с другой – как связующее звено, позволяю-

щее синхронизировать деформации и явления метаморфизма (Лазарев, 1971; Лазарев, Кожевников, 1973). Исследователями этой школы разработана региональная шкала структурных событий для докембрия Карелии (Лазарев, 1973).

Школа Геологического института АН Казахской ССР. Основное направление исследований — изучение морфологии и истории формирования сложно дислоцированных толщ низких фаций метаморфизма с генетическим уклоном и экспериментальной проверкой геологических выводов на эквивалентных материалах. В стенах данной школы обосновано понятие о структурном парагенезисе (Паталаха, 1970). Ныне структурный или структурно-метаморфический парагенезис является основой для синхронизации деформаций и метаморфизма. Представителями этой школы проведены фундаментальные исследования в области геометрии наложенной складчатости (Паталаха, Слепых, 1972, 1974). При этом все сложные интерференционные формы воспроизведены экспериментально.

В целом для советских школ структурного анализа неоднократно смятых метаморфических пород характерно стремление к комплексному применению различных методических приемов, углубленная разработка отдельных частей методики, исследование процессов складчатости в тесной связи с явлениями метаморфизма, составление региональных шкал структурных событий.

Несмотря на то что методика исследования наложенных деформаций в современном виде существует всего 10–15 лет, ее применение позволило расшифровать историю становления структур для многих как докембрийских, так и фанерозойских метаморфических комплексов. Обобщение материалов позволило выявить кардинальные особенности в последовательности образования складчатых форм. Сменяющие друг друга этапы складчатости оказалось возможным объединить в структурно-эволюционные ряды (циклы). Методика, начавшись с изучения простых стандартных ситуаций двукратного наложения, вышла ныне на рубеж решения больших геологических задач. Прежде всего это относится к проблемам периодизации докембрия и эволюции геологических процессов.

Расшифровка геологии докембрия — это прежде всего поиски хронологических рубежей, разделяющих крупные совокупности эволюционно направленных геологических процессов. Если говорить о стратиграфии, — то это рубежи, отмечающие формирование различных комплексов, серий, толщ. Для установления временных границ между комплексами или геологическими циклами в геологии докембрия использовались и используются поныне стратиграфические и структурные несогласия, межформационные граниты (как образования на завершающей стадии жизни комплексов), микрофитофоссилии, этапы регионального диафореза, геохронологические методы и т.д. Использование всех этих признаков, способов и методов позволяет, однако, отбивать только крупные куски времени и оказывается бессильным, чтобы расшифровать историю формиро-

вания состава и структуры комплекса или, иными словами, последовательность совершившихся при его образовании геологических событий. Этот существенный пробел в изучении метаморфических комплексов может быть заполнен на основании применения методики структурного анализа неоднократно деформированных пород.

Устанавливая в данном комплексе последовательность образования складчатых форм и выделяя на этом основании этапы складчатости, мы получаем структурно-возрастную шкалу, в которой отдельные этапы складчатости играют роль хронологических реперов. В этой шкале — наиболее дробной из известных ныне геологических шкал для метаморфических комплексов — может быть неизвестен абсолютный возраст этапов складчатости, равно как в большинстве случаев неизвестна длительность перерывов между ними, но их возрастное положение относительно друг друга определяется достаточно надежно. К реперам структурно-возрастной шкалы посредством определения возрастных взаимоотношений со складками того или иного этапа могут быть „привязаны“ другие геологические события, из которых главными для метаморфических комплексов являются процессы метаморфогенного минералообразования и внедрение интрузивных тел. На этой основе могут быть скоррелированы или сопоставлены этапы складчатости с этапами метаморфизма и магматизма и выявлены особенности эволюции каждого из этих процессов в отдельности для конкретных комплексов. Вероятно, нет необходимости доказывать, насколько многообещающа эта перспектива.

К настоящему времени структурно-возрастные шкалы в полной или частичной форме известны для многих метаморфических комплексов. В некоторых комплексах подробно изучены соотношения складчатости с процессами метаморфизма и магматизма. Важно, чтобы таких специально исследованных комплексов было как можно больше. Тогда методика сможет выполнить свою сверхзадачу — создание универсальной структурно-возрастной шкалы, на основе которой может быть восстановлена геологическая история докембрийских комплексов, включая эволюционное развитие складчатости, метаморфизма и магматизма. Выделение в соответствии с современным уровнем знаний эволюционных рядов геологических процессов, объединенных в геологические циклы, отражающие последовательное развитие, кульминацию и затухание складчатости, метаморфизма и магматизма, будет тем основным звеном в периодизации докембрия, которое заменит концепцию Седерхольма, выдвинутую в 1932 г. и ныне уже устаревшую. Мы не предполагаем обсуждать здесь вопросы, связанные с созданием универсальной структурно-возрастной шкалы и периодизации докембрия на ее основе, но должны ясно представлять себе цель, к которой стремимся. Выделение и обоснование деформационных циклов, их соотношения с тектоно-метаморфическими циклами, корреляция районных и региональных структурно-возрастных шкал и другие вопросы более высокого ранга, чем вопросы методики наблюдений и обработки

первичных данных, должны быть, вероятно, обсуждены в полном объеме на одном из следующих семинаров или совещаний.

В числе ближайших задач в области структурной геологии метаморфических комплексов кроме совершенствования методики, которое должно быть самопроизвольным и постоянным, можно назвать следующие:

- 1) определение основных принципов выделения комплексов основания в метаморфических поясах по структурным данным;
- 2) изучение структурных соотношений и структурной эволюции различных структурных ярусов, этажей и геоструктурных зон докембрия;
- 3) типизация метаморфических комплексов, преимущественно докембрийских, на основе их структурной и структурно-метаморфической эволюции;
- 4) изучение синхронного структурного и структурно-метаморфического парагенезиса крупнейших региональных складчатых форм;
- 5) более полное изучение ранних этапов складчатости и метаморфизма в метаморфических комплексах;
- 6) углубленная корреляция ультраметаморфических и магматических процессов с процессами складчатости;
- 7) изотопная датировка структурных реперов;
- 8) экспериментальное воспроизведение многократных складчатых наложений, характерных для метаморфических комплексов;
- 9) составление структурно-эволюционных карт отдельных площадей докембрия СССР;
- 10) сравнение структурного развития докембрийских комплексов со структурным развитием фанерозойских систем с целью получения данных о структурной эволюции коры на протяжении всей ее геологической истории.

Мне бы хотелось закончить словами Э. Аргана (1935, с. 158): „Никогда нельзя переоценить значение, которое имело для нашей науки понятие „складки“. В этом понятии содержатся ясно выраженные или скрытые все главные идеи, которыми долгое время жила и всегда будет жить тектоника, если только их будут правильно понимать“. Будем надеяться, что такого правильного понимания мы в итоге добьемся в области структурной геологии метаморфических комплексов.

Список литературы

- А р г а н Э. Тектоника Азии. Л., 1935. 192 с.
- Г о н ч а р о в М.А., Г о р е л о в Ю.М. Моделирование глубинной метаморфогенной складчатости с применением центрифуги. — В кн.: Кора и верх. мантия Земли, вып. 2, Изд-во Моск. ун-та, 1975, с. 260-268.

К а з а к о в А.Н. Деформационные циклы в раннем докембрии. — В кн.: Геология докембрия, МГК, XXV сессия. Л., 1976а, с. 238–245.

К а з а к о в А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., 1976б, 237 с.

К а з а к о в А.Н., М и л л е р Ю.В., Д у к В.Л. Проблемы структурной геологии раннего докембрия. — В кн.: Проблемы геологии ран. докембрия. Л., 1976, с. 29–36.

Л а з а р е в Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения. — Труды Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, вып. 10. Л., 1971, 192 с.

Л а з а р е в Ю.И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 50–64.

Л а з а р е в Ю.В., К о ж е в н и к о в В.Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л., 1973, 126 с.

М и л л е р Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. — Геотектоника, 1973, № 5, с. 83–93.

М у ш к е т о в И.В., М у ш к е т о в Д.И. Физическая геология, т. 1. Л.–М., 1935. 908 с.

П а т а л а х а Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, 1970. 216 с.

П а т а л а х а Е.И., С л е п ы х Ю.Ф. Геометрическое моделирование пересекающейся складчатости. — В кн.: Вопр. геон. И. Изд-во Моск. ун-та, 1972, с. 110–119.

П а т а л а х а Е.И., С л е п ы х Ю.Ф. Пересекающаяся складчатость (геометрический анализ). М., 1974, 118 с.

С е м е н е н к о Н.П. Фази формування тектонічних структур Кривого Рога. — Геол. журн., 1941, вып. 1, с. 105–128.

С е м е н е н к о Н.П. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Т. I. Киев, 1946, 264 с.

С е м е н е н к о Н.П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы (Байкало-Патомское нагорье). Киев, 1948, 390 с.

С е м е н е н к о Н.П. Структура кристаллического массива Среднего Приднепровья. Киев, 1949, 112 с.

С е м е н е н к о Н.П. и др. Структура рудных полей Криворожских железорудных месторождений. Т. II. Описание рудников. Киев, 1953, 697 с.

С т р у к т у р н а я э в о л ю ц и я метаморфических комплексов. Л., 1977. 159 с.

С у д о в и к о в Н.Г. Материалы по петрологии западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). — Тр. Ленингр. геол. упр., 1939, вып. 17, с. 1–8.

Э з В.В. Особенности структуры метаморфических толщ. — В кн.: Очерки структур геологии сложно дислоцир. толщ. М., 1970, с. 192–258.

Э з В.В. Методы изучения структур метаморфических толщ. - В кн.: Метод. указания по геол. съемке м-ба 1:50 000. Вып. 4. - Геол. съемка в областях развития метаморфич. образований. Л., "Недра", 1972а, с. 117-180.

Э з В.В. Особенности тектоники метаморфических комплексов и их значение для решения некоторых вопросов строения и развития земной коры. - В кн.: Вопр. геонии. Изд-во Моск. ун-та, 1972б, с. 169-189.

Э з В.В. Формирование структуры глубинных частей континентальной коры. - Вестн. АН СССР, 1975а, № 8, с. 40-48.

Э з В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. Автореф. докт. дис. М., 1975б, 28 с.

R a m s a y J.G. Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire, - Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, vol. 113, p. 3, N 451, p. 271-308.

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, vol. 91, N 6, p. 417-444.

S e d e r h o l m J.J. On the geology of Fennoscandia with special reference to the pre-Cambrian. - Bull. Com. Geol. Finl., 1932, N 93, p. 1-30.

W e i s s L.E. Geometry of superposed folding. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, vol. 70, N 1, p. 91-106.

W e i s s L.E., M c I n t y r e D. Structural geometry of Dalradian rocks at Loch Leven. - J. Geol., 1957, vol. 65, N 6, p. 575-602.

W h i t e W.S., J a h n s R.H. Structure of central and east-central Vermont. - J. Geol., 1950, vol. 58, N 3, p. 179-220.

М.А. Г о н ч а р о в (Моск. гос. ун-т)

НЕОБХОДИМОСТЬ
КРИТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДОСТИЖЕНИЙ
СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ
НЕМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Проблема складкообразования в метаморфических комплексах сравнительно молода. Вполне естественно, что ее решение опирается на гораздо более солидный опыт изучения складчатости неметаморфизованных, в первую очередь осадочных толщ. Возникает вопрос, в достаточной ли мере и насколько критически этот опыт используется. Всестороннее освещение этого вопроса требует специального исследования. В рамках же данной статьи можно

лишь привести некоторые, на наш взгляд, характерные примеры, представляющие собой не более чем „информацию к размышлению“.

Проблема складкообразования имеет много аспектов. Остановимся на трех — возрасте, морфологии и механизме складчатости.

В о з р а с т с к л а д ч а т о с т и. Одним из существенных достижений структурной геологии неметаморфизованных толщ является установление миграции фаз складкообразования во времени (Белоусов, 1962а, 1975; Хайн, 1973). При инверсии геосинклинального режима складчатость сначала возникает в областях центральных поднятий, а затем по мере разрастания этих поднятий постепенно распространяется в периферические области смежных краевых прогибов. При этом пространственная ориентировка более поздних периферических складок весьма часто наследует ориентировку более ранних центральных складок. Если бы при изучении эволюции такой складчатости был применен только геометрический анализ, то последовал бы ошибочный вывод об одновременности возникновения центральных и периферических складок.

Весьма вероятно, что миграция фаз складкообразования свойственна и метаморфическим комплексам. Думается, что это обстоятельство следует иметь в виду при вынесении суждений об относительном возрасте складчатости в смежных районах.

М о р ф о л о г и я с к л а д ч а т о с т и. Другое важное достижение структурной геологии неметаморфизованных толщ — выделение среди складчатых деформаций нескольких различных типов, имеющих разное происхождение (Белоусов, 1962б). Основные морфологические типы — это складчатость прерывистая, или идиоморфная, и полная, или голоморфная, а также складчатость промежуточного типа (Белоусов, 1971). На этой основе производится районирование складчатых областей по типам складчатости. В результате выяснилось, что описанная выше миграция фаз складкообразования сопровождается изменением типа складчатости во времени. Если в областях центральных поднятий доминирует полная складчатость, то по мере продвижения к периферии этих областей она сменяется складчатостью сначала промежуточного, а затем прерывистого типа (Белоусов, 1975).

Что касается складчатости метаморфических толщ, то здесь морфологическая типизация находится, по-видимому, лишь в стадии становления. Выделение складок цилиндрического и конического типа, трех видов наложенной складчатости и т.п. (Turner, Weiss, 1963; Елисеев, 1967; Ramsay, 1967; Казаков, 1976) — это операции, которые не доведены еще до стадии районирования складчатых областей по типам складчатости. Возможность такого районирования заложена в неоднородности складчатой структуры метаморфических толщ, на которую мы уже пытались обратить внимание (Гончаров и др., 1974).

Есть основания предполагать, что разработка единой схемы типизации складчатости и выявление пространственного расположения ее различных типов позволят высказывать более обоснован-

ные суждения как о возрасте, так и о генезисе складчатости метаморфических толщ.

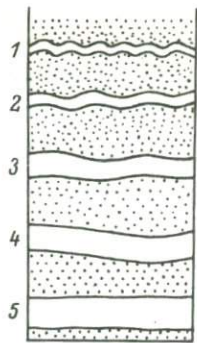
Механизм складчатости. В предыдущих разделах были приведены примеры того, в каком направлении можно использовать достижения структурной геологии неметаморфизованных толщ. Здесь будет сделана попытка обратить внимание на опасность некритического использования этих достижений без учета специфики складчатых деформаций метаморфических комплексов.

Как известно, существует несколько механизмов формирования складчатости в обстановке продольного сжатия, т.е. сжатия, направленного вдоль слоистости или ее механических аналогов — вторичной полосчатости, сланцеватости и т.п., — другими словами, вдоль той плоскостной текстуры, которая сминается в складки. В тех случаях, когда в процессе складкообразования развивается кливаж, секущий слоистость, регистрация ориентировки поверхностей кливажа относительно слоистости и осевой плоскости складок дает основания утверждать, что совместно действуют три механизма деформации: 1) изгиб слоев, 2) утонение кливажных пластин; 3) скольжение кливажных пластин одна относительно другой (Гончаров, 1977). Это согласуется с результатами экспериментов на эквивалентных материалах (Лебедева, 1976). Два последних механизма действуют под названиями „ламинарное течение“, „скальвание“ и т.п. По-видимому, они достаточно универсальны, т.е. представление о них не нуждается в особых коррективах при изучении складчатости метаморфических комплексов.

Иначе обстоит дело с механизмом изгиба. В последнее время показано теоретически и экспериментально, что роль изгиба при складкообразовании тем значительнее, чем больше контраст между вязкостью рассматриваемого слоя и вязкостью окружающей среды. На рис. 1 изображено дисгармоничное изгибание слоев, имеющих различную вязкость, при одинаковом продольном сокращении. В слое 1, вязкость которого максимальна, преобладает изгиб. В слое 5, вязкость которого близка к вязкости окружающей среды, происходит только равномерное продольное сплющивание.

Изгиб играет значительную роль при складкообразовании в осадочных толщах, где контраст вязкости, т.е. отношение вязкости компетентных слоев, таких как песчаники и известняки, к вязкости некомпетентных глинистых слоев превышает 10 (Ramsay, 1967). Однако уже в кливажированных осадочных толщах оценки контраста вязкости снижаются до значений около 5 (Паталаха и др., 1973; Гончаров, 1977). При начальном метаморфизме мраморизованные известняки становятся некомпетентными по сравнению с филлитами (Гончаров, Фролова, 1977), что находится в соответствии с результатами экспериментов по совместной деформации глинистых и карбонатных пород в обстановке высоких давлений и температур (Лучицкий и др., 1967). Другими словами, при прогрессирующем метаморфизме на фоне общего снижения вязкости и повышения текучести пород наблюдается тенденция к резкому умень-

Рис. 1. Дисгармоничное изгибание слоев, имеющих различную вязкость при одинаковом продольном сокращении (по Белоусову, 1971).



Вязкость слоев уменьшается от 1 к 5. Вязкость среды (точки) близка к вязкости слоя 5. В слое 1 преобладает изгиб, в слое 5 произошло только продольное сплющивание. Роль последнего нарастает от 1 к 5.

шению, а возможно, и к полной ликвидации контраста вязкости смежных слоев. Если следовать теории (рис. 1), то при этих обстоятельствах в деформациях метаморфических толщ нельзя ожидать действия механизма игиба. Однако полевой материал, в первую очередь наличие концентрических складок в метаморфических толщах, свидетельствует о том, что и в этом случае изгиб играл заметную роль при складкообразовании (Елисеев, 1967; Казаков, 1976). Моделирование метаморфогенной складчатости, при котором тонкие слои нагретого эквивалентного материала, имевшие одинаковую вязкость, изогнулись в мелкие складки (Гончаров, настоящий сборник), также подтверждает роль изгиба при отсутствии контраста вязкости смежных слоев.

Таким образом, отраженные на рис. 1, представления о факторах, благоприятствующих изгибу, не являются универсальными и не могут распространяться на складчатость в метаморфических комплексах. Модель осадочной толщи в виде компетентных слоев, заключенных в некомпетентную среду (рис. 1), следует рассматривать лишь как частный случай более широкого класса моделей, где в качестве объекта приложения сил фигурирует анизотропная среда. В этом классе должны быть представлены следующие типы моделей, отражающих разнообразие деформируемых плоскостных текстур.

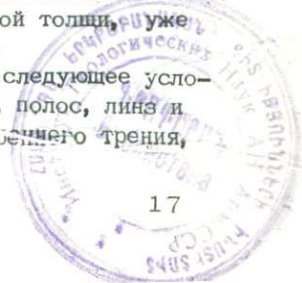
1. Слоистая или полосчатая среда, в которой наличие контраста вязкости смежных слоев не обязательно.

2. Линзовидно-полосчатая среда, представляющая собой аналог метаморфической толщи, в которой первичная слоистость затухевана ориентированной под углом к ней вторичной полосчатостью.

3. Сланцеватая среда - аналог метаморфической толщи, в которой первичная слоистость затухевана вторичной сланцеватостью.

4. Складчатая среда - аналог метаморфической толщи, уже подвергшейся складкообразованию первой генерации.

Общим для всех этих типов моделей является следующее условие: коэффициент трения на границе смежных слоев, полос, линз и минералов должен быть меньше коэффициента внутреннего трения.



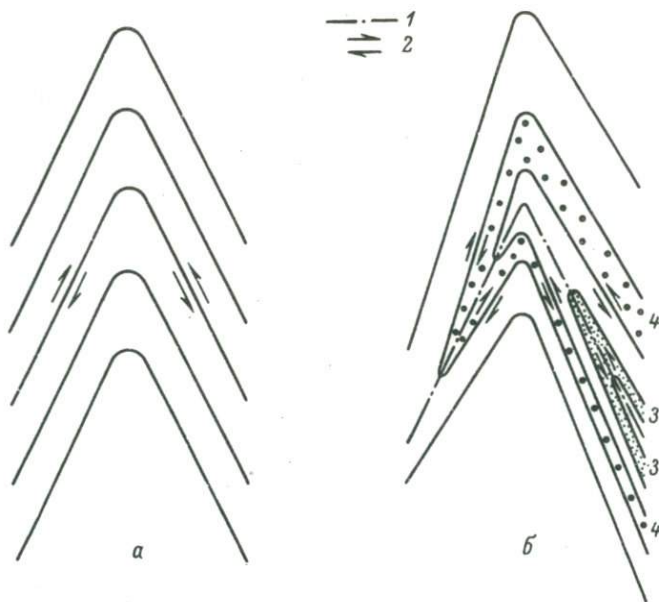


Рис. 2. Изгиб и относительное скольжение геологических тел, сминающихся в простые (а) и наложенные (б) складки.

1 — осевые поверхности складок первого этапа деформации, 2 — направление относительного скольжения при изгибе.

отражающего вязкость перечисленных геологических тел. Это условие совершенно необходимо, если иметь в виду обязательную сопряженность изгиба с относительным скольжением смежных геологических тел. В качестве примера, часто фигурирующего в учебниках структурной геологии, можно привести изгибание пачки листов бумаги. Если на торце этой пачки нанести метки, то при изгибе пачки по меткам обнаруживается относительное скольжение смежных листов. Если же все листы этой пачки предварительно склеить, то пачка обнаружит неспособность к изгибу.

В этой связи серьезную проблему представляет собой изгиб толщи в складки второй генерации. Нарисовать его на бумаге не составляет труда — см. рис. 2, б. Гораздо сложнее выяснить механизм относительного скольжения элементов первичных складок. Разберем этот вопрос подробнее.

Рис. 2, а отличается от рис. 2, б тем, что в первом случае изгибается первичная слоистость, а во втором — осевые плоскости изоклиналильных складок, возникших на более раннем этапе деформации. Поскольку предполагается, что в обоих случаях действуют законы изгиба, то на правых крыльях складок должно осу-

ществляться левостороннее, а на левых – правостороннее скольжение, показанное сопряженными парами стрелок. Но тогда слой 3 (рис. 2, б) подвергается в замке изоклиальной складки первой генерации риску разрыва вдоль осевой поверхности этой складки. В подошве слоя 4 на левом крыле той же антиклинальной складки первой генерации происходит левостороннее скольжение, в то время как на первом этапе деформации при формировании этой складки на ее левом крыле осуществлялось правостороннее скольжение, по аналогии с левым крылом складки, изображенной на рис. 2, а. На правом же крыле нашей изоклиальной антиклинали направление относительного скольжения на втором этапе деформации не изменилось. Является ли такая деформационная система в механическом смысле „жизнеспособной“ – на этот вопрос ответить далеко не просто.

Подобных примеров можно было бы привести много. Совершенно очевидно, что выяснение механизма складчатых деформаций в метаморфических комплексах, в особенности механизма наложенной складчатости, – это принципиально новое направление в изучении кинематики и динамики складкообразования. Здесь вряд ли помогут в готовом виде рецепты, выработанные при исследовании складчатости неметаморфизованных толщ.

Список литературы

Бел о у с о в В.В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962а, 608 с.

Бел о у с о в В.В. Проблема происхождения складчатости. – В кн.: Складчатые деформации зем. коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962б, с. 3–8.

Бел о у с о в В.В. Структурная геология. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, 278 с.

Бел о у с о в В.В. Основы геотектоники. М., „Недра“, 1975, 263 с.

Гончаров М.А. Кливаж. – В кн.: Очерки структур. геологии сложно дислоцир. толщ. 2-е изд. М., „Недра“, 1977, с. 93–119.

Гончаров М.А. Математическое и физическое моделирование глубинной метаморфогенной складчатости. – Настоящ. сб., с. 64–75.

Гончаров М.А., Лебедева Н.Б., Малиужкин А.Г., Фролова Н.С. Неоднородность складчатой структуры метаморфических толщ (на примере Григольхонья, Западное Прибайкалье). Рукопись депонир. в ВИНТИ 11.06.1974, № 1567–74. Деп. М., Моск. ун-та, 1974, 29 с.

Гончаров М.А., Фролова Н.С. Пример изменения вязкости горных пород при начальном метаморфизме. – Геотектоника, 1977, № 3, с. 113–116.

Е л и с е е в Н.А. Складки и складчатость. - В кн.: Деформации и структура докембрийских толщ. Л., "Наука", 1967, с. 6-27.

К а з а к о в А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., "Наука", 1976, 239 с.

Л е б е д е в а Н.Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. - Геотектоника, 1976, № 2, с. 31-43.

Л у ч и ц к и й И.В., Г р о м и н В.И., У ш а к о в Г.Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск, "Наука", 1967, 73 с.

П а т а л а х а Е.И., П о л я к о в А.И., Г и о р г о б и а н и Т.В. Анализ закономерностей расположения кливажа в складчатой структуре. - Геология и геофизика, 1973, № 9; с. 23-30.

Х а н н В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973, 512 с.

R a m s a y J.G. Folding and fracturing of rocks. N.Y., Mc Graw Hill, 1967. 568 p.

T u r n e r F.J., W e i s s L.W., Structural analysis of metamorphic tectonites. N.Y., Mc Graw Hill, 1963. 545 p.

Ю.В. М и л л е р (ИГГД АН СССР)

СООТВЕТСТВИЕ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ ПОЛЯМ НАПРЯЖЕНИЙ - ВАЖНЕЙШИЙ ПРИНЦИП ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНОСТИ ДЕФОРМАЦИЙ

Определение разновозрастности и последовательности развития структурных форм лежит в основе современного структурного анализа. Используемые для этого методы позволяют разложить наблюдаемую в настоящее время структуру на элементарные составляющие - структурные формы отдельных этапов деформации - и представить поэтапно процесс становления и развития исследуемой структуры. Это открывает широчайшие возможности для выяснения эволюции изучаемых объектов, определения их структурных и возрастных соотношений. Наконец, последовательно сформированные структурные формы служат относительной временной шкалой, к которой привязываются самые разнообразие геологические события - метаморфические, ультраметаморфические, магматические и др. Поэтому от аргументации разновозрастности и последовательности развития структурных форм нередко существенным образом зависят наши представления не только о закономерностях структурного развития изучаемых комплексов, но и об их возрасте,

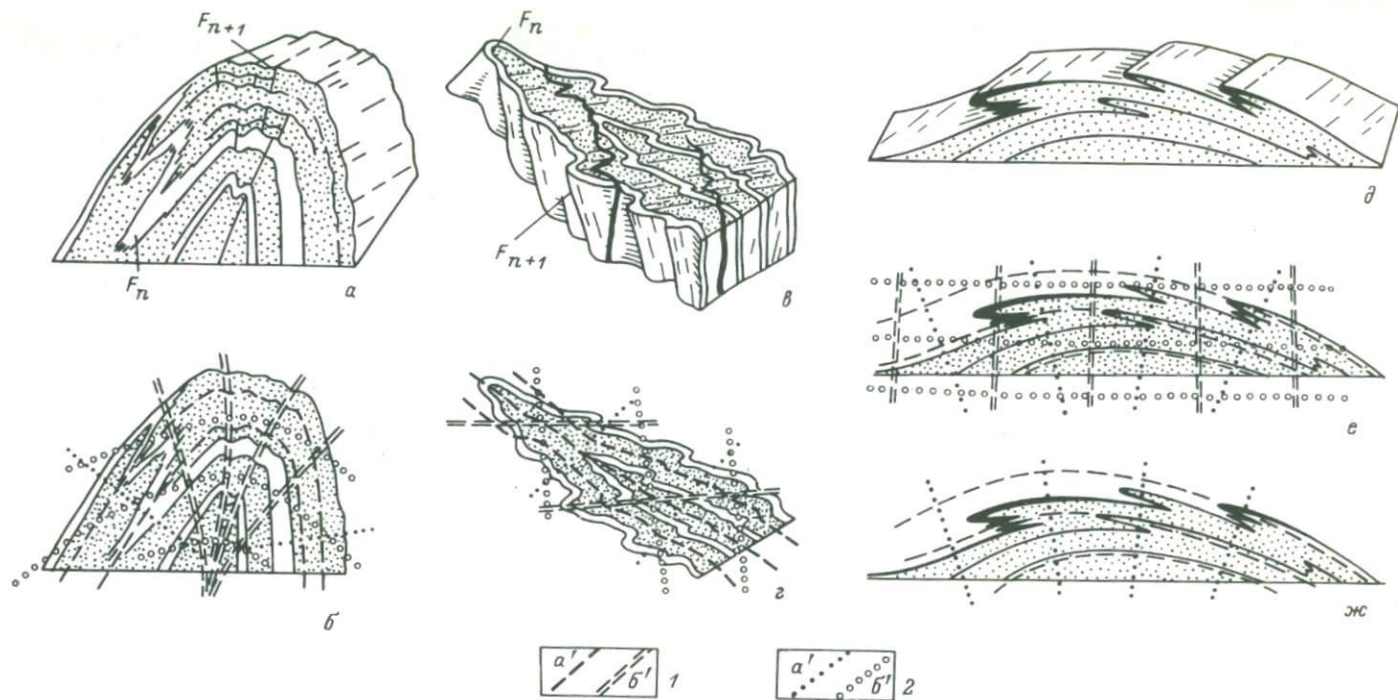


Рис. 1. Пространственные сочетания структурных форм и их интерпретация с позиций принципа соответствия структурных форм полям напряжений.

1 - проекция поверхностей сплющивания (a' - первичных, b' - наложенных полей напряжений); 2 - траектории σ_3 (a' - первичных, b' - наложенных полей напряжений).

очередности тех или других геологических процессов, истории геологического развития района.

Для определения последовательности развития структурных форм обычно используются признаки наложенной деформации (Turner, Weiss, 1963; Ramsay, 1967; Эз, 1970; Казаков, 1976). Наложенными называются деформации, которые искажают ранее сформированные структурные формы и приводят к становлению новой системы структурных элементов (Миллер, 1976). Отсюда, в частности, складки F_{n+1} (рис. 1, а, в) принимаются как результат деформации, наложенной на ранее сформированную складчатую структуру (F_n). Нетрудно видеть, что при такой системе доказательств разновозрастности и последовательности развития структурных форм а priori исключается возможность одновременного развития складок F_n и F_{n+1} . Отсутствие строгой системы аргументации приводит к различной интерпретации одних и тех же пространственных сочетаний структурных форм. Одни исследователи видят в них результат одноактной деформации в условиях дифференциальных движений, другие — рассматривают как отражение многократной деформации.

Во многих случаях заведомую разновозрастность структурных форм и последовательность их развития удается обосновать на основании косвенных методов и признаков. Например, известны случаи, когда одна и та же система жил не искажается складками F_n , но деформируется в складки F_{n+1} (рис. 1, в). В этом и подобных случаях разновозрастность и последовательность развития структурных форм может считаться безусловно доказанной. На практике, однако, далеко не всегда представляется возможность для проведения такого рода доказательств. Кроме того, если даже во многих случаях на основании косвенных признаков удается доказать разновозрастность наблюдаемых структурных форм, из этого еще не следует, что в других случаях подобная структура не может являться результатом одноактной деформации. Другими словами, вопрос состоит в том, можно или нельзя создать такие условия, при которых одновременно развиваются перескакивающие и деформирующие одна другую системы складок, кливажа, линейности и т.п. Попробуем в этом разобраться. В основу построений положим такую строгую физическую категорию, какой является поле напряжений.

В а ж н е й ш и е с в о й с т в а п о л я н а п р я ж е н и й. Напомним, что напряжением называется величина внутренних сил, возникающих в твердом теле в ответ на внешние воздействия. Тектоническое поле напряжений — совокупность напряжений, возникающих в геологическом пространстве под влиянием тектонических сил и геологических процессов. Отметим следующие четыре важнейших свойства поля напряжений, присущие, в частности, тектоническому полю напряжений и определяющие закономерности пространственного развития структурных форм.

1. Каждая точка поля напряжений полностью определяется величиной и ориентировкой трех взаимно перпендикулярных нормаль-

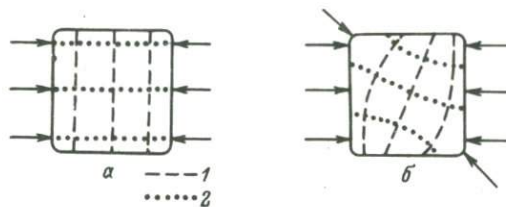


Рис. 2. Распределение траекторий нормальных напряжений в теле до (а) и после (б) приложения дополнительной нагрузки.

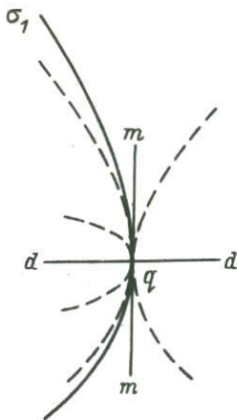
1 - траектории σ_1 (проекция поверхности сплющивания); 2 - траектории σ_3 .

ных напряжений σ_1 , σ_2 , σ_3 . При изучении геологических объектов не представляется возможным судить о величине нормальных напряжений; приходится оперировать лишь направлениями или траекториями их действия. Отсюда σ_1 обозначает направление максимального растяжения или минимального сжатия, σ_3 - направление максимального сжатия или минимального растяжения, σ_2 - промежуточное направление. Соответственно для настоящих построений удобно рассматривать поле напряжений, выраженное через траектории нормальных напряжений. Под изменением поля напряжений понимается изменение ориентровки траекторий нормальных напряжений во времени или в пространстве.

2. Поле напряжений одновременно может располагать только одной системой траекторий нормальных напряжений. Если бы это свойство поля напряжений не соблюдалось, мы бы имели точки, напряженное состояние которых определяется двумя или несколькими пересекающимися траекториями σ_1 , σ_2 , σ_3 , что противоречит первому свойству поля напряжений. Отсюда следует, что если к телу, находящемуся в напряженном состоянии (рис. 2, а), приложить дополнительную систему сил, это не может привести к возникновению еще одной системы нормальных напряжений. Любое твердое тело как идеальный компьютер мгновенно суммирует возникающие в нем напряжения и сводит к единственной системе траекторий σ_1 , σ_2 , σ_3 (рис. 2, б).

3. Траектории одноименных нормальных напряжений могут испытывать виргацию (ветвление), что не противоречит ортогональности системы нормальных напряжений для каждой точки поля. Действительно, допустим, что траектория нормального напряжения, например σ_1 , представляет собою кривую (рис. 3). Тогда траектория напряжения σ_1 для произвольной точки Q , принадлежащей этой кривой, определится как касательная (mm) к кривой в точке Q , а траектория σ_3 - как перпендикуляр (dd) к касательной (mm), проведенный через точку Q . Но через Q можно провести бесконечное множество кривых касательных к mm , и

Рис. 3. Виргаша траекторий одноименных нормальных напряжений.



все они в точке q будут перпендикулярны dd . Таким образом, все эти кривые (на рис. 3 показаны пунктиром), пучком расходящиеся из точки q , т.е. испытывающие виргашу, могут оказаться траекториями σ_1 , что находится в полном соответствии с первым свойством поля напряжений.

Признаки виргаша траекторий нормальных напряжений постоянно встречаются; например, виргаша шарниров разновозрастных складок или веерообразный кливаж. Из сказанного следует, что траектории нормальных напряжений могут иметь любую кривизну, но не могут пересекать сами себя. В противном случае имелись бы точки, напряженное состояние которых определяется двумя системами нормальных напряжений, чего, как мы уже выяснили, не может быть.

4. В объектах, содержащих контакты тел, различных по механическим свойствам, а также нарушения сплошности (трещины, разрывы и др.), поле напряжений дискретно. Под дискретностью понимается скачкообразное изменение ориентировки траекторий нормальных напряжений в пространстве. Так, например, в геологическом пространстве, выполненном известняками, гранитами, основными вулканитами, поле напряжений дискретно в силу резкой механической неоднородности названных пород. Дискретность поля напряжений часто весьма отчетливо выступает при совместной складчатой деформации слоев, существенно отличающихся по своей вязкости (рис. 4, а, б), или в породах, содержащих разрывы (рис. 4, е). В телах, механические свойства которых изменяются в пространстве постепенно, дискретность поля напряжений не проявляется.

Положение структурных форм в поле напряжений. Различные структурные формы занимают в поле напряжений вполне определенное положение. Начнем с рассмотрения ориентировки относительно траекторий нормальных напряжений кливажа и слан-

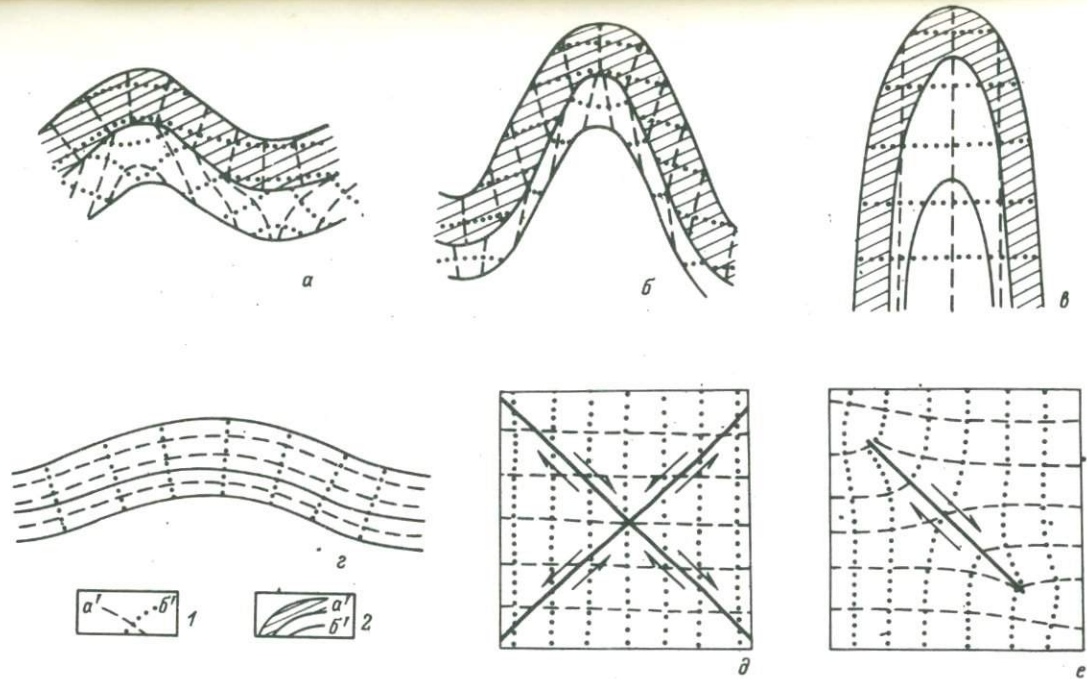


Рис. 4. Распределение траекторий нормальных напряжений.

а, б, в - в складках продольного сжатия (реконструкция по автору); г - в складке поперечного сжатия (реконструкция по автору); д - относительно сопряженных трещин скальвания (по В.М. Гзовскому и др.); е - в зоне единичного конечного разрыва (по Ramsay, 1967, со ссылкой на Anderson, 1951); 1 - характеристика полей напряжений: a' - траектории \mathcal{G}_1 (проекция поверхностей сплющивания), $б'$ - траектории \mathcal{G}_3 ; 2 - пласты различной вязкости (a' - повышенной, $б'$ - пониженной). Стрелками показаны направления относительного смещения.

цеватости.* Генетическая общность этих плоскостных элементов в настоящее время может считаться доказанной (Ажгирей, 1967; Паталаха, 1970, и др.). Широко распространена точка зрения, согласно которой регионально развитые сланцеватость и кливаж не имеют самостоятельного значения и неразрывно связаны со складками. Это представление основано на рассмотрении весьма распространенного случая, когда сланцеватость (кливаж) и складки продольного сжатия развиваются в условиях единого поля напряжений, т.е. относятся к одному структурному парагенезису (Миллер, 1976), и потому находятся в строгом пространственном соотношении. В то же время можно назвать множество метаморфических комплексов, в которых регионально развитая сланцеватость, параллельная слоистости, не сопровождается развитием складок, что подтверждается наблюдениями в обнажениях и контролируется стратиграфией. Нередко сланцеватость или кливаж развиваются по крупным телам совершенно массивных ортопород, вообще не способных к складчатой деформации. С другой стороны, сплошь и рядом встречаются складки, в том числе изоклиналильные, которые не сопровождаются кливажем или сланцеватостью. Таким образом, сланцеватость (кливаж) и складки — две самостоятельные формы реакции горных пород на внешние силы, и потому должны рассматриваться отдельно.

Ряд экспериментальных и теоретических работ, исследования многих геологических объектов показывают, что сланцеватость и кливаж отвечают поверхностям сплющивания, т.е. поверхностям перпендикулярным к максимальному сжимающему напряжению σ_3 (Луцицкий и др., 1963, 1964; Паталаха, 1969, 1970; Roberts, Stromgard, 1972; Wickham, 1972; Паталаха и др., 1971; Wood, 1974; Миллер, Милькевич, 1975, и др.). Использование этой закономерности открывает принципиальную возможность реконструировать важнейшие элементы полей напряжений — ориентировку поверхностей сплющивания и траекторий σ_3 — для любых геологических объектов (в первую очередь складок), становление которых сопровождалось развитием сланцеватости или кливажа. Для этого необходимо лишь обосновать, что сланцеватость или кливаж синхронны со становлением данного объекта и существенно не искажены деформациями. Рассмотренное ниже положение складок различного типа в поле напряжений основано на использовании этой методики, предложенной впервые В.И. Громиным (1975).

Ориентировка сланцеватости (кливажа) в складках продольного сжатия позволяет наметить три основных типа распределения траекторий нормальных напряжений для этих складок (Казаков, 1976). Первый тип (рис. 4, а) встречается в природе чрезвычайно редко (Dieterich, 1969; Roberts, 1971) и, по-

* Здесь имеется в виду только сланцеватость, представляющая собой результат деформации.

видимому, не имеет самостоятельного значения, поскольку устанавливается лишь в слоях, отличающихся по вязкости от окружающих пород. Нами ориентировка сланцеватости, отвечающая такому распределению напряжений, наблюдалась лишь один раз — в замке мелкой сжатой складки метаморфического комплекса хребта Музкол (Центральный Памир). Но в условиях эксперимента был получен именно этот тип распределения нормальных напряжений (Бондаренко, Лучицкий, 1969). Второй тип (рис. 4, б) характеризуется противуположным квиважным веером в слоях повышенной и пониженной вязкости и наиболее типичен для неметаморфизованных или слабо метаморфизованных пород. Распределение третьего типа (рис. 4, в) — самое простое — характеризуется строгой параллельностью сланцеватости или квиважа осевым поверхностям складок. Этот тип распределения характерен для изоклинальных складок неметаморфизованных пород, а также для подавляющего большинства складок, формирующихся в условиях метаморфизма. При всей своей специфике выделенные типы распределения нормальных напряжений в складках продольного сжатия обнаруживают черты принципиального сходства. В частности, для всех типов траектории σ_3 перпендикулярны к осевым поверхностям. Кажется наиболее вероятным, что рассмотренные типы отвечают стадиям развития складок в условиях постепенного падения упругих свойств деформируемых пород и смены изгиба расплющиванием от первого к третьему типу.

Ориентировка сланцеватости, синхронной со складкам поперечного сжатия, показывает, что поверхности сплющивания описывают эти складки и, как правило, примерно совпадают с деформированными плоскостными элементами (рис. 4, г), т.е. картина резко отличается от наблюдавшейся в складках продольного сжатия. Примерно такое же распределение нормальных напряжений получено при экспериментальном воспроизведении складок поперечного сжатия под действием мягкого штампа. В то же время в условиях эксперимента поверхности сплющивания не параллельны подошве и кривле деформированного слоя и образуют с ними острый угол (Гзовский, 1963, с. 371).

Положение линейности в поле напряжений нельзя считать установленным однозначно. Ограничимся рассмотрением линейности, представленной трехосными объектами, отличающимися по вязкости от окружающей среды, — гальками, оолитами, минеральными агрегатами и др. Эксперименты Г. Рамберга (Ramberg, 1955) показали, что такого рода тела в условиях пластической деформации переориентируются и стремятся занять положение, параллельное направлению максимального растяжения σ_1 . Позднее вывод Г. Рамберга проверил и подтвердил В.С. Милеев (1970) путем реконструкций полей напряжений по методу М.В. Гзовского.

Согласно Е.М. Андерсону (Anderson, 1951), М.В. Гзовскому (1963), Рамси (Ramsay, 1967) и др., биссектриса острого угла, образованного сопряженными трещинами скалывания,

отвечает траектории σ_3 , биссектриса тупого угла – траектории σ_1 (рис. 4, д). Эта закономерность относится к реконструкции того поля напряжений, которое имело место до образования трещин скальвания. Значительно более сложное распределение напряжений в зоне единичного конечного разрыва, образованного по принципу скальвания, установлено Е.М. Андерсоном (1951) на основе теоретических расчетов и позднее подтверждено путем моделирования Д.Н. Осокиной, А.С. Григорьевым и Н.Ю. Цветковой (1974, рис. 4, е).

О п р е д е л е н и е о д н о в о з р а с т н о с т и и р а з н о в о з р а с т н о с т и с т р у к т у р н ы х ф о р м. Структурные формы, отвечающие единому полю напряжений, условно рассматриваются в качестве одновозрастных и относятся к одному этапу деформации или, если речь идет об однотипных структурных формах, к одной генерации. При реконструкции полей напряжений для структурных форм одного этапа деформации не должно иметь места пересечение траекторий одноименных нормальных напряжений. Рассмотренные выше важнейшие свойства поля напряжений и положение в нем наиболее распространенных структурных форм позволяют прийти к выводу, что структура, сформированная в результате одного этапа деформации, не может быть произвольной – на нее накладываются совершенно определенные ограничения. Действительно, если единому полю напряжений может принадлежать только одна система поверхностей сплющивания, одна система направлений максимального сжатия и одна система направлений максимального растяжения, то отсюда следует, что структура, обусловленная единым полем напряжений, может располагать только одной системой каждой из рассмотренных структурных форм.* При этом под одной системой понимается такая совокупность однотипных структурных форм, которым присущи виргация и дискретность развития в геологическом пространстве, которые могут изначально обладать любой кривизной, но которые не могут пересекать сами себя. Следует отметить, что природа „не пользуется“ потенциальными возможностями единого поля напряжений. Реально наблюдаемые региональные тектонические поля напряжений, как правило, сравнительно просты, а осложнения их в деталях связаны главным образом с различными механическими свойствами пород.

Сделанные выводы позволяют, в частности, утверждать, что какая бы система сил ни была приложена одновременно к деформируемому телу, в нем может развиваться только одна система складок продольного сжатия. Это частное заключение, сделанное на основе теоретических построений (Миллер, 1976), еще не будучи сформулированным, получило экспериментальное подтверждение

* В этом смысле сопряженные трещины скальвания понимаются как единая система структурных элементов.

(Паталаха, Слепых, 1974). Многослой, изготовленный из смеси петролатума и каолина, одновременно сжимался в разных направлениях и с разной скоростью, что не привело к развитию двух или нескольких пересекающихся складок. Во всех опытах формировалась одна складка, в одном случае обнаруживающая отчетливую виргацию шарнира.

Две или несколько систем различных структурных форм, развивающихся в условиях единого поля напряжений, должны находиться в строгом пространственном соотношении. Выше уже рассматривались соотношения складок продольного сжатия с кливажем или сланцеватостью. Линейность, образованная трехосными объектами, может занимать в этой структуре лишь два положения, соответствующие α - или β -линейности в зависимости от ориентировки \mathcal{B}_1 . Сопряженные трещины скалывания статистически параллельны \mathcal{B}_2 и образуют с \mathcal{B}_1 и \mathcal{B}_3 углы $\sim 45^\circ$ и т.д. Особого рассмотрения заслуживают пространственные соотношения складок продольного и поперечного сжатия. Специфика поля напряжений, связанного со складками поперечного сжатия, заключается в том, что системы поверхностей сплющивания имеют криволинейные очертания (рис. 4, г). Поскольку структура, обусловленная единым полем напряжений, может располагать только одной системой поверхностей сплющивания, то этой же системой должны определяться и складки продольного сжатия. Тогда складки поперечного и продольного сжатия, сформированные в условиях единого поля напряжений, могут выглядеть так, как показано на рис. 1, д. Такие структурные соотношения наблюдались, в частности, в агинском комплексе Восточного Забайкалья (Структура ..., 1973):

Одновозрастность структурных форм, развивающихся в едином поле напряжений (т.е. принадлежащих к одному этапу деформации), условна. Применение принципа последовательного усложнения структуры (Миллер, 1976) для анализа ряда геологических объектов свидетельствует о нестройной синхронности или даже о фактической разновозрастности складок продольного сжатия, линейности, сланцеватости, заведомо отвечающих единому полю напряжений. Асинхронность развития в пространстве структурных форм одной генерации (например, конседиментационных линейных складок) в ряде случаев удастся вскрыть на основании косвенных методов. Таким образом, существующими методами можно выявить структурные формы отвечающие единому полю напряжений, т.е. развившиеся в течение некоторого временного интервала, следующего после более раннего и предшествующего более позднему этапам деформации. Но задача по установлению строго синхронных структурных форм до сих пор не имеет корректного решения.

Структурные формы, отвечающие разным полям напряжений, не могут оказаться одновозрастными и потому относятся к разным этапам деформации. Если реконструировать для них поля напряжений, неизбежно получится пересечение траекторий одноименных нормальных напряжений (рис. 1, а-г). При анализе складок про-

дольного сжатия неважно, к какому из трех рассмотренных типов распределений (рис. 4, а-в) они относятся, если складки разновозрастные: при любом из них пересечение тракторий одноименных нормальных напряжений неизбежно.

Наконец, не все пространственные сочетания структурных форм могут быть однозначно интерпретированы с позиции принципа соответствия структурных форм полям напряжений как заведомо разновозрастные или условно одновозрастные. Разночтения в интерпретации связаны главным образом с недостаточностью критериев для ответа на вопрос, чем определяется наблюдаемая кривизна плоскостных и линейных элементов: связана ли она с первичной кривизной поля напряжений или обусловлена развитием складок поперечного или продольного сжатия. В то же время некоторые пространственные сочетания структурных форм, даже при полной информации об их генезисе, не могут быть однозначно интерпретированы с позиции рассматриваемого принципа. Например, структуру, изображенную на рис. 1, д, можно объяснить сменой полей напряжений со временем, т.е. интерпретировать как сочетание разновозрастных складок продольного сжатия (рис. 1, е). Эту же структуру можно объяснить единым полем напряжений и соответственно рассматривать как сочетание одновозрастных складок продольного и поперечного сжатия (рис. 1, ж). Последний случай допускает и иную трактовку: наблюдаемая структура может объясняться наложением складок поперечного сжатия на ранее сформированные складки продольного сжатия. При этом должно иметь место простое повторение во времени однотипных полей напряжений. Таким образом, вопрос об одновозрастности или разновозрастности складок продольного и поперечного сжатия, находящихся в закономерном пространственном сочетании, на основе рассматриваемого принципа однозначно не решается. Рассмотренные случаи неоднозначной интерпретации фактов ни в коем случае не сводят на нет значения, но лишь ограничивают рамки применения принципа соответствия структурных форм полям напряжений — принципа, который, по нашему мнению, дает наиболее строгую аргументацию разновозрастности деформаций, основанную на чисто структурных признаках.

Список литературы

А ж г и р е й Г.Д. Кливаж (общие вопросы генезиса и кливаж межслоевого скольжения). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 11, с. 164-181.

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, возникающих вследствие продольного изгиба. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 4, с. 878-880.

Г з о в с к и й М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III, 1У, М., 1963, 544 с.

Громин В.И. Основные задачи изучения геологическими методами процессов деформации горных пород. - Геология и геофизика, 1975, № 10, с. 53-59.

К а з а к о в А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., 1976. 238 с.

Л у ч и ц к и й И.В., Г р о м и н В.И., У ш а к о в Г.Д. Сравнительные данные по деформации кварцита, обсидиана, оливинита, серпентинита и мрамора. - Геология и геофизика, 1963, № 12, с. 35-47.

Л у ч и ц к и й И.В., Г р о м и н В.И., У ш а к о в Г.Д. Совместная деформация глинистых и карбонатных пород в экспериментальной обстановке и в природе. - Геология и геофизика, 1964, № 7, с. 78-83.

М и л е е в В.С. Линейность и растяжение в складчатой структуре. - Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4, с. 869-872.

М и л л е р Ю.В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм. - Геотектоника, 1976, № 6, с. 99-108.

М и л л е р Ю.В., М и л ь к е в и ч Р.И. О структурных преобразованиях, сопряженных с наложенным зональным метаморфизмом. - Геотектоника, 1975, № 6, с. 91-100.

О с о к и н а Д.Н., Г р и г о р ь е в А.С., Ц в е т к о в а Н.Ю. Метод и результаты моделирования перестройки регионального поля и формирования локальных полей тектонических напряжений в окрестностях тектонических разрывов. - В кн.: Механика литосферы. Тезисы докл. Всесоюз. совещ. (23-25.10. 1974, Ленинград). М., 1974, с. 16-18.

П а т а л а х а Е.И. Влияние динамометаморфизма на морфологию складчатой структуры (на основе геологических и экспериментальных данных). - Геотектоника, 1969, № 2, с. 52-65.

П а т а л а х а Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, „Наука“, 1970. 216 с.

П а т а л а х а Е.И., С л е п ы х Ю.Ф. Пересекающаяся складчатость. М., 1974. 116 с.

П а т а л а х а Е.И., С м и р н о в А.В., П о л ь к о в А.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, 1974. 208 с.

С т р у к т у р а северо-восточной части Агинского массива (Восточное Забайкалье). - Геотектоника, 1973, № 2, с. 72-83. Авт.: Ю.В. Миллер, Р.И. Милькевич, В.А. Глебовицкий, Г.В. Давыдов.

Э з В.В. Особенности структуры метаморфических толщ. - В кн.: Очерки структур. геологии сложно дислоцир. толщ. М., „Недра“, 1970, с. 192-258.

A n d e r s o n E.M. The dynamics of faulting. Edinburgh, 1951, 206 p.

D i e t e r i c h J.H. Origin of cleavage in folded rocks. - Amer. J. Sci., 1969, vol. 267, N 2, p. 155-165.

R a m b e r g H. Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. - J. Geol., 1955, 63, N 6, p. 512-526.

R a m s a y J.G. Folding and fracturing of rocks. N. Y. a. o., 1967. 568 p.

R o b e r t s D. Abnormal cleavage patterns in fold hinge zones from Varanger peninsula, Northern Norway. - Amer. J. Sci., 1971, vol. 271, N 2, p.170-180

R o b e r t s D., S t r o m g a r d K. A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones. - Tectonophysics, 1972, vol. 14, N 2, p. 105-120.

T u r n e r F.J., W e i s s L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. N. Y., 1963. 545 p.

W i c k h a m J.S. Structural history of Portion Blue Ridge, Northern Virginia. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, vol. 83, N 3, p. 723-760.

W o o d D.S. Current views of the development of slaty cleavage. - Annu. Rev. Earth Planet. Sci., Palo Alto, Calif., 1974, vol. 2, p. 369-401.

Л.Ф. Добржинская
(ИФЗ АН СССР)

ПРИНЦИПЫ КОРРЕЛЯЦИИ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

При изучении общей закономерности структурного развития метаморфических комплексов детальные исследования, как правило, базируются на небольших участках. Шаг за шагом реставрируя отдельные эпизоды геологических событий, которые тем или иным образом „записаны“ в породе, исследователь стремится из отдельных элементов своего познания воссоздать единое целое. Понятно, что такая задача может быть выполнена в том случае, если удастся осуществить корреляцию всех этих событий.

Корреляция в нашем случае понимается как решение вопроса об идентификации структурных или структурно-метаморфических событий, установленных в пределах обнажения, отдельного участка, и выяснение места того или иного события в общей цепи геологических процессов и явлений. При корреляции необходимо соблюдать соотношение масштабов сопоставимых явлений, чтобы не случилось так, что единичное явление или сторона явления, установленные на малом объекте (шлиф, обнажение), механически были бы перенесены на данное явление или сторону явления, проявленные в другом масштабе (участок, структурная зона, складчатый пояс и

т.д.). Для того чтобы в корреляции участвовали сопоставимые (количественно и качественно) стороны одного и того же явления, или нескольких явлений, используется понятие о коррелятивном уровне.

В нашем случае достаточно выделять три коррелятивных уровня: 1) корреляция этапов деформации в пределах обнажения; 2) между обнажениями в пределах отдельного участка; 3) в пределах тектонической зоны.

Принципы корреляции должны быть основаны на выделении совокупности устойчивых признаков, явлений или суммы явлений, которые могут быть надежно идентифицированы между собой. Эти совокупности устойчивых признаков выступают здесь как средства корреляции. Для каждого коррелятивного уровня должны быть выбраны свои средства корреляции и, более того, они должны подбираться для каждого объекта индивидуально.

К о р р е л я ц и я э т а п о в д е ф о р м а ц и и н а о б н а ж е н и и. В пределах обнажения можно определить последовательность структурных событий путем прямых наблюдений, используя известный аргумент: структурная форма B деформирует структурную форму A , значит B образовалась после A . Попутно фиксируются все характерные признаки каждой деформации, хотя в момент первого обследования обнажения геологу еще не ясно, какой из этих многочисленных признаков и все ли они будут ведущими, т.е. смогут выступать средствами для корреляции не только с соседними обнажениями, но и для всего участка. Так, например, на рис. 1 атрибутами складки F_n являются сланцеватость S_{n-1} и мигматитовая полосчатость (гранулитовая фация), которые она изгибает. Сланцеватость S_n развитая параллельно осевой поверхности F_n , выражена в ориентировке минералов гранулитовой фации. Складка F_{n+1} деформирует S_{n-1} , F_n и S_n и несет сланцеватость осевой плоскости S_{n+1} , выраженную в ориентировке минералов высокотемпературной амфиболитовой фации. Из имеющегося набора структурных форм, обнаруженных в пределах обнажения по прямым признакам, можно установить следующую синхронность: S_n синхронна F_n , S_{n+1} синхронна F_{n+1} ; и последовательность: F_{n+1} , S_{n+1} после S_n , F_n , S_{n-1} , которая кроме геометрических соотношений подтверждается присутствием разновозрастных ассоциаций синкинематических минералов (ретроградный амфиболитовый метаморфизм и гранулитовый).

Далее в соседнем обнажении мы можем увидеть соотношения, допустим, структурной формы F_{n+1} с последующими либо структурно-метаморфическими, либо палингенно-метасоматическими и интрузивными явлениями, что позволит наметить нам объективный ряд последовательности геологических процессов в каждом конкретном выходе коренных пород. И если достоверность определения последовательности событий на отдельных обнажениях неоспорима, ценность таких данных, по существу еще разбросанных в пределах участка, включающего

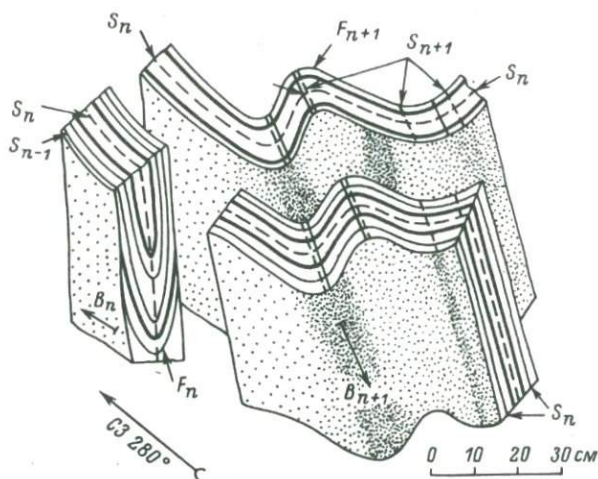


Рис. 1. Соотношения разновозрастных структурно-метаморфических парагенезисов в гнейсах архейской кольской серии Балтийского щита.

S_n, S_{n-1}, S_{n+1} - сланцеватость разных генераций; F_n, F_{n+1} - складки разных генераций; B_n, B_{n+1} - шарниры складок разных генераций.

серию обнажений, не велика. Чтобы получить общую картину структурно-метаморфических преобразований пород на участке, необходимо выйти на следующий коррелятивный уровень.

Корреляция между обнажениями в пределах участка. Если корреляция на предшествующем уровне сводилась к выявлению взаимосвязи между явлениями в пределах одного конкретного события (т.е. синхронность деформации и метаморфизма), а затем к определению, какое из двух событий произошло раньше, какое позже, то корреляция больших по количеству и „разбросанных“ по площади событий требует синтеза, который осуществляется на базе использования комплекса признаков. Здесь-то и возникает необходимость установить такую систему устойчивых признаков, которая будет удовлетворительной внутри данного коррелятивного уровня.

Проблема корреляции структурных событий в метаморфических комплексах неоднократно обсуждалась в литературе (Turner, Weiss, 1963; Park, 1969; Казаков, 1976). Ф. Тернер и Л. Вейсс (Turner, Weiss, 1963) придают универсальное значение триаде коррелятивных признаков: стиль, * ориен-

* Под стилем понимается морфология складок.

тировка, симметрия. Р. Парк (Park, 1969), проанализировав триаду признаков Ф. Тернера и Л. Вейсса, показал, что симметрия вообще не может быть использована для корреляции: стиль может быть использован в незначительной мере, а ориентировка — с определенными допущениями. Кроме того, он рассмотрел возможность корреляции по структурно-метаморфическим парагенезисам и проблеме сланцеватости. А.Н. Казаков (1976) предложил шесть основных признаков для корреляции разновозрастных складок на площади: 1) стиль складок, 2) парагенезис синхронных структурных элементов, 3) пространственная ориентировка шарниров складок и осевых плоскостей, 4) ритмичная слоистость, 5) сланцеватость осевой поверхности, 6) дайки межскладчатых интервалов.

Исключая ряд частных, все известные коррелятивные признаки можно свести к следующим основным группам: стиль, ориентировка, структурно-метаморфические парагенезисы (минеральная линейность и сланцеватость), корреляция мелких и крупных структурных форм, корреляция, основанная на соотношениях структурных форм с различными геологическими процессами. Рассмотрим эти признаки.

Стиль складок. Для примера обратимся к хорошо известным десяти типам складок различного стиля Ф. Тернера и Л. Вейсса (Turner, Weiss, 1963), которые они предлагают использовать для корреляции: концентрические и параллельные, подобные, кливажные, дисгармоничные, птигматитовые, шевроновые и кинковые, изоклинальные, интрафолиальные, сопряженные, конвolutные. Нетрудно заметить, что в основу этой классификации положены морфологические различия складок, обеспеченные различными факторами: литологической неоднородностью сминаемого объема, а следовательно, различными физико-механическими свойствами деформируемых пород; степенью сжатия; степенью разрушения и т.д.

Так например, Дж. Рамси (Ramsay, 1967) показал, что при формировании концентрических и подобных складок (кливажные — частный случай) основной, контролирующей деформацию механизм (течение или изгиб) зависит от литологических особенностей сминаемых пород. Степень дисгармоничности складок и различие их в длине волны также зависят от физико-механических свойств пород, которые определяются прежде всего их составом. В геологии закрепилось мнение, что шевроновые складки являются особенностью низкотемпературных комплексов, в то же время птигматитовые складки — атрибут высокотемпературных мигматитовых комплексов. Тем не менее Б.К. Кинг (1967) указывал на существование „птигматитовой“ складчатости в породах более низких ступеней метаморфизма. В то же время эксперименты показали (Paterson, Weiss, 1968), что в низкотемпературных условиях можно получить как складки, подобные птигматитовым (кварцевые пласты), так и шевроновые (филлиты).

Наряду с литологической неоднородностью сминаемых в складки пород, одним из важнейших факторов, диктующих возникновение

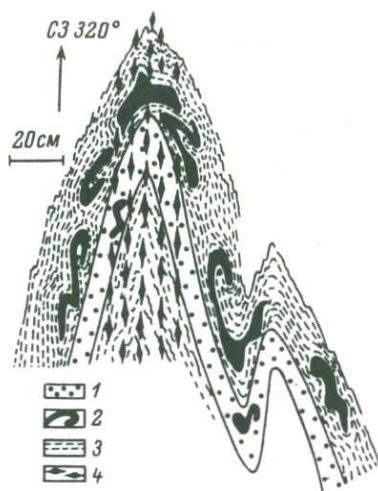


Рис. 2. Деформированные интрафолиальные складки в гнейсах архейской кольской серии Балтийского щита.

1 - биотитовые гнейсы архейской кольской серии; 2 - реликты интрафолиальных складок, представленные кварц-полевошпатовым и кварцевым материалом; 3 - глиноземистые гнейсы архейской серии; 4 - сланцеватость, выраженная в ориентировке биотита и силлиманита.

причудливых складчатых форм, является неоднократное наложение друг на друга складок разных генераций в результате смены плана движений.

Что касается выделения складок по степени их сжатия (изоклиналиные), этот признак можно считать справедливым как показателем интенсивности деформации. В этом смысле изоклиналиные складки могут служить, во-первых, признаком ранней деформации, так как при неоднократной складчатости первоначально открытые складки могут достигать максимально сжатой формы, и во-вторых, показателем интенсивной деформации при отсутствии последующих наложенных деформаций. В то же время ясно и то, что этот признак, будучи не совсем устойчивым из-за двойственной причины достижения изоклиналиной формы, несомненно требует дополнительных критериев.

Возможности корреляции по степени разрушения (интрафолиальные складки) были детально проанализированы Р. Парком (Park, 1969). Он указал, что складки интрафолиального типа являются не только результатом перемещения вещества вдоль плоскостей растаскивания с последующим искажением складок (Turner, Weiss, 1963), но и могут быть результатом воздействия местных факторов: литологических и геометрических, например из-за локализации напряжения в некоторых зонах в течение деформации уже складчатых и рассланцованных пород. Однако необходимо признать, что в зоне развития интрафолиальных структур, среди реликтов замков и крыльев, „закутанных“ в новую сланцеватость, выделить или даже распознать какие-то разновременные складки, как правило, почти невозможно, так как все ранние структурные элементы подчинены новым элементам строения породы. Так, например, в архейской кольской серии Балтийского

щита на уже складчатые и метаморфизованные в условиях гранулитовой фации породы накладываются зоны рассланцевания с последующим растаскиванием материала согласно этой плоскостной анизотропии, что приводит к образованию интрафолиальных складок, которые в данном случае выступают как индикаторы этого события (рис. 2). Литологический фактор играет второстепенную роль и определяет лишь разнообразие морфологических типов обрывков складок.

Что касается сопряженных пар, то они принадлежат к типу шевроновых складок, как это было показано Дж. Рамси (Ramsay, 1967) и Р. Парком (Park, 1969), отличаясь от последних лишь тенденцией к орторомбической симметрии. Конволютные складки, похожие и на повторно складчатые и на дисгармоничные, вряд ли могут быть использованы для корреляции.

В заключение можно сказать, что стиль складок, т.е. морфология, не может быть универсальным средством для корреляции, так как этот признак не является устойчивым и зависит в основном от литологических особенностей сминаемых пород. Степень сжатия и степень переработки могут выступать как средства корреляции лишь в грубом приближении; они становятся более надежными при привлечении дополнительных более устойчивых признаков.

Ориентировка складок. Этот критерий основан на том аргументе, что ориентировка складок каждой генерации характеризуется конкретным направлением действующих сил. Использование этого критерия предполагает также постоянство поля напряжения в достаточно большом сегменте земной коры. Несмотря на то что ни одно исследование не обходится без корреляции складок по ориентировке их структурных элементов, существует ряд трудностей для его безоговорочного применения.

Во-первых, ранние складки, испытывая повторные деформации, приобретают разнообразную ориентировку плоскостных и линейных элементов, которая контролируется геометрией наложенной складчатости. Во-вторых, структурные элементы каждой последующей складчатости могут иметь первоначальный „разброс“ за счет наложения этой складчатости на уже деформированную систему, а кроме того, искажение первичной ориентировки даже самых ранних складок возможно при наложении их на нечетко „расслоенную“ плоскостную систему.

Значительную трудность представляет реконструкция первоначальных ориентировок складчатых систем как из-за вышеуказанных причин, так и из-за отсутствия надежных методик. Существует точка зрения, что реконструкция геометрии складок должна идти через определение кинематических осей — тогда она будет более представительной, чем если бы была основана на анализе структурных осей, с которыми совпадают линейность, шарниры, осевые поверхности складчатых форм. И все же, несмотря на то что кинематический анализ широко используется в структурной геологии, следует отметить ограниченность и условность его

результатов. Кинематические оси фактически определяют направление перемещения материала в складке, исходя из заранее заданной модели ее механизма. В то же время известно, что чистых механизмов (изгиб, скальвание и т.д.) в сложноскладчатых метаморфических комплексах не существует: обычно, в природе мы имеем дело со сложной кинематикой складкообразования — сочетанием нескольких механизмов. Все это не может обеспечить корректности при восстановлении кинематических осей, не говоря о том, что сами по себе кинематические оси не в состоянии охарактеризовать напряженное состояние деформируемого объема. В то же время поле напряжения, выраженное через траектории нормальных напряжений ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$), дает действительную картину напряженного состояния каждой точки исследуемого объема. Однако методика реконструкций полей напряжения по структурным формам еще не разработана, хотя для частных случаев, как показал Ю.В. Миллер (настоящий сборник, с. 20–32), эта реконструкция осуществима.

Перечисленные хорошо известные всем трудности однако не отрицают возможности использования ориентировки осевых поверхностей и шарниров в качестве критерия для объединения складок одного и того же этапа, установленных на площади. Этот критерий может быть использован для корреляции поздних этапов, а с привлечением дополнительных исследований (в частности, геометрического анализа) — и для более ранних этапов деформации.

Структурно-метаморфические парагенезисы (минеральная линейность и сланцеватость). В ходе структурно-метаморфических преобразований пород определенные ассоциации метаморфических минералов не только отражают физико-химические условия среды, но и выступают в роли индикаторов структурных событий. Известно, что синкинематические минералы приобретают предпочтительную ориентировку как параллельно шарнирам складок (в-линейность), так и перпендикулярно к ним, в направлении наибольшего удлинения (а-линейность). В то же время они обнаруживают и плоскостную предпочтительную ориентировку, располагаясь параллельно осевой плоскости складки, т.е. перпендикулярно к максимальному сжатию (σ_3). Посткинематические и докинематические минералы характеризуются беспорядочным распределением в породе относительно ранних структурных элементов, указывая на отсутствие динамического контроля за их ростом.

По существу, сланцеватость и минеральная линейность используются как надежное средство для корреляции идентичных метаморфических условий, сопровождающих деформацию. В пределах данного коррелятивного уровня корреляция по сланцеватости, а в особенности по минеральной линейности, является бесспорной, а сами они, будучи атрибутами строения складки выступают как индикаторы условий и времени. *

* Можно полагать, что в пределах участка „скольжение” р-Т-условий в пространстве отсутствует.

Поскольку ориентированные минеральные ассоциации фиксируют собой структурно-метаморфический этап развития пород и могут быть использованы для геохронологического датирования, сланцеватость и линейность могут служить реперами для возрастной шкалы участка в числовом выражении. Уместно обратить внимание на то, что каким бы надежным ни был такой признак, как ориентировка минералов, он не является все же универсальным. В отдельных случаях как раз этот критерий использован быть не может. Например, последующая складчатость протекает в тех же метаморфических условиях, что и предыдущая, а сланцеватость и минеральная линейность выражены в ориентировке одних и тех же минералов, характеризующихся одинаковым составом и одинаковыми оптическими свойствами. Или последующая складчатость протекает не только при тех же p - T -условиях, что и предыдущая, но и при одном и том же плане деформаций. Ясно, что и в том, и в другом случае необходимо привлекать совокупность других признаков.

Как уже говорилось, плоскостная ориентировка минералов может быть создана не только при синкинематической кристаллизации. В тех случаях, когда плоскостная анизотропия складки уже создана, плоскости кливажа могут контролировать рост пластинчатых, призматических посткинематических минералов, в результате чего формируется миметическая сланцеватость. Отличие между этими типами сланцеватости состоит, пожалуй, в отсутствии линейной упорядоченности кристаллографических осей минералов миметической сланцеватости, в то время как у синкинематических минералов (даже если макроскопическая линейность отсутствует), как правило, обнаруживается линейная упорядоченность кристаллографических осей наряду с плоскостной.

Количество частных примеров можно было бы и увеличить, однако совершенно ясно, что предусмотреть все варианты, когда признак корреляции по сланцеватости и минеральной линейности „не работает“, вряд ли возможно.

Каждая конкретная ситуация в каждом конкретном объекте будет заставлять исследователя рассматривать все частные и общие причины, подыскивать те средства корреляции, которые окажутся представительными для данного случая.

Корреляция мелких и крупных складок. Часто в пределах участка картирование не всегда помогает выявить крупные складки, особенно при отсутствии маркирующих горизонтов. Однако, наблюдая за поведением мелких второстепенных складок, можно составить представление о положении шарнирных зон крупных складок. Для этого обычно используется асимметричный (левый или правый) и симметричный рисунок мелких складок в поперечном сечении. Выявив зоны, где развиты только левые, только правые и только симметричные складки, а также зоны, где происходит смена рисунков, можно установить соответствующую им антиклинальную или синклиналиную складку.

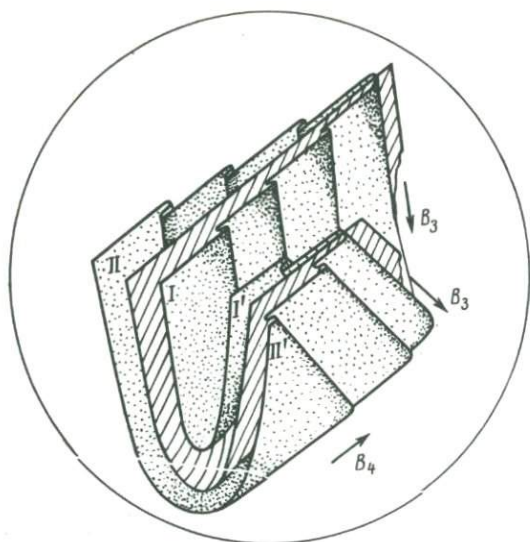


Рис. 3. Смена рисунка мелких складок одной генерации при повторной складчатой деформации в гнейсах архейской кольской серии Балтийского щита.

V_3 — шарниры складок третьей генерации (F_3), V_4 — шарниры складок четвертой генерации (F_4).

В случае неоднократного наложения складок на один и тот же объем расслоенных пород, использование этого приема ограничено. Так, при взаимном наложении асимметричных и симметричных складок в различных сочетаниях приблизительно одного и того же масштаба, конечный интерференционный узор в плане характеризуется закономерной конфигурацией, по которой можно судить о первоначальном рисунке исходных складок. Пример картирования двух крупных наложенных складок в районе оз. Лох-Монар в Северо-Шотландском нагорье, используя особенности интерференционного рисунка в плане, продемонстрировал Дж. Рамси (Turner, Weiss, 1963). Однако эту возможность можно считать уникальной.

Насколько это известно, в природе, очевидно из-за разномасштабности предшествующих и последующих складчатых форм, которая в какой-то мере может определяться особенностями деформируемых плоскостей (границ геологических тел, новообразованной полосчатости, обремененной как расплющиванию, так и формированию метаморфических текстур) интерференцию в том виде, как она описана Дж. Рамси в Северо-Шотландском нагорье, наблюдать не удастся. Чаще всего в пределах участка мы сталкиваемся с изменен-

ными по морфологии асимметричными и симметричными складками разных генераций, которые, находясь в состоянии взаимного наложения, характеризуются лишь различными геометрическими соотношениями. Например, на рис. 3 асимметричные складки F_3 находятся в состоянии взаимного наложения с симметричной складкой F_4 . Интерференции не происходит, однако додеформационный (до F_4) левый рисунок складки F_3 сменился на правый и наоборот.

Кроме искажения рисунка асимметричных складок, затрудняющих корреляцию их между собой, существует ряд других сложностей. Известно, что ориентировка шарниров и осевых поверхностей мелких асимметричных складок зависит от механизма образования крупной складки. Вследствии этого их осевые поверхности и шарниры могут располагаться как параллельно, так и веерообразно по отношению к осевой поверхности и шарниру крупной складки. Естественно, что при последующем наложении соотношения ориентировок всех складок могут усложниться, а расшифровка их будет возможной, скорее всего, только с помощью статистического анализа деформированных линейных и плоскостных элементов. Все это в совокупности создает чрезвычайно сложную картину, которая казалась бы делает корреляцию мелких и крупных форм складок соответствующих генераций невозможной.

Тем не менее возможность такой корреляции на некоторых объектах существует. Так например, на одном из участков развития пород кольской серии архея Балтийского щита (Добржинская, 1978) удалось закартировать крупную складку третьей генерации по распределению мелких второстепенных складок. Это оказалось возможным потому, что мелкие складки, осложнявшие крупные изоклиналильные складки, существовавшие, очевидно, до F_3 , уничтожены при расплющивании в ходе дальнейших деформаций (реликты раздавленных замков ранних складок об этом свидетельствуют). Так что F_3 уже накладывались практически на „гомогенизированную“ в структурном отношении плоскопараллельную систему, благодаря чему геометрия их мелких складок не искажалась. В ходе последующей складчатости мелкие F_4 , осложняющие крупную складку F_4 , по своим размерам превосходили мелкие складки F_3 и привели лишь к редкой ундуляции их шарниров.

Корреляция, основанная на соотношениях структурных форм с различными геологическими явлениями (продуктами ультраметаморфизма, магматизма и зонами бластомилонитизации). Разделение структурных событий на несколько хорошо отделенных друг от друга этапов деформации ведет как будто бы к представлению о спазматическом (эпизодическом) характере поля напряжения в противоположность мнению о непрерывном длительном воздействии сжимающих усилий, которые варьируют во времени только по своей интенсивности. Представление о дискретном характере неоднократно возобновляющихся процессов складкообразования подтверждается эмпирически. Наличие магматических, палингенно-метасоматических

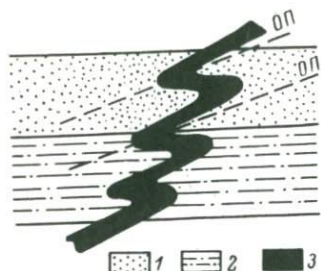


Рис. 4. Деформация жилы, занимающей кососекущее положение к поверхностям напластования.

1 — породы одного слоя; 2 — породы другого слоя; 3 — жильный материал.

тических образований, сформированных в межкладчатый интервал, лежит в основе возможности корреляции этапов деформации по различным геологическим событиям, происходившим между ними.

Такие процессы, как ультраметаморфизм, мигматизация, гранитизация и магматизм, развитие зон бластомилонитов и т.д. могут выступать в качестве геологического репера на фоне неоднократно возобновляющихся процессов складкообразования. Жилы, дайки, тела другой формы любых по составу магматических и палингено-метасоматических образований иногда выступают как единственные свидетели наложенной деформации. Например, если плоскость максимального сплющивания образует с напластованием или другой плоскостной текстурой острый угол, но не более 45° , такая деформация складкообразования вызвать не может. И только жилы, возникшие до этой деформации и занимавшие первоначальное секущее положение к деформируемым плоскостям (в том случае, когда между жилой и плоскостью сплющивания угол окажется достаточно большим), будут смяты в складки и, таким образом, укажут на проявление наложенной деформации (рис. 4).

Если р-Т-условия на протяжении, скажем, двух этапов складкообразования сохраняются одинаковыми, а складкообразование возобновляется через некоторый интервал времени так, что ориентировка поздних и ранних складок совпадает, единственным признаком наличия двух генераций складок и одновременно перерыва в складкообразовании будут являться деформированные на позднем этапе жильные тела или дайки, внедрившиеся в породы между этапами складкообразования.

Корреляция структурных форм может осуществляться по их связи с геологическими телами, сформировавшимися не только в межтектонический интервал, но и синхронно со складчатостью. Различное положение палингено-метасоматических и магматических событий в структурной последовательности участка, а также по отношению к данной конкретной структурной форме может служить в известном смысле индикатором времени, так как эти процессы могут быть датированы методами радиогеохронологии. Но все же, несмотря на достаточно четкую корреляцию по соотношению структурных форм с геологическими телами различного генезиса и здесь существуют трудности, которые приходится оговорить особо.

Известно, что жильные тела, зоны бластомилонитизации, зоны расщепления, формирующиеся синхронно со складкой, займут наиболее предпочтительное для них положение, параллельное осевой поверхности складки. Такие же тела, образующиеся после завершения складкообразования, в известной мере могут унаследовать раннее структурное направление. В подобных случаях, если не будут найдены дополнительные коррелятивные признаки, ошибка по установлению временных соотношений неизбежна.

Обсуждение перечисленных коррелятивных признаков и границ применения каждого из них на данном коррелятивном уровне позволяет сделать следующие выводы: ни один из признаков корреляции не является универсальным и, следовательно, не может быть формально перенесен на любой геологический объект, изучаемый с помощью специальных структурных методов. Установление корректных коррелятивных связей между явлениями возможно, как правило, только с помощью комплекса признаков, удовлетворяющих корреляции.

Корреляция в пределах тектонической зоны. Решение задач корреляции в пределах тектонической зоны может быть только комплексным. Действительно, прежде чем приступить к корреляции такого рода, необходимо выделить саму тектоническую зону. В качестве последней могут выступать структурно-фациальные или структурно-формационные единицы. В основе выделения таких зон лежат формационные (литолого-формационные) и тектонические признаки. Таким образом, прежде чем приступить к структурной корреляции, необходимо осуществить геологическое картирование достаточно крупной территории, установить стратиграфические единицы, выделить фации и формации пород, произвести тектоническое районирование и в результате перейти к выделению тектонических зон. Задачи структурной корреляции усложняются тем, что в пределах тектонической зоны метаморфизм может быть проявлен неравномерно, а структурная эволюция супракрустальных комплексов в разных частях зоны может быть различной. И все же корреляция возможна. По-видимому, она не должна отличаться от принципов корреляции внутри участка, рассмотренной выше, но должна проводиться на фоне общего геологического изучения территории, так чтобы анализом были охвачены разновременные и различные в генетическом отношении события и явления. В данном случае особенно ярко проявляется историко-геологическое значение структурной корреляции: она выступает здесь как один из методов, применение которого в комплексе с другими приемами позволяет расшифровать эволюцию метаморфических комплексов крупных сегментов земной коры.

Список литературы

Д о б р ж и н е ц к а я Л.Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии (Балтийский шит). М., „Наука“, 1978, с.

К а з а к о в А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах, Л., „Наука“, 1976. 235 с.

К и н г Б.К. Природа и происхождение мигматитов; метасоматоз или анатексис. - В кн.: Природа метаморфизма. М., „Мир“, 1967, с. 227-242.

P a r k R.G. Structural correlation in metamorphic belts. - Tectonophysics, 1969, vol. 7, N 4, p. 323-338.

P a t e r s o n M.S., W e i s s L.E. Folding boudinage of quartz-rich layers in experimentally deformed phillites. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1968, vol. 79, N 7, p. 795-812.

R a m s a y J.G. Interference patterns produced by superposition of folds of similar type. - J. Geol., 1962, vol. 79, N 4, p. 446-481.

R a m s a y J.G. Folding and fracturing in rocks, N. Y., Mc Graw-Hill, 1967. 568 p.

T u r n e r J.J., W e i s s L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. N. Y., Mc Graw-Hill, 1963. 545 p.

В.С. М и л е е в
(Моск. гос. ун-т)

СТРУКТУРНЫЙ ПАРАГЕНЕЗ - ОСНОВА КОРРЕЛЯЦИИ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ, СФОРМИРОВАННЫХ В ЕДИНЫХ ДИНАМО-КИНЕМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Задачей корреляции структурных форм является выявление зон однотипного тектонического строения, лежащего в основе тектонического районирования территорий любого возраста складчатости. Однотипность тектонического строения свидетельствует, в общем случае, об одинаковых динамо-кинематических условиях их формирования. Однако однотипность строения различных зон еще не свидетельствует об их одновозрастности, что решается для разобшенных зон только на основе историко-геологического анализа. Эта задача усложняется для регионов метаморфогенной складчатости, особенно для зон высокометаморфизованных комплексов, так как здесь не применим либо ограниченно применим наиболее надежный биостратиграфический метод и на первое место выходят не-

посредственно наблюдаемые соотношения между различными толщами пород, петрологический метод и метод изотопной геохронологии. Сложная дислоцированность метаморфических комплексов, часто приводящая к крутым и опрокинутым залеганиям слоев, зональность метаморфических процессов и известные проблемы метода изотопной геохронологии делают эту задачу чрезвычайно трудной.

В основе корреляции структурных форм должен лежать структурный парагенез или совокупность таковых. Структурным парагенезом является совокупность всех структурных форм, сформировавшихся одновременно в едином генеральном поле напряжений. Структурный парагенез включает элементы, резко различающиеся по масштабу: от выражающихся на геологических картах до устанавливаемых под микроскопом. Тип структурного парагенеза определяется прежде всего морфологией складчатых форм первого порядка и связанных с ними генетически соскладчатых разрывов. Это наиболее крупные по размерам — мегаструктурные, региональные по масштабу — элементы структурного парагенеза, которые фиксируются на геологической карте и широко используются для выделения структурных зон в складчатых областях любого возраста. Однако существует и другая, более мелкая по размерам группа элементов структурного парагенеза мезоструктурного масштаба, наблюдаемых непосредственно в обнажении. Сюда относятся осложняющие основную структуру разнотипные складки, характеризующиеся различной пространственной ориентировкой по отношению к горизонту и к элементам основной структуры, разные типы сланцеватости, линейности, трещиноватости, различные типы ориентировки будин, соскладчатых интрузивных и жильных образований и т.д. Наконец, имеются элементы структурного парагенеза микроструктурного масштаба, представляющие собой однотипные ориентировки различных кристаллографических элементов одного и того же минерала, позволяющие не только судить о динамо-кинематических условиях их формирования, но и на молекулярно-ионном уровне анализировать механизм деформаций минерала.

Эти разномасштабные структурные элементы парагенеза в разной степени позволяют решать вопрос о характере поля напряжений, в котором они сформировались. В наименьшей степени для этого пригодна первая группа мегаструктурных элементов, так как по ней задача решается лишь при наличии четкой выраженности характера соскладчатых разрывов, соскладчатую природу которых установить не всегда бывает возможно. Микроструктурные элементы парагенеза также ограниченно могут быть использованы для этой цели из-за отсутствия для большинства минералов четких связей между ориентировкой кристаллографических элементов и ориентировкой осей напряжений деформирующего силового поля. Эта проблема решена пока только для карбонатов (Казаков, 1967). Наиболее надежно задача решается по мезоструктурным элементам

парагенеза. Разработаны методики определения ориентировок осей напряжений и величины деформации по деформированным телам (Клоос, 1958; Паталаха, 1970), по мелким осложняющим складкам (Паталаха и др., 1974), по кливажу (Белоусов, 1970; Паталаха, 1970; Гончаров, 1970; Лебедева, 1976), по трещиноватости (Anderson, 1951; Гзовский, 1975, и др.; Милеев, 1976б, и др.), по линейности (Милеев, 1970; Рамберг, 1970) и по будинажу (Милеев, 1973; 1976а). Таким образом, за основу корреляции структурных форм и условий их формирования должны быть приняты малые, мезоструктурные формы с учетом данных других по масштабу структурных элементов парагенеза.

Важно подчеркнуть, что в используемом нами подходе в первую очередь элементы структурного парагенеза увязываются с ориентировкой и характером формирующего его поля напряжений.

Структурный парагенез отвечает одной генерации структурных форм и характерен для подавляющего большинства складчатых зон фанерозоя, соответствуя фазе складчатости и для некоторых структур метаморфогенной складчатости. В областях интерференционной складчатости происходит наложение элементов последующей генерации структурных форм на элементы предшествующей, при этом может происходить как сохранение элементов первой генерации, так и их частичная или полная переработка, т.е. здесь могут наблюдаться элементы не одного, а нескольких структурных парагенезов.

Рассмотрим протерозойский структурный комплекс Южного Улутау в Центральном Казахстане и его структурную эволюцию (Милеев, 1976б). Здесь в центральной части Карсакпайского вадисийского поднятия в протерозойском складчатом комплексе выделяются долготные Майтубинский антиклинорий и Карсакпайский синклинорий.

Крылья Майтубинского антиклинория сложены в основном регионально метаморфизованными в фации зеленых сланцев порфироидами и различными сланцами, объединенными в жийдинскую и майтубинскую серии. Первая из них прорвана гранитами (около 1150 млн лет), а вторая несогласно перекрывает эти граниты. В породах обеих серий развита сланцеватость, наследующая слоистость.

В верхней серии выделяется ряд свит, разделенных, как правило, также несогласиями, причем каждая более молодая свита по мере приближения к оси антиклинория перекрывает все более древние образования, а иногда и граниты. Кроме того, в осевой зоне наблюдается сокращение мощностей свит. В ядре антиклинория обнажаются гранито-гнейсы (1740-950 млн лет), развитые по породам обеих серий, и гнейсо-граниты. Эти соотношения свидетельствуют о том, что антиклинорий сформировался на месте геодантиклинального поднятия, возникшего в результате подъема (адвекции) гранито-гнейсов.

В крыльях антиклинория развиты крупные, длиной до 9–20 км простые симметричные складки, в строении которых участвуют породы обеих серий. По морфологии эти складки промежуточные между линейными и брахиморфными и имеют крупные овальные замыкания. В менее вязких породах (мраморах, кварцитах, кварцитовых сланцах и железистых кварцитах) наблюдаются мелкие дисгармоничные складки, шарниры которых занимают положение, близкое к нормальному по отношению к шарнирам основных складок. Последние сочетаются с сопоставимыми с ними по протяженности северо-западными левыми и северо-восточными правыми соскладчатými сдвигами. Для складчатой структуры характерно развитие линейности, параллельной шарнирам основных складок [В-линейность в нашем обозначении (Милеев, 1970, 1976б) или \bar{b} -линейность Э. Клооса.]

Сопряженный с востока Карсакпайский синклиниорий сложен порфиритоидами, зелеными, разнообразными первично обломочными, хемогенными сланцами и железистыми кварцитами одноименной серии. В нем развиты сопоставимые по протяженности со складками антиклинория узкие, типично линейные складки, запрокинутые на восток. Они осложнены мелкой складчатостью многих порядков, шарниры которой субпараллельны шарнирам основных складок. Складки синклиниория ассоциируют со взбросами и сланцеватостью, параллельной осевым поверхностям, а также с линейностью, ориентированной нормально к шарнирам по падению-восстанию осевых поверхностей (R-линейность или α -линейность Э. Клооса). На ингервале развития гранито-гнейсов в антиклинории Карсакпайский синклиниорий изгибается, отодвигаясь к востоку, как бы обтекая ядро антиклинория. С.Б. Розанов (1976) отмечает сокращение мощностей и полноты разрезов карсакпайской серии по латерали на отрезке ядра антиклинория. Парагенезы малых структурных форм обеих структурных зон, дополненные по литературным данным, приведенным в табл. 1.

Восстановление палеотектонических соскладчатых полей напряжений метаморфогенной складчатости проведено нами по соскладчатой трещиноватости* и вторичной деформационной линейности. Результаты этих исследований полно изложены ранее (Милеев, 1976б, и др.). Установлены три этапа деформаций, причем первые два проявились как в антиклинории, так и в синклинории, а третий только в синклинории (табл. 2). На первом этапе в обеих структурах

* Принято считать, что метаморфогенная складчатость либо не сопровождается образованием трещиноватости, либо последняя не сохраняется. Нами было показано, что такая складчатость идет – возможно, на завершающих этапах – с образованием трещиноватости (вспомним формирование хотя бы будинажа), которая в некоторых случаях может сохраниться, оказавшись „законсервированной“.

Т а б л и ц а 1

Элементы парагенезов складок продольного вертикального и горизонтального расплющивания

Характеристика складок и элементы их парагенезов	Складки продольного вертикального расплющивания	Складки продольного горизонтального расплющивания
Морфология складок	Линейные складки с острыми замыканиями и большими амплитудами	Промежуточные между линейными и брахиморфными складки с большими амплитудами и округлыми замыканиями
Пространственное положение шарниров В	Пологие шарниры, равномерно изгибающиеся при ундуляции	Шарниры пологие, крутые лишь на замыканиях
Характер осложняющей дисгармоничной складчатости	Шарниры складок параллельны шарниру (\bar{B}) основной складки	Пологие и крутые шарниры перпендикулярные к шарниру (\bar{B}) основной складки
Кливаж и сланцеватость	Характерен кливаж осевой поверхности или сланцеватость, развивающаяся по кливажу осевой поверхности	Сланцеватость, наследующая первичную слоистость. Кливаж не характерен
Соскладчатые разрывы	Осепродольные взбросы, надвиги	Диагональные, симметричные по отношению к оси сдвига
Соскладчатые	Сколы	Занимают осепродольное положение и наклонены в сторону шарнира (\bar{B})
		Занимают диагональное по отношению к шарниру (\bar{B}), но симметричное положение; субвертикальны

трещины	Отрывы	Субгоризонтальные, параллельные \bar{B}	Субвертикальные, перпендикулярные к \bar{B}
Линейность - L		R-линейность ($L\bar{R}$), нормальная к \bar{B}	\bar{B} -линейность ($L\bar{B}$), параллельная в \bar{B}
Развитие буди- нажа (A - длин- ная ось будины)	Слабое	$A \parallel \bar{B}$; $A \perp L\bar{R}$	$A \perp \bar{B}$; $A \perp L\bar{B}$
	Интенсивное	$A \perp \bar{B}$; $A \parallel L\bar{R}$	$A \parallel \bar{B}$; $A \parallel L\bar{B}$
Соскладчатые согласные интрузии и жилы		Факолиты и жилы с пологим наклоном контактов	Факолиты и жилы с крутым наклоном контактов

сформировались складки, сопровождавшиеся образованием линейности, параллельной шарнирам крутых широтных отрывов и диагональных сколов: северо-западных левосдвиговых и северо-восточных правосдвиговых. Это поле напряжений характеризуется широтным, горизонтальным, нормальным к простиранию складок сжатием (σ_3), долготным, субгоризонтальным, параллельным шарнирам максимальным растяжением (σ_1) и близким к вертикальному средним нормальным напряжением (σ_2), являющимся также растяжением, но меньшим, чем σ_1 . Второй этап деформации сопровождался заложением крутых долготных отрывов и отвечает формированию сводового поднятия, связанного с вздыманием гранито-гнейсового ядра антиклинального поднятия. На третьем этапе в синклинории образовались: сланцеватость, параллельная осевым поверхностям складок, линейность, ориентированная по падению-восстанию осевых поверхностей, субгоризонтальные отрывы и две системы взбросовых сколов, параллельных шарнирам. На этом этапе ранее сформированные складки синклинории при интерференции складчатостей были линеаризованы и опрокинуты на восток. Линеаризация выразилась в уменьшении их ширины и увеличении амплитуды за счет дифференциальных перемещений по погружающимся на запад сколам и сланцеватости, наследующей кливаж осевых поверхностей.

Т а б л и ц а 2

Динамо-кинематическая обстановка на различных этапах развития протерозойских Майтубинского антиклинория и Карсакпайского синклинория

Структурная зона	Этапы развития структуры		
	I. Складчатость продольного горизонтального расплющивания	II. Сводовое поднятие	III. Складчатость продольного вертикального расплющивания (минерализация)
Майтубинский антиклинорий	\mathcal{B}_3 (сжатие) – широтное, субгоризонтальное, вкрест простирания структуры	\mathcal{B}_3 (сжатие) – субвертикальное	
Карсакпайский синклинорий	\mathcal{B}_1 (максимальное растяжение) – долготное, субгоризонтальное по простиранию структуры \mathcal{B}_2 (подчиненное растяжение) – субвертикальное	\mathcal{B}_1 (растяжение) – широтное, субгоризонтальное, вкрест простирания структуры \mathcal{B}_2 – долготное, субгоризонтальное по простиранию структуры	\mathcal{B}_3 (сжатие) – широтное, субгоризонтальное, вкрест простирания структуры \mathcal{B}_1 (растяжение) – субвертикальное \mathcal{B}_2 – долготное, субгоризонтальное по простиранию структуры

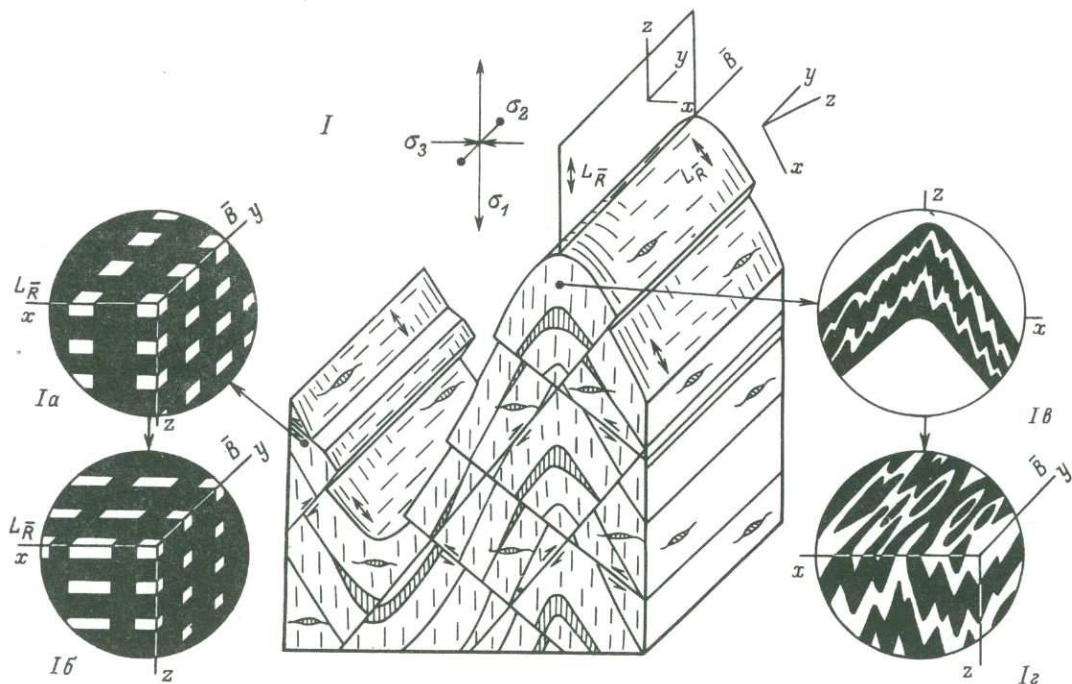
Надо отметить, что в зоне сочленения синклинория и антиклинория и в наиболее глубоких горизонтах комплекса синклинория местами частично сохраняются элементы парагенеза (линейность; сланцеватость, наследующая слоистость; сдвиги; дисгармоничные складки и др.), характерные для антиклинория. На большей же части территории синклинория малые структурные формы, характерные для антиклинория и сформировавшиеся на первом этапе, были полностью переработаны на третьем этапе при интерференции складчатости и замещены парагенезом малых форм складчатости продольного вертикального расплющивания.

Складчатая структура протерозойского комплекса развивалась совместно с процессами регионального метаморфизма и последующей гранитизации. Первоначально, видимо, в условиях относительно большей глубинности сформировались складки майтубинского типа как в зоне антиклинория, так и в Карсакпайском синклинории. Отличительной чертой условий, в которых возникли эти складки, является то, что максимальное растяжение располагается близ горизонтального вдоль шарниров складок при субгоризонтальном поперечном к шарниру сжатия и субвертикальном положении среднего нормального напряжения — второстепенного растяжения. Складчатые процессы в антиклинории на этом завершили.

На втором этапе, сопровождавшемся широким растяжением, произошла инверсия, связанная с адвекцией гранито-гнейсового ядра и приведшая к образованию на месте антиклинория геоантиклинального поднятия. Соседний синклинорий, в меньшей степени вовлеченный в поднятие, уменьшил глубину залегания выполнявшего его складчатого комплекса.

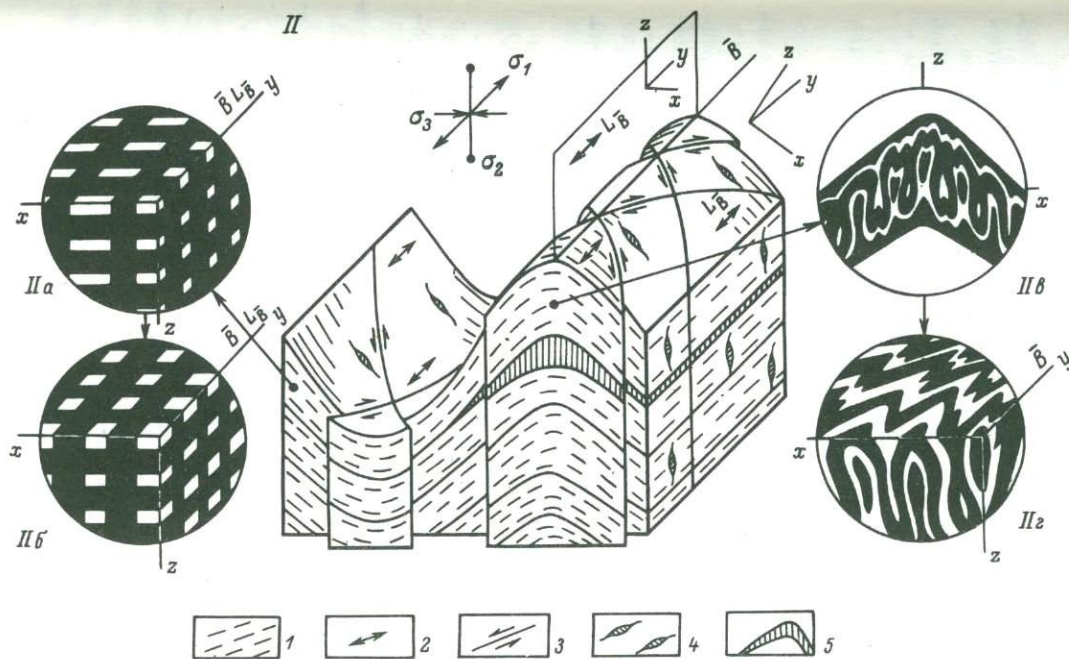
На третьем этапе гранито-гнейсы в ядре антиклинория поднялись на уровень складчатого комплекса синклинория. Увеличение объема пород при гранитизации восстановило в синклинории условия субгоризонтального поперечного к простиранию структуры сжатия. Это сжатие в условиях меньшей глубинности привело к реализации растяжения в субвертикальном направлении и интерференции складчатостей, возникших в разных полях напряжений.

Таким образом, последний этап деформации, приведший к линеаризации складок синклинория, проходил в кинематических условиях, принятых в классической схеме формирования складок продольного расплющивания, при субвертикальном положении растяжения. Первый этап деформации, приведший к образованию основных складок антиклинория и первоначальных складок синклинория, проходил при субвертикальном среднем нормальном напряжении и субгоризонтальном параллельном шарнирам растяжении. Это поле напряжений отличается от принятого классического складкообразующего поля обратным положением растяжения и среднего нормального напряжения. Важно подчеркнуть, что близкие по своей морфологии складки продольного расплющивания формируются в разных полях напряжений и, следовательно, характеризуются разной кинематикой тектонического транспорта вещества при складчатости.



Некоторые элементы парагенезов складок продольного вертикального (I) и горизонтального (II) расплющивания.

Будинаж. Положение будин: Iа, IIа - на начальном этапе будинажа; Iб, IIб - на конечном этапе будинажа, после поворота будин вдоль линейности. Дисгармоничные складки: Iв, IIв - в поперечном вертикальном сечении; Iг, IIг - блок-диаграмма. В - шарнир складки; $L_{\bar{R}}$ - линейность, нормальная к шарниру; $L_{\bar{B}}$ - линейность, параллельная шарниру; x, y, z - пространственные координаты;



$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ - оси главных нормальных напряжений соответственно: максимального (растяжение), среднего, минимального (сжатия). 1 - кливаж или сланцеватость; 2 - линейность; 3 - складчатые разрывы и трещины скола с указанием смещений по ним; 4 - трещины отрыва; 5 - складчатые факолитообразные интрузивные и гидротермальные жильные тела.

Изложенное позволяет разделить тип складок продольного расплющивания на две разновидности: одну, в которой растяжение реализуется в направлении падения-восстания осевых поверхностей, и другую, в которой оно происходит параллельно шарнирам. Как следствие, в обеих разновидностях складок по-разному распределяются массы и мощности менее вязких пород, в том числе железистых кварцитов. В соответствии с направлением растяжения в субвертикальном направлении в складках первой разновидности выжимание идет с крыльев в замки антиклиналей и синклиналей. В них наименьшие значения мощностей на крыльях складок, а наибольшие — в замках, причем вдоль шарниров как антиклиналей, так и синклиналей сохраняются постоянные значения мощностей. В складках второй разновидности при горизонтальном действии растяжения перетекание материала идет из замков синклиналей и крыльев складок в своды антиклиналей. Здесь сосредоточиваются наибольшие массы пластичных пород, имеющие максимальные мощности. Вдоль шарниров антиклиналей мощности сокращаются к синклинальным седлам, уменьшаясь до минимальных в замках синклиналей. Эта разновидность складчатости промоделирована Е.И. Паталахой и Ю.В. Кузьминым (1975).

В развитие механической классификации складчатости В.В. Белоусова и М.В. Гзовского мы назвали эти разновидности складками продольного вертикального и продольного горизонтального расплющивания. Значения „вертикальное“ и „горизонтальное“ при этом указывают на направление перемещения вещества при его сплющивании в процессе складчатости (табл. 1 и рисунок).

Проявление того или иного складкообразующего поля определяется глубиной процессов складкообразования. На больших глубинах, где благодаря большому давлению вышележащих пород не может в вертикальном направлении реализоваться растяжение, устанавливается поле напряжений с субгоризонтальным растяжением, параллельным шарнирам. В относительно приповерхностных условиях устанавливается поле с вертикальным растяжением, преодолевающим геостатическую нагрузку.

Таким образом, сходный парагенез структурных форм не только позволяет выделить единую структурную зону, но и свидетельствует об единых условиях ее формирования. В случае интерференции складчатостей возможна полная переработка предшествовавших парагенезов и их замена новыми, отвечающими условиям образования последней складчатости. Однако возможно и частичное или полное сохранение элементов предшествовавших парагенезов. Наиболее важным свойством структурного парагенеза является возможность восстановления динамо-кинематических условий формирования складчатости. Последние открывают пути прогноза мест, структурно благоприятных для локализации различных месторождений полезных ископаемых (Милеев, 1976б).

Список литературы

- Бел о у с о в В.В. Структурная геология. Изд-во Моск. ун-та, 1970. 277 с.
- Г з о в с к и й М.В. Основы тектонофизики. М., „Наука“, 1975. 536 с.
- Г о н ч а р о в М.А. Кливаж. — В кн.: Очерки структур. геологии сложно дислоцир. толщ. М., „Недра“, 1970, с. 77-101.
- К а з а к о в А.Н. Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л., „Наука“, 1967. 109 с.
- К л о с с Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мериленд. — В кн.: Вопросы структур. геологии. М., ИЛ, 1958, с. 96-156.
- Л е б е д е в а Н. Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 31-43.
- М и л е е в В.С. Линейность и растяжение в складчатой структуре. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4, с. 869-872.
- М и л е е в В.С. К вопросу о развитии будинажа и его использовании для оценки величины деформации. — Вестн. Моск. гос. ун-та, сер. геол., 1973, № 5.
- М и л е е в В.С. Определение компонент тензора главных деформаций по будинажу. — Вестн. Моск. гос. ун-та, сер. геол., 1976а, № 3, с. 46-52.
- М и л е е в В.С. Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтубинского антиклинария. — В кн.: Геология и тектоника докембрия Центр. Казахстана. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1976б, с. 179-365.
- П а т а л а х а Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, „Наука“, 1970. 215 с.
- П а т а л а х а Е.И., К у з ь м и н Ю.В. Метаморфическая складчатость линейного типа — структурная модель (к проблеме взаимосвязи складчатости и метаморфизма). — Труды Ин-та геол. наук АН Каз. СССР, 1975, вып. 35.
- П а т а л а х а Е.И., С м и р н о в А.В., П о л я к о в А.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, „Наука“, 1974.
- Р а м б е р г Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М., „Мир“, 1970. 223 с.
- Р о з а н о в С.Б. Сплитовая джеспилитонсовая формация раннего протерозоя Казахстана. — В кн.: Геология и тектоника докембрия Центр. Казахстана. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1976, с. 9-178.
- A n d e r s o n E.M. The dynamic of faulting. Edinburgh, 1951.

В.В. Эз
(ИФЗ АН СССР)

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В результате многочисленных исследований многие особенности складчатой структуры метаморфических комплексов сейчас хорошо известны. Эти особенности следующие: сочетание складок разных порядков, образование очень тесно сжатых складок, формирование новых упорядоченных текстур, последовательное наложение деформаций разного плана, обилие субпараллельных разрывных нарушений. Все это вместе приводит к очень сильному искажению как первоначальной формы и пространственного положения геологических тел, так и их внутреннего строения. Особенности строения метаморфических комплексов в конечном счете обусловлены тем, что горные породы в условиях метаморфизма испытывали очень большие деформации.

Ярче всего большие деформации выражаются в образовании очень тесно сжатых, практических изоклиналиных складок. Хотя в метаморфических породах можно встретить складки любой формы, на той или иной стадии развития, видимо, любого метаморфического комплекса образуются складки, сжатость которых столь велика, что их подчас трудно даже заметить.

Если не рассматривать очень крупные структурные формы типа гранито-гнейсовых куполов, а из мелких – межбудинные складки, то оказывается, что в сущности нет складок, происхождение которых нельзя было бы объяснить уменьшением размеров сминаемого объема пород вдоль исходного направления вытянутости тех пластообразных тел, которые смяты в складки. При этом во столько же раз увеличиваются размеры сминаемого объема в поперечном направлении.

Это объяснение совершенно очевидно для концентрических складок, в которых изогнутые тела практически не меняют исходной мощности. Наибольшие сомнения обычно вызывает способ образования подобных складок. В этих складках осевые мощности, т.е. расстояния между изогнутыми поверхностями, измеренные вдоль осевых поверхностей, – одинаковы во всех частях складки. Видимо, именно это обстоятельство, наряду с развитием в породах плоскостных текстур, параллельных осевым поверхностям, привело к представлению об образовании таких складок путем неоди-

накового движения материала слоистой толщи в направлении, поперечном к слоистости. Однако таким способом нельзя объяснить ни линейный характер складок, ни дисгармоничность складчатой структуры, ни чередование в разрезе концентрических и подобных складок. Самый же главный недостаток такого объяснения состоит в том, что оно не предполагает никакой реальной причины, которая заставляла бы деформируемый материал испытывать относительное движение в разные стороны: вверх в антиклиналях и вниз в синклиналях. По существу, этой гипотезой предполагается нечто вроде вечного двигателя, когда работа деформирования происходит без затраты какой-либо энергии.

В то же время образование подобных складок в условиях продольного сжатия находит вполне естественное объяснение. Когда в разрезе чередуются более жесткие и более пластичные слои, первые образуют концентрические складки, а вторые – близкие к ним, с отчетливым уменьшением мощности в крыльях по сравнению с замками. Поскольку в подобных складках все слои имеют одну и ту же форму, это, очевидно, говорит о равенстве их деформационных свойств. Так как при образовании подобных складок деформация материала слоев много больше, чем в концентрических складках, чтобы они возникли, нужна также достаточно высокая способность пород давать большие деформации. Таким образом, деформация подобных складок в условиях продольного сжатия происходит в результате однообразного протекания деформации во всех слоях толщи, обусловленного равенством их свойств и большой податливости деформациям.

Существуют способы расчета величины деформации при складкообразовании. Например, в Прибайкалье Ю.А. Морозовым подсчитана средняя по нескольким десяткам измерений величина деформации ольхонского комплекса при образовании последних, самых открытых складок. Обнаружено более чем четырехкратное укорочение по горизонтали при таком же увеличении вертикальной мощности. Для более сильно сжатых складок величина деформации оказывается много выше.

Нетрудно заметить, что при такой большой величине деформации изменение объема сминаемых пород, которому иногда придается большое значение, не может оказать существенного влияния на морфологию складок и тем более не может вызвать образования таких сжатых складок.

Известно, что складчатая структура образуется только в расслоенной среде. Для правильного понимания геологического строения не безразлично, какова природа этой расслоенности, каково происхождение тех тел, которые смяты в складки. В метаморфических комплексах очень много линзообразных и даже пластообразных тел, которые образовались в результате раздавливания, расплющивания тел первоначально самой различной формы. Пластообразную или линзообразную форму часто приобретают бывшие интрузивные тела, которые сейчас сложены в основном метаморфи-

ческими породами, а магматические породы встречаются в них в виде реликтов.

Удивляться такой форме не приходится, если учесть большую величину деформаций. Действительно, деформация тела в 4–5 раз меняет соотношения его исходных размеров в 16–25 раз. Даже если тело было первоначально изометричным, после такой деформации оно становится пластообразным. А так как деформация вмещающих пород идет в том же направлении, такое сплющенное тело оказывается залегающим почти согласно с вмещающими породами. Вероятно, именно поэтому возникло представление о большой роли согласных пластовых интрузий в древних метаморфических комплексах.

Присутствие интрузивных пород, имеющих вторичную пластообразную форму, в разрезе метаморфических комплексов затрудняет выяснение возрастных соотношений пород. Если их не распознать и принять за нормальные члены стратиграфического разреза, можно получить очень искаженную картину.

В микромасштабе такое раздавливание приводит к созданию, например, тонкой милонитовой полосчатости. Очень сильно раздавленные зерна разных минералов образуют тончайшие мелко гранулированные полоски разного состава. Аналогично ведут себя при достаточной величине деформации и геологические тела других размеров, в том числе будины, складки, тектонические линзы. Видимо, раздавливание — это немаловажный способ образования новой, вторичной расслоенности метаморфических комплексов. При изменении направления деформации породы с новообразованной расслоенностью могут оказаться смятыми в складки, подобно тому как сминаются первично-слоистые толщи.

Говоря о складчатой структуре метаморфических комплексов, нельзя обойти молчанием вопрос о разрывных нарушениях, которые осложняют и сопровождают складки. Несмотря на большую податливость пород деформациям в условиях метаморфизма, в метаморфических комплексах обильны разрывные нарушения самого разного масштаба. С обилием разрывных нарушений часто связана простая конфигурация многих границ на геологических картах: разрывные границы благодаря их меньшей извилистости легче картируются и они в первую очередь попадают на карту. Но это не значит, что их разрывную природу легко обнаружить. Наоборот, их часто принимают за стратиграфические границы.

Дальнейшая деформация материала, рассеченного разрывами, приводит к изменению формы поверхностей разрывов и их положения в пространстве. При очень большой деформации, продолжающейся в одном направлении, поверхности разрывов стремятся принять взаимно параллельное положение.

Смещения по разрывам приводят в соприкосновение породы, которые раньше не находились рядом друг с другом. Если амплитуда смещения большая, а поверхности разрывов расположены часто, может возникнуть впечатление слоистого залегания, но слоистость эта новая, ложная.

К категории разрывных нарушений можно отнести и такие распространенные явления, как разлинзование и будинаж. Выше было показано, что в результате больших деформаций превращаются в линзы тела более или менее изометричной формы. В результате будинажа и разлинзования распадаются на линзы пластообразные тела. В конечном счете оказывается, что линзовое строение очень типично для метаморфических комплексов.

Одна из специфических особенностей складчатой структуры метаморфических комплексов состоит в том, что она в ее современном виде возникла в результате деформации не только (а может быть и не столько) первичной слоистости, но и вторичной, новообразованной расслоенности, которая сама возникла в ходе деформации предыдущих этапов. К новообразованным видам расслоенности, кроме отмеченных ранее, относятся и упорядоченные метаморфические текстуры пород.

Наиболее обычной новообразованной плоскопараллельной текстурой является сланцеватость. Как показывают наблюдения, сланцеватость развивается в деформируемой среде перпендикулярно к направлению наибольшего укорочения. Так, в тектонических линзах она приблизительно перпендикулярна к их коротким осям. В складчатой структуре она подобно кливажу параллельна осевым поверхностям складок. Кроме того, сланцеватость возникает и в зонах сдвиговых деформаций – видимо, тоже перпендикулярно к направлению наибольшего укорочения. При очень большом сдвиге оно почти перпендикулярно к плоскости сдвига, а сланцеватость оказывается практически параллельной границам зоны сдвига.

Отличие сланцеватости от вытянутости зерен, возникающей при катаклазе, состоит в том, что ее образование не связано с раздавливанием ранее существовавших минеральных зерен или их механическим поворотом в деформируемой среде – она представляет собой результат роста новых минеральных зерен в определенном положении по отношению к направлению деформации.

Считается, что сланцеватость развивается перпендикулярно к наибольшему сжимающим напряжениям. Однако одного лишь возникновения негидростатического напряженного состояния для этого недостаточно. В ходе перестройки структуры деформируемой среды напряжения релаксируются уже при совершенно ничтожной величине остаточной деформации. Для сохранения негидростатического характера напряжений необходимо, чтобы деформация продолжалась. Из этого следует, что для образования упорядоченной текстуры остаточная деформация должна быть довольно большой. Действительно, нередко в соседних складках, образованных одними и теми же породами, в более открытой складке связанной с ней сланцеватости еще нет, а в более сжатой она проявлена вполне отчетливо.

Многие исследователи считают, что есть и другая, недеформационная сланцеватость, которая развивается параллельно слоистости и наследует ранее существовавшую осадочную текстуру. Вероятно, в некоторых случаях такая унаследованная сланцеватость

может образоваться. Но большей частью в неметаморфизованных породах нет таких текстур, которые могли бы послужить исходными для образования сланцеватости: внутри слоев они обычно массивны. Кроме того, у минералов, образующих сланцеватость, нередко можно обнаружить упорядоченную линейную ориентировку их кристаллографических элементов в плоскости сланцеватости, которая явно не имеет отношения к первичной осадочной текстуре.

Довольно часто не удается обнаружить никаких следов складчатой структуры, с которой была бы связана самая ранняя сланцеватость. Если эта сланцеватость субгоризонтальна, иногда предполагают, что она развилась в результате вертикального раздавливания слоистых толщ радиально действующими снизу силами, которые, деформировав породы, не нарушили их первоначального горизонтального залегания.

Теоретически это вариант, может быть, и осуществим, но практически очень маловероятен. Кроме того, поскольку имеется в виду первая сланцеватость, ее образование, очевидно, шло в условиях прогрессивного метаморфизма. Но вертикальное раздавливание означает уменьшение мощности толщи и, следовательно, уменьшение глубины залегания пород. А процесс, ведущий к уменьшению глубины, едва ли может сопровождаться прогрессивным метаморфизмом.

Обычно утверждения о полной параллельности сланцеватости и слоистости основываются на наблюдениях в отдельных обнажениях и не сопровождаются детальными геологическими картами, на которых настоящие, а не предполагаемые слои тянулись бы на большие расстояния, как в осадочных толщах, и сланцеватость всюду была бы параллельна слоям. Почему-то сланцеватость, параллельная слоистости, отмечается только в комплексах с весьма сложной историей структурного развития, и ее нет в условиях, в которых она, согласно этим утверждениям, образовалась, — в горизонтально залегающих ненарушенных толщах.

Можно добавить и такой довод. В осадочных породах первой новообразованной текстурой является кливаж, который, как известно, развивается в связи со складчатостью, а не в условиях горизонтального залегания, и является секущим по отношению к слоистости. Возникает вопрос, почему породы, которые не остались осадочными, а испытали метаморфизм, миновали стадию образования кливажа, который имеет гораздо больше возможностей, чем слоистость переработаться в сланцеватость? Логичнее предположить, что если в породах со сложной деформационной историей отсутствуют складки, синхронные с наиболее ранней сланцеватостью, то это потому, что либо складки этого возраста совершенно переработаны более поздними деформациями, либо породы на этом этапе еще не были расслоенными и в них не могла возникнуть складчатая структура.

Из всего сказанного не следует, что нельзя увидеть сланцеватость, параллельную слоистости. Например, послонная сланце-

ватость, как и послойный кливаж, может развиваться на крыльях складок в тонких слоях пластичных пород, которые разделяют мощные более жесткие пласты. При складкообразовании в этих пластичных слоях происходит большая сдвиговая деформация, вызванная относительным смещением соседних пластов, и может возникнуть соответствующая сланцеватость. В изоклинальных же складках сланцеватость везде, кроме замков складок, параллельна тем текстурам, которые смяты в складки.

Помимо сланцеватости в метаморфических породах весьма обычна новообразованная полосчатость, которая большей частью параллельна сланцеватости той или иной генерации. Образование полосок новых минералов обычно связывают с возникновением узких параллельных зон пониженного давления вдоль поверхностей сланцеватости. Очевидно, такие зоны не могут возникнуть в условиях продолжающегося сжатия перпендикулярно к сланцеватости. Для этого сжатие, перпендикулярное к сланцеватости, должно перестать быть наибольшим, т.е. план деформации должен измениться на противоположный.

Для метаморфических комплексов типично сочетание складок нескольких порядков — от многокилометровых до микроскопических. Осадочные толщи таким разнообразием размеров складок не обладают, и это вполне естественно, поскольку в них нет такой тонкой расслоенности, какую создают метаморфические текстуры, и не могут возникать очень мелкие складки.

Крупные и мелкие складки одной и той же генерации обладают приблизительно одинаковой степенью сжатости, сходным пространственным положением их осевых поверхностей и шарниров, одинаковыми соотношениями с синхронными с ними текстурами. Такое подобие крупных и мелких форм объясняется тем, что и те, и другие отражают в общем одну и ту же деформацию толщи.

Нередко приходится встречать утверждения, что в некоторой толще на таком-то этапе формировались „только мелкие складки, которые не нарушают общей структуры.“ Большой частью такие утверждения вызваны тем, что установлены только мелкие складки, видимые в обнажениях, а более крупные структуры остались или незакартированными, или непонятыми. Действительно, что значит „есть только мелкие складки?“ Это значит, что зеркало мелких складок представляет собой практически недеформированную плоскость (рис. 1, а). Как частный случай на небольшом участке такую картину можно увидеть, однако еще никто не описывал такой структуры, в которой мелкие складки амплитудой в метры или десятки метров имеют плоское зеркало на протяжении многих километров. Такие складки ни при каких условиях деформации не могут получиться из моноклинали, если ее залегание не будет в корне нарушено.

Очень часто асимметричные складки имеют осевые поверхности, параллельные слоистости (или другим текстурам) в прилегающих объемах пород. Такие складки нередко называют „межпласто-

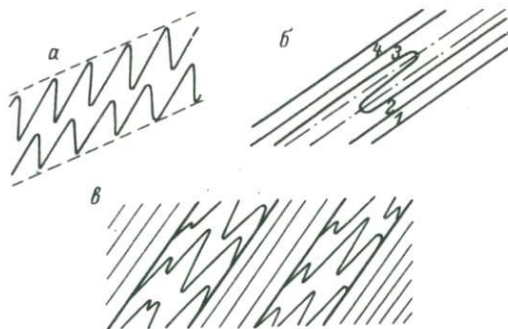


Рис. 1. Принципиальные схемы мелких складок.

а - мелкие складки с плоским зеркалом; б - предполагаемое строение „внутрипластовых складок“; в - истинное строение „внутрипластовых складок“.

выми”, предполагая, что они лежат между ненарушенными слоями. Исходя из этого предположения, межпластовыми должны быть названы складки, имеющие в принципе такое строение, как на рис. 1б. Из этой схемы следует, что пачка 2 слева от складки, сохранив ненарушенное залегание, имеет гораздо большую мощность, чем справа, где залегание тоже ненарушенное. А с пачкой 3 все происходит наоборот. Искусственность такой картины совершенно очевидна. Если мы нарисуем не одну складку, а несколько, и не одну складчатую поверхность, а десяток, мы от этой искусственности не избавимся.

Тем не менее сжатые складки, осевые поверхности которых параллельны не смятым в складки текстурам соседних пород, встречаются совсем нередко. Часто бывает и так, что мелкие складки есть, а крупные складки одинаковой с ними ориентировки, несмотря на самое детальное и добросовестное картирование, на карте не вырисовываются. Обычно это связано с обилием разрывных нарушений, как это показано на рис. 1, в. В такой структуре из-за обилия разрывов не удастся выявить крупные складки, если не известно, как коррелировать смятые поверхности в разных крыльях разрывов.

Чрезвычайно важной особенностью структуры метаморфических комплексов является то, что она образовалась, как правило, в результате последовательного наложения деформаций разных направлений. Наиболее ярко эта особенность проявлена в наложении складок. Поскольку этому вопросу посвящено много работ, нет необходимости на нем специально останавливаться. Но следует подчеркнуть, что наложенным деформациям обычно подвергаются уже не первичные, а новообразованные тела и новообразованные текстуры, созданные предыдущими деформациями. Первоначальные поверхности раздела (например, по слоистости)

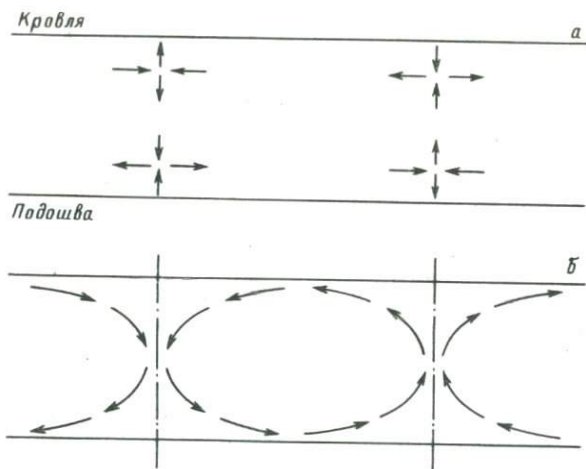


Рис. 2. Простейшая схема направлений больших деформаций в вертикальном разрезе земной коры (а) и направлений движения материала при деформациях (б).

ко времени наложенных деформаций практически не сохраняются и существенного влияния на характер этих деформаций не оказывают.

Величина деформации в равной мере отражается и на вертикальных, и на горизонтальных размерах деформируемого объема. Из этого следует, что глубина залегания пород в результате очень больших деформаций может меняться в несколько раз. Когда таким деформациям подвергаются мощные толщи, это неизбежно ведет к изменению термодинамических условий, в которых находятся породы.

Очень большие деформации не могли протекать однообразно в пределах больших объемов пород. Если бы они шли одинаково от поверхности до подошвы земной коры, мощность коры менялась бы в несколько раз. Этого, как мы знаем, не бывает. Наоборот, там, где метаморфические комплексы слагают земную кору до самой поверхности — в пределах древних щитов — мощность ее колеблется очень незначительно. Это значит, что в одно и то же время в разных частях вертикального разреза коры деформации должны были идти в разных направлениях, как это показано на рис. 2, а. Когда где-то, например, шло горизонтальное укорочение и увеличение вертикальных размеров, над или под этим местом шла деформация противоположного направления, с укорочением уже не по горизонтали, а по вертикали. По соседству на тех же уровнях также должны были идти компенсирующие деформации противоположной направленности. Направление движения материальных точек в разрезе коры при таком направлении деформации показано на рис. 2, б. Одни и те же объемы пород, участвуя в таком движении, последовательно

оказывались в условиях деформации разного плана. Движущей силой такого процесса могло быть всплывание гранитизируемых пород, более легких, чем исходные окружающие породы.

Конечно, это весьма идеализированная схема и далеко не везде применимая. Но она хорошо объясняет большую величину деформаций метаморфических комплексов, последовательное наложение деформаций разного направления, тесную связь изменения термодинамических условий, ведущего к региональному метаморфизму, с тектоническими деформациями.

Подводя итоги, можно сказать, что большинство особенностей структуры метаморфических комплексов связано с тем, что они испытали большие неоднократные и разнонаправленные деформации. В складки сминались не только, и не столько пакки слоев, сколько пакеты различных геологических тел, деформированных до приобретения ими уплощенной формы и субпараллельного расположения, включая интрузивные тела, сплюснутые более ранние складки, системы вытянутых блоков, разделенных разрывами, сминались новообразованные метаморфические текстуры. При этом исходное положение вытянутых тел не обязательно было горизонтальным, и образующиеся из них складки имели весьма разнообразную исходную ориентировку осевых поверхностей и шарниров.

По-видимому, этими особенностями обладают комплексы любого возраста, которые сложены метаморфическими породами в полном смысле этого слова, т.е. породами, которые состоят из новообразованных метаморфических минералов и имеют новообразованные, метаморфические структуры и текстуры.

М.А. Гончаров
(Моск. гос. ун-т)

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ И ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННОЙ МЕТАМОРФОГЕННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Гипотеза о метаморфогенной адвекции. Инверсионная стадия геосинклинального эндогенного режима характеризуется преобладанием восходящих тектонических движений, интенсивным складкообразованием и региональным метаморфизмом толщ, накопившихся на доинверсионной стадии. Гипотеза о метаморфогенной адвекции, развиваемая в последние годы В.В. Белоусовым (1975), строго согласуется последовательность этих процессов: 1) метаморфизм и переход адсорбированной и конституционной воды в свободное состояние с увеличением объема пород, которые из-за своей слабой гидравлической проницаемости длительное время вынуждены содержать воду в порах под избыточным давлением; 2) всплывание („адвекция“) метаморфизо-

ванных толщ, оказавшихся более легкими, чем вышележащие;

3) интенсивная складчатость вследствие неравномерности всплытия. Один из вариантов этой гипотезы, в котором движущей силой процесса считается гранитизация, разрабатывается В.В. Эзом (1976). Адвективные движения этого типа происходили, по-видимому, повсеместно на прогеосинклинальном этапе развития земной коры, когда гранитизация равномерно охватывала огромные площади и объемы (Шуркин, Митрофанов, 1974). Однако в последующие эпохи гранитизация проявлялась значительно более локально, чем метаморфизм, и поэтому вряд ли являлась главной причиной адвективных движений. У некоторых авторов даже приводятся прямые доказательства того, что гранитизация представляет собой лишь эпизод длительного развития антиклинорий и гранито-гнейсовых куполов (Павлова, 1967; Кейльман, 1974).

Геологические предпосылки гипотезы. Вопрос о соотношении во времени метаморфизма и складчатости на инверсионной стадии геосинклинального режима достаточно сложен. Приведем данные, свидетельствующие о том, что нельзя исключать возможность некоторого запаздывания складкообразования по отношению к региональному прогрессивному метаморфизму.

1. На первой стадии деформационного цикла в процессе метаморфизма возникает сланцеватость, почти всюду параллельная складки; последняя лишь местами смята в мелкие лежащие складки. Только на второй стадии цикла сланцеватость и слоистость практически повсеместно изгибаются в линейные складки различных размеров (Миллер, 1973). 2. Имеются примеры, когда границы фаций метаморфизма параллельны стратиграфическим границам и повторяют контуры крупных складчатых структур (Демина, 1974); другими словами, стратиграфические и метаморфические границы совместно изогнуты в одни и те же складки. 3. Зафиксированы случаи, когда в одном районе складчатость связана в пространстве и во времени с гранитизацией (Гончаров, 1976), а последняя произошла несколько позже прогрессивного метаморфизма при некотором смягчении p - T -условий минералообразования, происходящем на фоне восходящих тектонических движений (Демина, 1974). 4. В складчатой деформации участвуют породы, вязкость которых бывает понижена предшествовавшим процессом метаморфизма (Гончаров, Фролова, 1977).

Количественные расчеты показывают, что происходящий при прогрессивном метаморфизме процесс дегидратации приводит к удалению воды из кристаллической решетки минералов, но отнюдь не из массива пород, которые обладают слабой гидравлической проницаемостью и поэтому длительное время вынуждены содержать воду в порах под давлением, превышающим литостатическое, обусловленное нагрузкой вышележащих толщ (Хлестов, 1975). Не исключена и другая причина возникновения сверхвысокого флюидного давления — поступление

в земную кору глубинных флюидов, выделяющихся в процессе дифференциации и дегазации вещества мантии (Кропоткин, Валяев, 1965). Следует отметить, что сверхвысокое флюидное давление свойственно и осадочным, метаморфизованным толщам, о чем свидетельствует практика глубокого бурения на нефть и газ. В некоторых случаях это тоже связано с явлениями дегидратации, например гипса.

Другой стороной процесса метаморфической дегидратации является увеличение объема пород, или „дилатация“, которая оценивается первыми десятками процентов (Белоусов, 1975). Логично предположить, что чем выше степень метаморфизма и соответственно степень дегидратации первичных осадочных пород, тем больше флюидное давление превышает литостатическое, тем сильнее увеличивается объем пород, тем больше уменьшается их плотность. В результате нижележащие породы становятся легче, чем вышележащие, и возникает инверсия плотностей — механически неустойчивое состояние, которое и вызывает адвективные движения, и адвекцию.

Тепловая конвекция как физический аналог метаморфогенной адвекции нами предпринято моделирование. Исследование выполнялось в лаборатории тектонофизики геологического факультета МГУ. В качестве физического аналога избрана хорошо изученная физиками тепловая конвекция. Оба процесса имеют много общего (Гончаров, Горелов, 1976). Главным параметром тепловой конвекции является безразмерное число Рэлея

$$R = \frac{h^3 c_p \beta \rho^2 g (T_1 - T_2)}{\eta \chi}$$

где h — мощность слоя подогреваемой снизу жидкости, характеризующейся вязкостью η , теплопроводностью χ , изобарической удельной теплоемкостью c_p , коэффициентом объемного теплового расширения β и плотностью ρ ; T_1 и T_2 — температура в подошве и кровле слоя; g — ускорение силы тяжести.

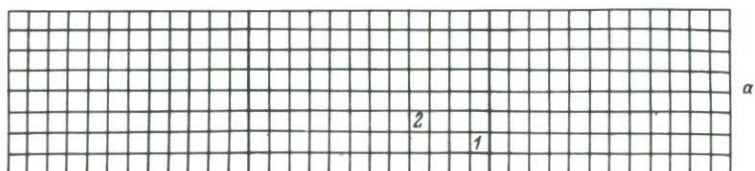
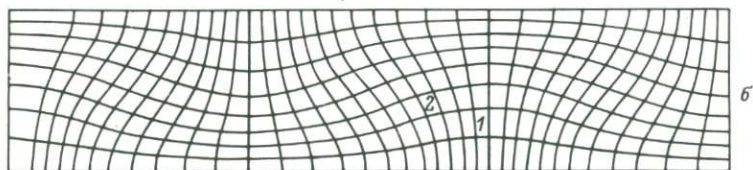
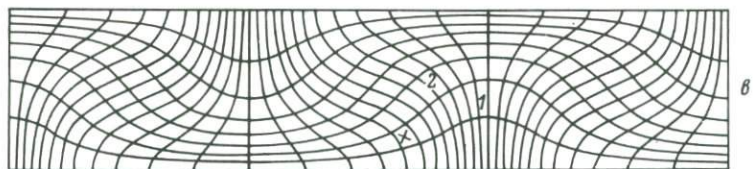
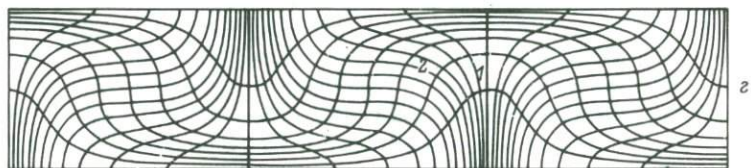
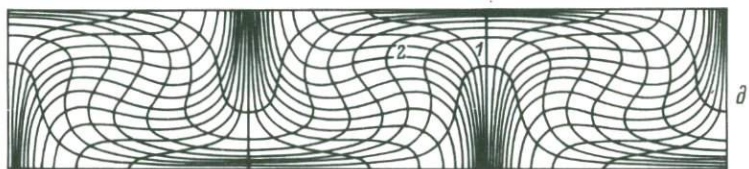
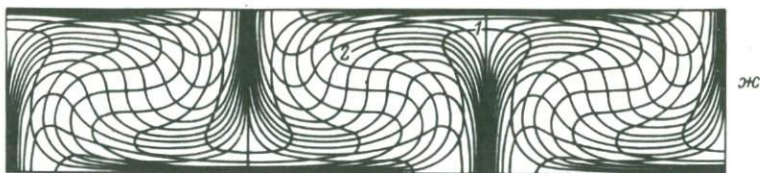
В отличие от тепловой конвекции метаморфогенная адвекция имеет свою специфику. Причиной объемного расширения пород здесь служит не само по себе нагревание, а избыточное обводнение. Поэтому учитывать нужно не тепловой, а водный восходящий поток, и вместо β , χ и c_p должны фигурировать параметры, обусловленные этим специфическим объемным расширением, гидравлической проницаемостью и пористостью пород. В настоящее время не все величины, определяющие R , можно оценить количественно. Но можно вполне определенно утверждать, что повышение степени метаморфизма обусловлено увеличением $T_1 - T_2$ и сильно понижает как вязкость пород, так и их проницаемость, что ведет к увели-

чению R . Этому же весьма способствует и возрастание мощности доинверсионных отложений.

Три режима метаморфогенной адвекции. В последнее время физики, изучающие тепловую конвекцию как один из двух главных способов передачи тепла, показали, что существуют два критических числа: $R_1 \approx 10^3$ и $R_2 \approx 2 \cdot 10^4$ (Гершуни, Жуховицкий, 1972). Если $R < R_1$, то система механически устойчива, тепловая конвекция невозможна и миграция тепла осуществляется посредством одной теплопроводности. При $R_1 < R < R_2$ кроме механизма теплопроводности возникает двумерное механическое движение в форме линейно вытянутых в плане „конвективных валов“, а в случае $R > R_2$ — трехмерное движение в форме куполов. Рассуждая по аналогии, правомерно предположить, что существуют три соответствующих режима метаморфогенной адвекции.

При режиме дилатации адвекция отсутствует и миграция флюидов осуществляется посредством одной гидравлической проницаемости. Это, однако, не означает, что в деформационном смысле система остается инертной. Увеличение объема пород (дилатация), о котором говорилось выше, происходит в системе, ограниченной снизу и с боков, и поэтому может трансформироваться только в вертикальное, или, по терминологии ленинградских исследователей (Глебовицкий, 1973; Миллер, 1973), „радиальное“ восходящее тектоническое движение. Это движение происходит на обширных площадях в сочетании с однородным метаморфизмом первой стадии деформационно-метаморфического цикла (Глебовицкий, 1973). Эксперименты с эквивалентными материалами показали, что невозможность дилатационного расширения вниз и по латерали создает в нижней части модельных образцов обстановку реактивного вертикального („радиального“) сжатия, а в верхней — реактивного горизонтального сжатия. Это вызывает образование ориентированных текстур, которые можно в первом случае сопоставлять с горизонтальной сланцеватостью, параллельной слоистости, а во втором — с вертикальным секущим кливажем, и вполне увязывается с выводами П. Фурмарье, который на основании многолетних региональных исследований пришел к заключению о существовании „нижнего фронта кливажа“, отделяющего зону секущего кливажа от зоны послышной сланцеватости (подробнее см. Гончаров, 1970б). Эксперименты со слоистыми материалами показали, что в обстановке дилатации возникает складчатость (Вихерт, Курбатова, 1968), которая при большой нагрузке сверху и затрудненном вертикальном росте вполне может быть лежачей, что также характерно для первой стадии деформационного цикла (Миллер, 1973). Таким образом, увеличение объема горных пород без всякого воздействия внешних сил вызывает появление „негидростатического“ поля напряжений.

Выше говорилось, что усиление метаморфизма ведет к увеличению R . При этом может быть превышено критическое значение R_1 , и вся система потеряет как тепловую, так и механическую устой-



чивость. Возникает режим линейной адвекции: на месте бывшей области однородного ареального метаморфизма происходит линейная в плане дифференциация на участки восходящих и нисходящих тектонических движений. В зонах поднятий возникают положительные термические аномалии и усиливается поток флюидов. Наступает стадия неоднородного, горизонтально-зонального метаморфизма (Глебовицкий, 1973).

Если в процессе метаморфизма пород происходит понижение их вязкости и гидравлической проницаемости, что весьма вероятно (Хлестов, 1975), то может быть превышено и критическое значение R_2 . При этом возникает режим купольной адвекции, с образованием гнейсовых и сланцевых куполов, что рассматривается некоторыми авторами как третья стадия деформационного цикла (Глебовицкий, 1973). Другие исследователи считают, что возникновение куполов может произойти на любой стадии этого цикла (Миллер, 1973). С нашей точки зрения, в каждом конкретном случае решающую роль играет скорость изменения параметра R во времени. Например, быстрое нарастание R может привести к редуцированию или даже отсутствию двух первых режимов и господству купольного режима практически с самого начала метаморфизма (Talbot, 1971). С другой стороны, угасание термического режима регионального метаморфизма от раннедокембрийского к фанерозойскому времени постепенно понижает вероятность превышения R_2 и возникновение куполов.

Математическая модель поля деформаций и его эволюции в процессе адвекции. Простейший с точки зрения математического описания вариант тепловой конвекции — физического аналога метаморфогенной адвекции — осуществляется при подогревании снизу бесконечного горизонтального слоя вязкой теплопроводящей жидкости, когда возникает режим стационарной линейной конвекции. Деформации, происходящие внутри слоя, регистрируются по искажению первоначально квадратной сетки и показаны на рис. 1 (более подробно см. Гончаров, Горелов, 1976).

Несмотря на то что к системе не приложены никакие внешние силы, возникает неоднородное поле напряжений (Гончаров, 1969). Весьма существенно, что в процессе адвекции одни и те же участки, „домены“ (например, квадраты на рис. 1), могут перемещаться в области с иной ориентировкой главных осей напряжений (Гончаров, 1970а; Эз, 1976). Из рис. 1 видно, что в нижней части поднятий и в верхней части впадин господствуют условия

Рис. 1. Математическая модель деформаций слоистой толщи на разных стадиях конвективного процесса.

Здесь и на рис. 2, 3 плоскость чертежа перпендикулярна к шарнирам линейных конвективных структур.

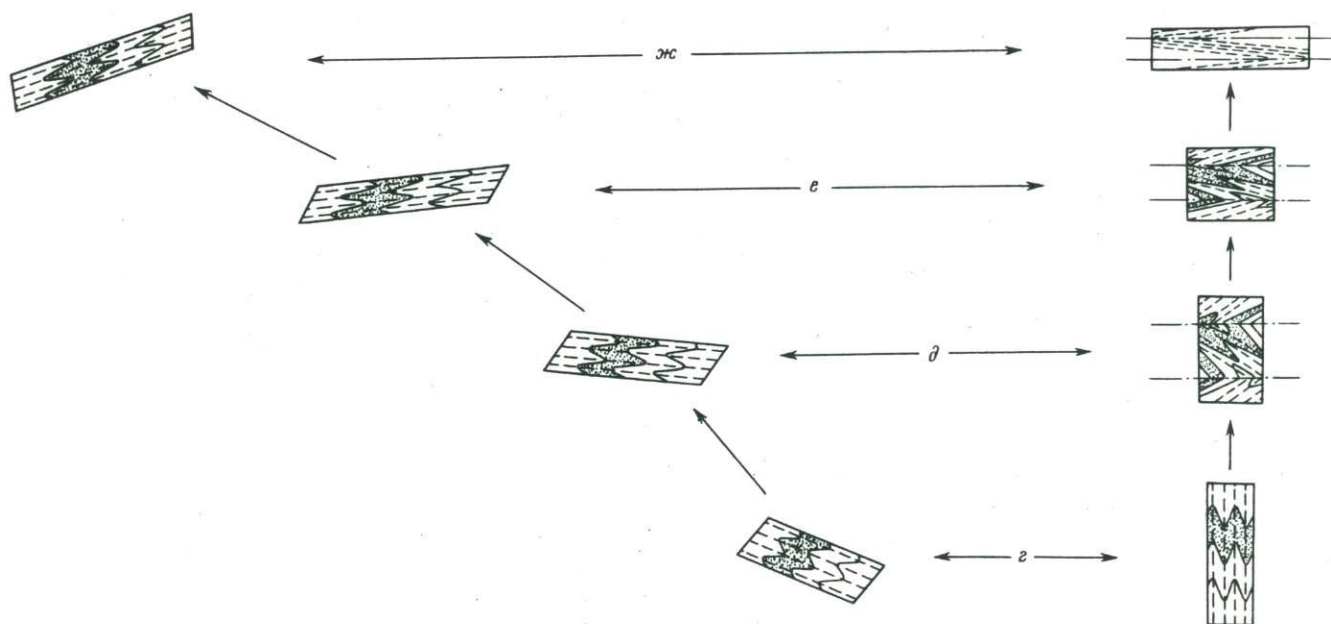
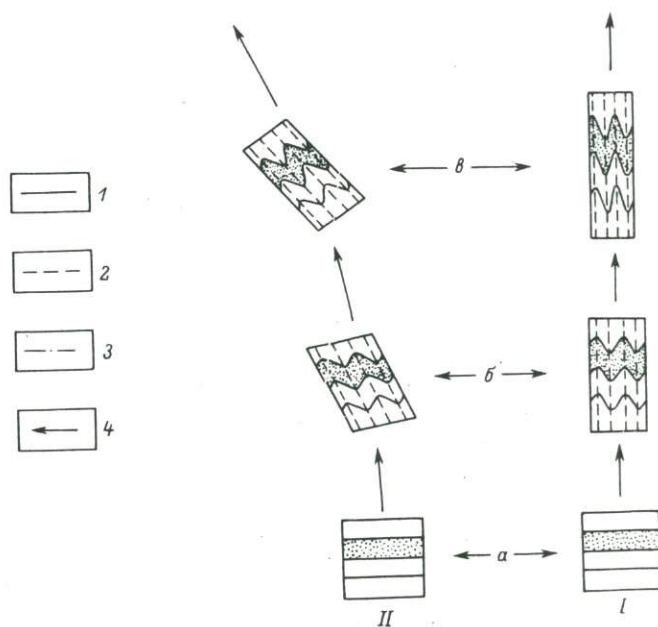


Рис. 2. Возникновение и эволюция мелкой складчатости в процессе конвекции.

Квадраты I и II со слоистой средой внутри представляют собой элементарные части соответствующих квадратов 1 и 2 (рис. 1) и в отличие от последних испытывают однородную деформацию, т.е. превращаются в параллелограммы, стороны которых параллельны зеркалу складчатости и осевым поверхностям складок. Для случаев I, д-ж это относится к наложенным складкам. 1 - слоистость; 2 - осевые поверхности ранних складок; 3 - осевые поверхности наложенных складок; 4 - направление конвективного движения рассматриваемого участка.



горизонтального сжатия, а в верхней части поднятий и в нижней части впадин — горизонтального растяжения.

Так как в процессе участвует слоистая толща, то деформация первичного квадрата нуждается в особой интерпретации. В случае его горизонтального растяжения следует ожидать разлинзования и будинажа более вязких прослоев, а также возникновения сланцеватости, параллельной слоистости. Если же квадрат подвергается горизонтальному сжатию, то возникнет мелкая складчатость, причем зеркало складок будет параллельно одной паре сторон параллелограмма, в который превращается первичный квадрат, а осевые плоскости, сланцеватость и кливаж — другой паре сторон (рис. 2).

Рассмотрим возникновение и эволюцию мелкой складчатости на примере двух квадратов. Квадрат, помеченный цифрой 1, сначала испытывает горизонтальное сжатие (рис. 1-2, б-в); внутри него в соответствии с нашей интерпретацией возникает мелкая складчатость с вертикальными осевыми плоскостями. Затем эта деформация временно приостанавливается (рис. 1-2, г), а далее бывший квадрат начинает все более сжиматься в противоположном — вертикальном направлении (рис. 1-2, д-ж). Это приводит к изгибанию осевых плоскостей в новые — наложенные складки, осевые плоскости которых расположены теперь горизонтально. Они соответствуют природным лежачим складкам 3-го этапа деформационного цикла, возникшим от „радиального” сжатия (Миллер, 1973).

С квадратом, помеченным цифрой 2, происходит иная эволюция. В течение всего процесса он испытывает только сжатие, параллельное его основанию, и соответствующее удлинение в перпендикулярном направлении. Но одновременно он поворачивается против часовой стрелки, так что на поздних стадиях адвекции его удлиненная сторона принимает положение, близкое к горизонтальному. В соответствии с нашей интерпретацией (рис. 2, л) мы можем считать, что возникшая внутри него мелкая складчатость в ходе процесса становится все более тесно сжатой и в то же время осевые плоскости складок непрерывно вышоложиваются. В конце концов складчатость становится лежачей и соответствует природной складчатости краевых частей складчатых комплексов (Миллер, 1973). Однако в отличие от Ю.В. Миллера, мы считаем, что эта складчатость синхронна с лежачими складками, описанными в предыдущем абзаце, поскольку все эти деформации происходят на одних и тех же стадиях (рис. 1-2, д-ж), а поэтому ее лучше относить к 3-му этапу деформационного цикла. Можно показать (здесь мы этого делать не будем), что на дальнейших стадиях процесса адвекции осевые плоскости лежачих складок бывшего квадрата 2 изгибаются в наложенные складки следующего этапа деформационного цикла.

Поле складчатых деформаций отличается неоднородностью. Например, на стадии „в” (рис. 1) в квадрате 1 возникает довольно интенсивная складчатость. Однако в соседних квадратах, расположенных в том же горизонтальном ряду, степень бокового сжа-

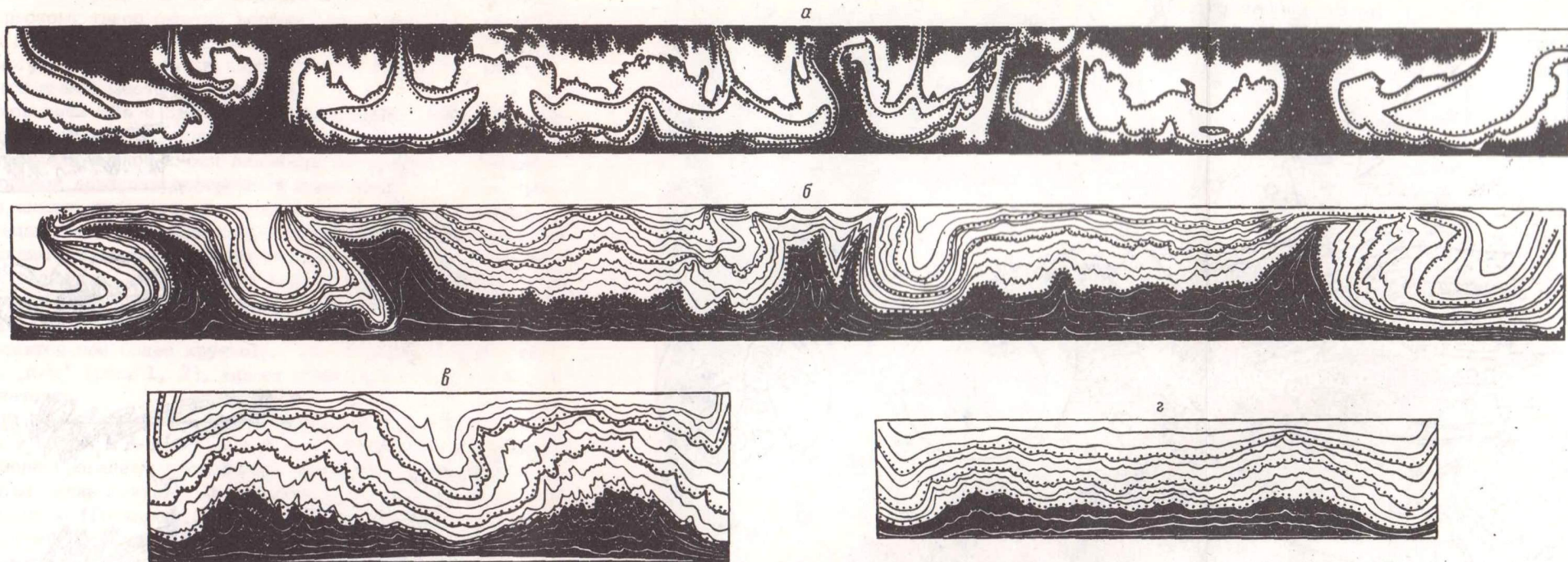


Рис. 3. Морфология складчатости на разных стадиях конвективного процесса в лабораторных слоистых образцах. Зарисовка Ю.М. Горелова.

Эквивалентный материал – сплав канифоли с машинным маслом. Границы между пачками слоев обозначены пунктиром. На модели „г” ввиду сложности складчатой структуры показаны только эти границы.

тия убывает по мере удаления от квадрата 1; в бывшем квадрате, помеченном крестом, такое сжатие вообще отсутствует. В подобных участках, не затронутых складчатостью 2-го этапа деформационного цикла, могут сохраняться „в чистом виде” следы деформации 1-го этапа, что имеет место и в природе.

До сих пор речь шла о двумерных деформациях, которые свойственны режиму линейной адвекции и могут быть изображены в плоскости, перпендикулярной к оси линейных адвективных структур. В случае купольной адвекции деформации происходят во всех трех измерениях, и анализ складчатости сильно усложняется. Не имея возможности вдаваться в подробности, отметим лишь, что при этом сначала возникают складки, шарниры которых располагаются горизонтально и радиально относительно центра куполов. Затем на них может наложиться кольцевая складчатость с концентрически расположенными шарнирами. По мере роста куполов радиальные шарниры становятся все более крутыми. На стадиях, соответствующих стадиям „д-ж” (рис. 1, 2), может появиться еще одна наложенная складчатость.

Физическая модель адвективных складчатых деформаций. Параллельно с математическим моделированием проводились аналогичные эксперименты с тонкослоистым эквивалентным материалом — сплавом канифоли с машинным маслом (Гончаров, Горелов, 1976). В полном соответствии с теорией при слабом подогреве снизу в модельных образцах возникают линейная в плане складчатость (рис. 3), а при сильном подогреве — купола. На периферии складчатой зоны на определенной стадии процесса формируются лежачие складки (рис. 3, в). В том случае, когда на поверхность „всплывают” наиболее глубокие „толщи”, в них образуются наложенные складки (рис. 3, г). В опытах предыдущих серий, где складчатость не обладала линейной упорядоченностью в плане, возникали складки с крутыми шарнирами и различным простиранием осей (Гончаров, Горелов, 1975).

Список литературы

Бел о у с о в В.В. Основы геотектоники. М., „Недра”, 1975. 263 с.

В и х е р т А.В., Г о н ч а р о в М.А. О возможных тектонических следствиях длительного существования сверхвысоких давлений флюидов в земной коре. — В кн.: Дегазация Земли и геотектоника. Тезисы докл. М., „Наука”, 1976, с. 42.

В и х е р т А.В., К у р б а т о в а Н.С. Моделирование складок, возникающих вследствие увеличения объема вещества. — Геотектоника, 1968, № 2, с. 136.

Г е р ш у н и Г.З., Ж у х о в и ц к и й Е.М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М., „Наука”, 1972. 382 с.

Г л е б о в и ц к и й В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., „Наука“, 1973. 128 с.

Г о н ч а р о в М.А. Некоторые закономерности распределения напряжений при движении вязких жидкостей, вызываемом инверсией плотностей (математическая модель и возможные геологические аналогии). – В кн.: 1У науч. отчет. конф. геол. фак. Моск. ун-та, 1969. Тезисы докл. М., 1969, с. 146–148.

Г о н ч а р о в М.А. Поля напряжений, возникающие в процессе адвекции в обстановке инверсии плотностей горных пород (простейшая математическая модель). – В кн.: У науч. отчет. конф. геол. фак. Моск. ун-та, 1970. Тезисы докл. М., 1970а, с. 76–77.

Г о н ч а р о в М.А. Кливаж. – В кн.: Очерки структур. геологии сложно дислоцир. толщ. 2 изд. М., „Недра“, 1977, с. 93–119.

Г о н ч а р о в М.А. О связи мигматизации со складкообразованием. – Бюл. МОИП, отд. геол., 1976, вып. 4, с. 126–138.

Г о н ч а р о в М.А., Г о р е л о в Ю.М. Моделирование глубинной метаморфогенной складчатости с применением центрифуги. – В кн.: Кора и верх. мантия Земли (геология, геохимия, геофизика). М., Изд-во Моск. ун-та, 1975, с. 260–268.

Г о н ч а р о в М.А., Г о р е л о в Ю.М. Физическое и математическое моделирование складчатых структур, возникающих в слоистых толщах при адвективных движениях. – В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, „Наука“, 1976, с. 34–45.

Г о н ч а р о в М.А., Ф р о л о в а Н.С. Пример изменения вязкости горных пород при начальном метаморфизме. – Геотектоника, 1977, № 3, с. 113–116.

Д е м и н а Л.И. Термодинамический режим образования метаморфических пород ольхонской серии (Западное Прибайкалье). – В кн.: Термодинам. режим метаморфизма. Тезисы докл. Л., 1974, с. 130–132.

К е й л ь м а н Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., „Недра“, 1974. 200 с.

К р о п о т к и н П.Н., В а л я е в Б.М. О природе аномально высоких пластовых давлений в нефтяных и газовых месторождениях. – Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 11, с. 29–46.

М и л л е р Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. – Геотектоника, 1973, № 5, с. 83–93.

П а в л о в а Т.Г. К вопросу о генезисе гранито-гнейсовых куполов. – Геотектоника, 1967, № 3, с. 63–68.

Х л е с т о в В.В. Флюидный режим земной коры и мантии. – В кн.: Геодинам. исследования, № 3. Сжимаемость геофиз. веществ и роль летучих компонентов в коре и верх. мантии. М., „Наука“, 1975, с. 87–122.

Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийский магматизм в связи с развитием земной коры. — В кн.: Проблемы докембрийск. магматизма, Л., „Наука“, 1974, с. 8–16.

Эз В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры, М., „Наука“, 1976, 168 с.

Talbot C.J. Thermal convection below the solidus in a mantled gneiss dome, Fungwi Reserve, Rhodesia. — J. Geol. Soc. (London), 1971, vol. 127, pt. 4, p. 377–410.

Ю.А. Морозов
(ИФЗ АН СССР)

ОЦЕНКА НЕКОТОРЫХ КРИТЕРИЕВ ВЫДЕЛЕНИЯ НАЛОЖЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Структурное изучение большинства метаморфических комплексов показало, что наиболее существенными чертами их строения является наложенная складчатость, обилие разрывных нарушений, наличие таких деформационно-метаморфических текстур, как сланцеватость, линейность, полосчатость. Тщательный анализ этих элементов строения не только позволяет составить достаточно полное представление о структурной организации таких комплексов, но и помогает установить историческую последовательность деформационных и метаморфических процессов, решить некоторые вопросы генезиса тех или иных конкретных структур. Отсюда видна исключительная важность изучения упомянутых особенностей строения метаморфитов.

В то же время опыт детальных исследований некоторых метаморфических комплексов показывает, что встречаются такие специфические ситуации, которые, кстати сказать, хорошо известны и вполне очевидны, но часто забываются в ходе работы (именно поэтому здесь и пойдет о них речь), когда допускается некоторая неоднозначность интерпретации структурных особенностей. В результате этого бывают одинаково равновозможны заметно отличающиеся друг от друга или даже прямо противоположные представления об объеме и содержании структурно-возрастных шкал (в частности, последовательности деформационных процессов), о характере строения толщ и т.д. В этом смысле весьма показательны наложенные складки, линейные текстуры и разрывные нарушения.

Явления непосредственного наложения одних складок на другие не всегда можно наблюдать в обнажениях или на геологических картах того или иного масштаба. Чаще всего об этом можно судить по ряду косвенных признаков, главнейшими из которых являются пространственная ориентировка структурных элементов складчато-деформированных толщ (имеются в виду ориентировки шарниров

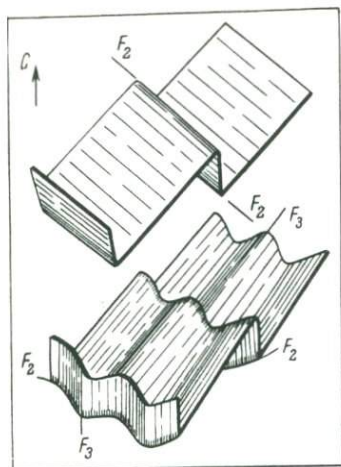


Рис. 1. Принципиальная блок-диаграмма, отражающая эффект наложения складок F_3 на F_2 в Западном Прибайкалье.

складок, осевых поверхностей, слоистости, сланцеватости) и соответствующая минерализация в складках (под минерализацией подразумеваются такие деформационно-метаморфические текстуры, как сланцеватость, различного вида линейность, полосчатость).

Самым существенным обстоятельством, которое характерно для наложения складок, является расширение интервала пространственных ориентировок структурных элементов (шарниров, осевых поверхностей, линейности), когда последние испытывают сложнораспределенное рассеивание (Казаков, 1976). Естественно, чем больше стадий наложения (генераций складок), тем шире этот интервал. Вместе с тем значительное рассеивание структурных элементов может происходить не обязательно при наложении нескольких этапов складчатости, а даже при наложении всего только двух генераций. С подобной ситуацией мы столкнулись в Западном Прибайкалье и в пределах всего Байкальского метаморфического пояса. Там на резко асимметричные, наклонные (с пологими и крутыми крыльями) складки северо-западного простирания осей (F_2) происходит наложение субпоперечных по отношению к ним прямых складок северо-восточного простирания (F_3), в результате чего, как известно (Weiss, McIntyre, 1957), последние складки сразу же «рождаются» с различными углами и противоположными направлениями погружения шарниров (рис. 1). При этом в обнажениях встречаются складки с пологими, с субгоризонтальными и крутыми шарнирами (рис. 2, а), а также криволинейно изогнутые в своих же осевых поверхностях шарниры складок (рис. 2, б). Точно так же значительные вариации в углах, а также в азимутах наклона испытывают и шарниры складок F_2 — от пологих в ту или другую сторону, через субгоризонтальные, до крутых и вертикальных при значительной степени сжатости складок F_3 (рис. 3). Пологие и субгоризонтальные шарниры складок F_2 и F_3 легко отличить друг от друга, а вот крутые и верти-

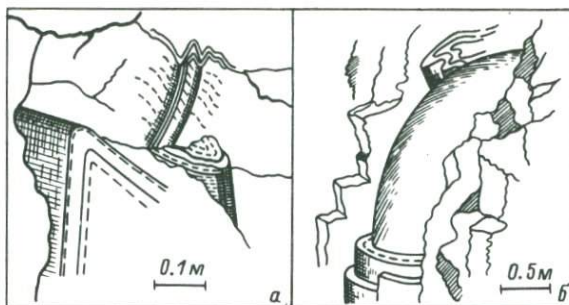


Рис. 2. Примеры шарниров складок F_3 (рисунки по фотографиям).

а — разнонаклонные шарниры складок F_3 , встречающиеся в одном обнажении; б — шарнир складки F_3 , изгибающийся в своей же осевой плоскости.

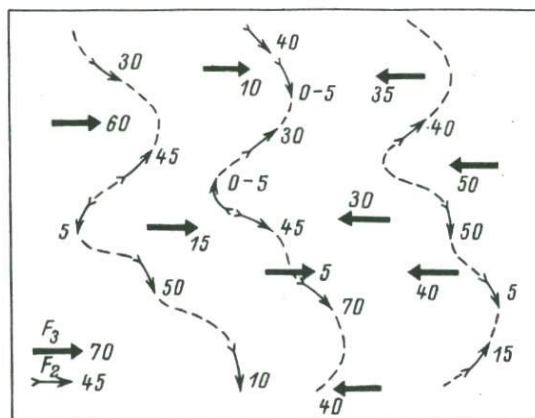
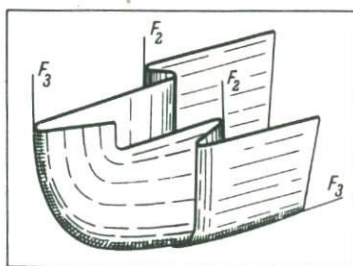


Рис. 3. Принципиальная схема поведения в плане линейных элементов складок F_2 и F_3 (на основе конкретного примера).

Рис. 4. Блок-диаграмма, показывающая близость пространственных ориентировок субвертикальных отрезков шарниров складок F_2 и крутых частей шарниров складок F_3 .



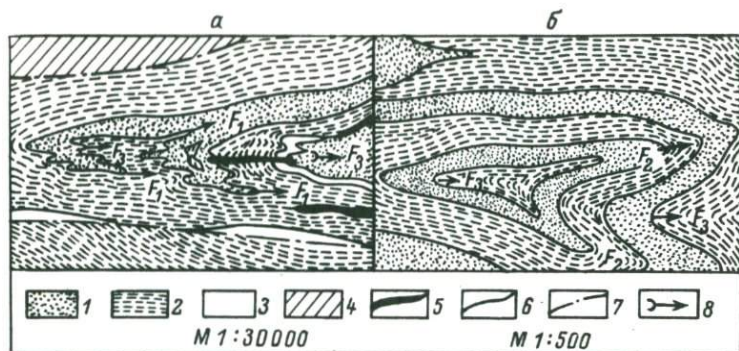


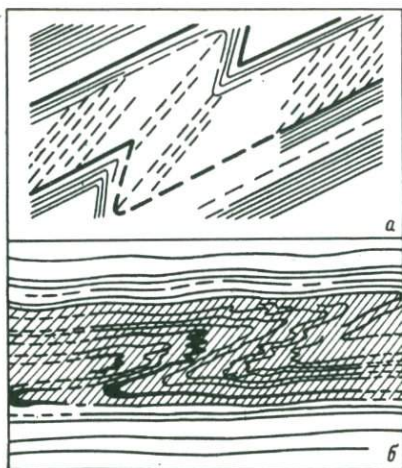
Рис. 5. Геометрия рисунка геологических границ в плане в интерференционных структурах, образовавшихся при наложении складок F_3 на F_1 (а), и F_3 на F_2 (б). Западное Прибайкалье.

кальные шарниры F_2 и F_3 , как это видно на рисунке (рис. 4), отличить практически невозможно, особенно если они встречаются в обнажениях порознь. Таким образом, резко различные ориентировки шарниров и других структурных элементов складчато-деформированных толщ не всегда свидетельствуют о многократных деформациях, точно так же как и под однообразием ориентировок могут скрываться многократные наложенные деформации, особенно если они были коаксиальными. Иногда в таких случаях на помощь приходит соответствующая минерализация в складках, если они формировались синметаморфически. Сланцеватость или линейность могут резко отличаться друг от друга в складках F_2 и F_3 по своему минеральному выражению (минералы разных термодинамических условий), тогда и разновозрастные складки легко отделяются друг от друга. Наоборот, в случае, если минерализация была одинакова во время образования складок F_2 и F_3 (сквозная минерализация), различить эти складки практически невозможно.

В связи с этим необходимо отметить еще одно обстоятельство — способность минералов ранней сланцеватости, уже изогнутой в складки (например в замках складок F_3), переориентироваться вдоль осевых поверхностей этих складок на определенной стадии сжатости последних. Обычно это происходит при достижении угла между крыльями складок 60° . А так как степень сжатости складок меняется от места к месту по причинам весьма различным, то естественно, что складки одной и той же генерации могут в одних случаях изгибать деформационно-метаморфические текстуры (сланцеватость, линейность), а в других — находиться с ними в соотношениях вполне разновозрастных (сланцеватость переориентирована в осевой плоскости). В таких ситуациях минерализация не помогает, а путает, усложняет картину, может объединить тем самым складки разного возраста или наоборот разъединить их на раз-

Рис. 6. Примеры псевдоразрывных соотношений в Западном Прибайкалье.

а — развитие сланцеватости в одном из слоев, смятых в асимметричные складки, порождает соотношения, сходные с разрывными; б — резко асимметричные складки набега в сочетании с прямыми отрезками крыльев также создают ситуацию, сходную с разрывной. Масштабы произвольные.



ные группы (генерации), тем более если вспомнить, что пространственные ориентировки структурных элементов складок ввиду причин, названных ранее, также могут совпадать или не совпадать друг с другом.

В нашем случае выделение трех генераций складок в подобной ситуации было сделано по целому комплексу признаков, наиболее существенными из которых можно назвать следующие: резко различная минерализация в складках F_1 и F_2 , F_3 и отличие их друг от друга по морфологии (складки F_1 — изоклинные, изначально лежащие, складки F_2 и F_3 — прямые или наклонные, открытые и тесно сжатые), иногда значительные различия в ориентировках структурных элементов складок F_2 и F_3 . Весьма полезным в этом отношении оказался анализ рисунка геологических границ в плане (Ramsay, 1962), с помощью которого отделялись друг от друга складки F_1 и F_3 (рис. 5, а), и F_2 и F_3 (рис. 5, б).

Точно в таком же плане можно рассмотреть и разрывные нарушения. В наиболее обычных случаях для разрывных соотношений наиболее характерны следующие признаки: срезание плоскостных текстур и чередующихся пластообразных тел разного состава разрывной границей, складчатое внутреннее строение некоторого объема толщи при ровном прямолинейном характере внешних границ, наличие зон милонитизации и рассланцевания, соприкосновение участков с резко различным внутренним строением, соприкосновение зон с различным характером метаморфических преобразований (с различным уровнем метаморфических преобразований). Все эти признаки часто вполне достаточны, чтобы выявить разрывный характер границ, но кроме того, важно помнить, что при очень сильном раздавливании толщ в процессе последующей деформации, а также при наложении весьма однообразных на площади некоторых метаморфических преобразований (гомогенизация пород) многие из

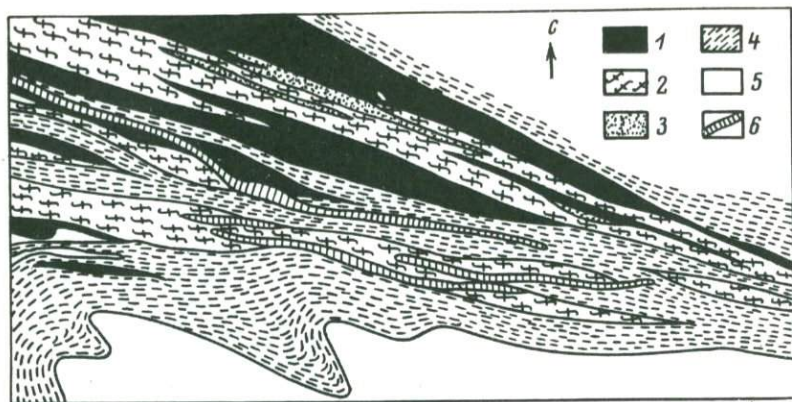


Рис. 7. Линзовидный характер строения толщ Приольхонья, обусловленный локальной метаморфической переработкой того или иного термодинамического уровня исходных разностей пород в узких, выклинивающихся по простиранию зонах. Масштаб 1 : 1000.

1 – амфиболиты; 2 – биотитовые гнейсы, образовавшиеся за счет амфиболитов; 3 – метасоматические образования пироксен-плагиоклазового состава; 4 – низкотемпературные кварц-серичит-плагиоклазовые диафориты, образовавшиеся за счет амфиболитов, гнейсов и метасоматитов; 5 – мраморы; 6 – пегматитовые жилы.

названных признаков утрачиваются. Например, при этом не всегда видно срезание под некоторым углом плоскостных текстур разрывной границей, так как в процессе раздавливания толщ угол может уменьшиться до нуля; различный стиль внутреннего строения соприкасающихся по разрыву участков может быть сглажен до нераспознаваемости; разрывные границы могут быть сами неоднократно смяты и т. д.

С другой стороны, говоря о разрывах в метаморфических толщах, всегда нужно помнить о псевдоразрывных соотношениях. Прежде всего, не всегда плоскостные текстуры (сланцеватость, часто подчеркиваемая полосчатостью), подходящие под углом к границе, свидетельствуют о разрывном характере этих границ, поскольку такое явление весьма обычно на крыльях складок, когда сланцеватость развивается только в отдельных слоях (рис. 6, а). Точно так же внутреннее складчатое строение участка толщи при ровном прямолинейном характере ее границ на некотором отрезке может и не свидетельствовать о существовании разрыва, как это видно на рис. 6, б. Милониты все время считались и сейчас считаются продуктами преобразования пород в разрывных зонах. Однако в последнее время появились отечественные и зарубежные

работы (Эз, Гептнер, 1974; Ross, 1973), в которых отмечается, что милонитизированные разности пород могут возникать не только в связи с разрывами, но и в связи со складчатостью метаморфических толщ, когда вся толща подвергается в процессе складчатости такому сильному раздавливанию, что параллельно осевым поверхностям складок возникает обычная милонитовая полосчатость. Процесс такой милонитизации захватывает значительные площади, но ни в коей мере не свидетельствует об обязательных перемещениях одних объемов относительно других, и поэтому не связан с разрывными нарушениями.

Достаточно очевидно, что обилие субпараллельных разрывных нарушений создает линзовидный характер сложения толщ. С другой стороны, факты свидетельствуют о том, что не менее часто линзы образуются в процессе сильного раздавливания (вплоть до пластобразного) некогда изометричных интрузивных тел, весьма многочисленных в метаморфических толщах (Гептнер, 1972), равно как и при локальной диафорической переработке пород в узких, непродолжительных, выклинивающихся по простиранию зонах (рис. 7).

В заключение следует отметить, что все приведенные примеры или другие, подобные им, и те явления, которые они иллюстрируют, характеризуют специфические черты строения метаморфических комплексов.

Они представляют собой как раз те исключения, которые подчеркивают правило, сводящееся к тому, что метаморфические толщи построены крайне сложно и неоднородно за счет неоднократно и неравномерно проявляющихся в пространстве и во времени деформационных и метаморфических процессов. Об этих исключениях следует постоянно помнить при структурных исследованиях.

Список литературы

Гептнер Т.М. Складки интрузивных тел в беломорском комплексе. — В кн.: *Вопр. геонисмии (кора и верх. мантия Земли)*. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972, с. 190–197.

К а з а к о в А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., „Наука“, 1976.

Э з В.В., Гептнер Т.М. Структурная перестройка горных пород в условиях метаморфизма при изменяющемся напряженном состоянии. — В кн.: *Механика литосферы. Тезисы докл.* М., 1974, с. 170–172.

R a m s a y J.G. Interference patterns produced by the superposition of folds of „similar“ type. — *J. Geol.*, 1962, vol. 60, N 4, p. 466–481.

R o s s J.V. Mylonitic rocks and flattened garnets in the Southern Okanagan of British Columbia. — *Can. J. Earth Sci.*, 1973, vol. 10, N 1, p. 1–9.

Weiss L., McIntyre D. Structural geometry of Dalradian rocks at Loch Leven Scottish Highlands, - J. Geol., 1957, vol. 65, N 6, p. 575-602.

О.М. Розен

(ВИМС)

СЛАНЦЕВАТОСТЬ КАК УНАСЛЕДОВАННАЯ ОРИЕНТИРОВКА ЧАСТИЦ ИСХОДНОГО ОСАДКА

Плоскопараллельное распределение кристаллических индивидов в пространстве является наиболее характерным внешним признаком большинства метаморфических пород. Такое распределение листоватых минералов обычно называют сланцеватостью. Существует обширная литература, посвященная содержанию и теоретическому значению этого явления, однако до сих пор установлены лишь генетические связи его с метаморфизмом. Эмпирическое совпадение сланцеватости со слоистостью, очевидное большинству геологов, пока не имеет строгого генетического обоснования. Между тем современное состояние знаний в области кристаллического строения неметаморфизованных осадков позволяет во многом по-новому понять причины возникновения сланцеватости, и главным образом благодаря интенсивному развитию рентгеновских методов во второй половине текущего столетия.

По-видимому, первым шагом на пути объяснения параллельных текстур воздействием метаморфизма было применение принципа Рикке, предложенного в 1894 г., согласно которому растворение идет в направлении максимального давления, а последующее отложение - в направлении минимального давления, т.е. в плоскости, перпендикулярной к направлению давления. Эта плоскость и представлялась той поверхностью, вдоль которой ориентированно распределяются минеральные новообразования.

Почти одновременно был предложен совершенно иной механизм (Becker, 1904), согласно которому предполагалось, что возникают „плоскости скольжения“ под углом 45° к плоскости, перпендикулярной к направлению давления. В чистом виде в качестве универсальных обе гипотезы оказались несостоятельными. Для первой гипотезы это было показано в начале столетия (Johnston, Niggli, 1913), а для второй - гораздо позднее (Goguel, 1945). Наиболее сложным представился вопрос о пространственных и временных соотношениях сколовых деформаций, с одной стороны, а с другой - перекристаллизации (т.е. пластической релаксации одностороннего давления), и соответственно оказались совершенно

неясными соотношения в проявлениях одностороннего и петро-статического давления.

Последующие исследования ориентированных текстур метаморфических пород базировались в значительной части на статистическом анализе текстуры породы и получили широкое распространение главным образом благодаря работам Б. Зандера. В первоначальном определении, описывающем степень формализации исходных данных, сланцеватость определялась как „плоскопараллельная или линейно-параллельная микроструктура, возникающая в процессе образования или изменения породы“ (Sander, 1930, с. 97, цит. по Елисееву, 1957, с. 119). Этому положению естественно соответствовало то, что рядовые проявления отчетливо выраженного одного направления сланцеватости, обычно совпадающего в породах со слоистостью, оказывались в группе тектонитов (S-тектонитов), куда также по определению относились и диагностическим примером которых оказались милониты, тектониты сбросовых поверхностей и т.п., с совершенно очевидным механизмом вторичного образования. После такого обобщения оказывалось возможным сделать заключение, что при накоплении пелитовых осадков и оседании чешуек слюды на дно бассейна и последующем захоронении с сохранением начальной, послышной ориентировки, по-видимому, „получится узор типичного S-тектонита, несмотря на то что скользящие дифференциальные движения в ориентировке слюды участия не принимали“. Это самое обычное проявление слоистости в структуре оказалось необходимым отнести к особой категории „тектонитов“, возникающей вообще без деформации, или к „ложным тектонитам отложения“, которые Б. Зандер „предложил называть узорами отложения“ (Елисеев, 1957, с. 56).

Искусственность подобного подхода к изначально слоистым отложениям вполне очевидна и это обстоятельство, кажется, явилось основной причиной распространения представлений об адекватной связи сланцеватости и тектонитов.

Предполагалось, что подтверждением этого является отсутствие ориентировки у кварца (осадок) и наличие таковой (тектонит). Однако специальные исследования показали, что на современном уровне знаний ориентировка кристаллов кварца в породе не может быть использована для изучения деформаций (Fairbairn, 1949; Phemister, 1953; Гогель, 1969).

То обстоятельство, что сланцеватые текстуры выявляются на ранних этапах погружения толщ задолго до полной перекристаллизации, представлялось достаточно очевидным и связывалось в представлениях исследователей с механизмом типа раздавливания. Очевидно, что в процессе диагенеза осадок теряет воду, существенно уплотняется и мощность пластичных слоев самопроизвольно уменьшается, иногда до 1/20 исходной величины (Гогель, 1969). Захороненные включения, например раковины или оолиты, при этом раздавливаются под давлением окружающих пород. Представление о „раздавленных“ во время складчатости оолитах явилось одной из

эмпирических основ гипотезы эллипсоида деформации (Cloos, 1947). Между тем тщательные исследования подобных оолитов показывают, что деформированные оолиты залегают нередко в одном тонком прослое с недеформированными. Оказалось, что они отражают деформации, происходящие во время седиментации (например, при волнении, так как нередко недеформированная наружная оболочка окружает деформированное ядро (Sarkar, 1973). Тем не менее кажется очевидным, что расплющивание горизонтального слоя создаст серию поверхностей, параллельных напластованию, которые будут особенно ярко проявлены при дальнейшем метаморфизме.

В связи с изложенным целесообразно обратиться к исходным отложениям, с тем чтобы определить, насколько изначальная ориентировка присуща осадочным породам до метаморфизма. Глинистым отложениям, составляющим 2/3 общего количества осадочных отложений, подобная ориентировка оказывается присуща на всех стадиях существования, вплоть до метаморфизма. Сланцеватость метаморфических пород наиболее ярко проявляется в ориентировке слюд, возникновение которых характерно для пелитовых пород.

Известно, что глинистые частицы в жидкости образуют мельчайшие электростатически-поляризованные пластинки. Это связано с нескомпенсированностью зарядов в крайних пакетах кристаллической решетки каждой отдельной частицы. Каждая такая листовая частица оказывается окруженной несколькими слоями поляризованных молекул воды. При осаждении глинистые частицы не соприкасаются непосредственно, а скользят вдоль поверхностных слоев молекул воды, постепенно занимая наиболее устойчивое горизонтальное положение. В возникающей жидкой флокулированной системе действуют электростатические силы притяжения и отталкивания глинистых частиц, которые в своем взаимодействии уравниваются на расстоянии около 0,04 мкм и обуславливают общую единообразную ориентировку пластинок в системе. С повышением давления сила притяжения возрастает, что ведет к дальнейшему упорядочению ориентировки листочков глинистых минералов (Нортон, 1952; Каолины..., 1955).

Следовательно, в бассейне седиментации оседающие частицы будут образовывать на дне слой ориентированных плоских частиц, причем с накоплением осадка степень совершенства горизонтальной ориентировки листочков в захороняемых слоях должна возрастать. По-видимому, Г.В. Бриндли был первым, кто, изучая естественную ориентировку частиц глинистых минералов в углистых сланцах, каолините и галлуазите, обнаружил значительную преимущественную ориентацию пластинчатых частиц. Было установлено, в частности, что частицы каолинита образуют с поверхностью слоистости углы в пределах $\pm 20^\circ$ (Brindley, 1953). Это явление сейчас широко известно. В частности, для глин палеозоя и мезозоя США данные электронной микроскопии и рентгеновского анализа свидетельствуют о высокой степени ориентировки листочков (O'Brien, Harrison, 1968), которая возникла либо „при отложении в

дисперсном состоянии, либо при оседании глинистых хлопьев во время отложения" первичного ила (с. 283). Существенно (с. 282), что если в исходном осадке (например, в подугольных глинах) возникли разноориентированные лепешковидные сгустки флокулированных глинистых частиц (плейтлетов), то при последующих изменениях ориентировка их полностью сохраняется.

Это явление используется как при изучении собственно глин (так как позволяет избежать дробления, — Викулова, Дьяконов, 1966), так и их смесей с другими минералами. Следует добавить, что нескомпенсированный заряд плоских поверхностей глинистых частиц в воздушной среде при свободном падении также вызывает ориентировку в осадке (порошке). Это, например, может привести к искажениям в результатах рентгеновских исследований при невнимательном приготовлении препаратов (Fabbi, 1970). При увеличении давления за счет накопления осадков и обезвоживания возникающая таким образом скрытосланцеватая текстура не только не исчезает, а, напротив, стабилизируется и проявляется все более отчетливо.

Лабораторные исследования показывают, что в естественных глинах степень ориентировки глинистых частиц, базальные плоскости которых располагаются горизонтально, возрастает по мере увеличения давления по вертикали (Von Engelhardt, 1963; Mitchell, 1956; Мюллер, 1971). В природных объектах устанавливается, что, например, в глинах мелового возраста с увеличением глубины до 2000–3000 м и более ориентировка листочков иллита соответственно усиливается (Kaarsberg, 1959), причем с введением специального коэффициента удается определить, что степень упорядочения последовательно возрастает с глубиной в 2, а затем в 3 раза и более (Meade, 1961, 1964). Таким образом, с погружением осадка унаследованная упорядоченность скрытой сланцеватости, или плоскопараллельной ориентировки, достигает все большего совершенства.

Обращаясь к явлениям метаморфизма, естественно, на первый взгляд, предполагать, что с повышением температуры и переходом к перекристаллизации общая картина может существенно измениться. Однако это не так. Обширный структурный кристаллографический материал в этом направлении накоплен в керамической промышленности. В частности, для ряда каолинит-муллит дифракционное изучение с использованием монокристаллов каолинита показало, что существует структурная непрерывность, которая прослежена от каолинита к фазе типа шпинели, а пространственно-закономерное последующее развитие муллита подтверждено электронной микроскопией (Бриндли, Накахира, 1962). Доминирующей особенностью этой реакционной серии в целом являются структурная непрерывность и особенно сохранение плотно упакованных кислородных слоев. Именно слоистая структура каолинита дает соответствующие плотно упакованные слои при переходе к кубической фазе с точно такой же ориентировкой (там же, с. 119). В целом это позволяет утверждать, что наследование структуры существует непрерывно вплоть

до образования муллита" (там же, с. 103). Подобное унаследование исходного ориентированного расположения листочков отмечается и для метаморфизма минералов существенно иного, железомagneзиального, состава. Так, развитие энстатита по сепиолиту и аттапульгиту происходит на основе исходных кристаллических решеток (Кульбицкий, 1962). Обширный экспериментальный материал показывает структурную преемственность в слоистых и слоисто-ленточных силикатах на стадиях позднего диагенеза-раннего метаморфизма (Франк-Каменецкий и др., 1973), которая проявляется не только при изохимических превращениях, но и при существенных обменных реакциях с внутрипластовым раствором (Шитов и др., 1974).

В метаморфических толщах совпадение сланцеватости и слоистости общеизвестно. Действительно, "Кристаллизационная сланцеватость гнейсов и кристаллических сланцев располагается, как правило, параллельно слоистости" (Методическое руководство..., 1957, с. 60). Это эмпирическое обобщение отражает главную генетическую особенность первичноосадочных отложений — на 70% они состоят из глинистых осадков. Предыдущее рассмотрение позволяет утверждать, что они изначально обладали ориентировкой листочков (можно назвать это явление скрытой сланцеватостью), а с увеличением степени метаморфизма и появления слюд, а также других пластинчатых минералов эта ориентировка все более стабилизировалась в плоскости пласта, создавая генетически присущую седиментогенным метаморфическим породам сланцеватость, прямо отражающую ориентировку всего осадочного пласта в пространстве. Сказанное не исключает того, что различные наложенные явления могут приводить к рассланцеванию и другим изменениям исходных текстур, но, очевидно, что эти наложенные явления будут локализоваться в определенных зонах, например вблизи разломов и т.п. Очевидно, что вопросы текстурной унаследованности в метаморфических комплексах требуют внимания и тщательного дополнительного исследования.

Таким образом, естественным является общий вывод: главная текстурная особенность метаморфических толщ — сланцеватость горных пород — является унаследованной от дометаморфической текстуры, генетически связана с первичным осадком и отражает исходную слоистость. Представляется, что одной из кардинальных задач структурной петрологии докембрия является разработка принципов диагностики первичной природы сланцеватых текстур.

Список литературы

Бриндли Г.В., Накахира М. Реакционная серия каолинит-муллит. — В кн.: *Вопр. минералогии глин*. М., Изд-во иностр. лит., 1962, с. 90-136.

Виклова М.Ф., Дьяконов Ю.С. Рентгенографическое исследование поверхностей наложения, скольжения

и сланцеватости глинистых пород. - В кн.: Физ. методы исследования минералов осадоч. пород. М., "Наука", 1966, с. 181-186.

Г о г е л ь Ж. Основы тектоники. М., "Мир", 1969, 440 с.

Е л и с е е в Н.А. Основы структурной петрологии. Л., "Наука". 1957, 256 с.

Каолин и белые глины. Под ред. П.П. Будникова, И.Д. Финкельштейна. М., Госстройиздат, 1955, 176 с.

К у л ь б и ц к и й Д. Высокотемпературные фазы сепиолита, аттапульгита и сапонита. - В кн.: Вопр. минералогии глин. М., Изд-во иностр. лит., 1962, с. 196-211.

М е т о д и ч е с к о е р у к о в о д с т в о по геологическому картированию метаморфических комплексов. М., Госгеолтехиздат, 1957, 450 с.

М ю л л е р Г. Диагенез глинистых осадков. - В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., "Мир", 1971, с. 122-164.

Н о р т о н Ф. Начала керамики. М., Изд-во иностр. лит., 1952, 171 с.

Ф р а н к - К а м е н е ц к и й В.А., К о т о в Н.В., Г о й л о Э.А. Кристаллохимия трансформационных превращений глинистых минералов. - Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1973, ч. 109, вып. 2, с. 129-142.

Ш и т о в В.А., К о т о в Н.В., Н г у е н Т а т Ч а м. Структурная преобладанность при преобразовании минералов группы каолинита в серпентины под давлением. - Докл. АН СССР, 1974, т. 216, № 3, с. 633-636.

В е с к е r G.F. Experiments on schistosity and slaty cleavage. - U.S. Geol. Surv. Bull., 1904, vol. 241, p. 32.

O'Brien, H a r r i s o n W. Clay flake orientation in argillaceous rocks. - Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, 1968, N 115, p. 282-283.

B r i n d l e y G.W. X-ray method of studying of orientations of micaceous minerals in shales, clays, and similar materials. - Mineral, Mag., vol. 31, N 7, p. 243, 781-787.

C l o o s E. Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1947, vol. 58, p. 843-913.

V o n E n g e l h a r d t W., G a i d a K.H. Concentration changes of pore solutions during the compaction of clay sediments. - J. Sed. Petrol., 1963, vol. 33, N 4, 1963, p. 919-930.

F a b b i B.P. A die for pelletizing samples for X-ray fluorescence analysis. - Geol. Surv. Prof. Papers, 1970, vol. 700-B, p. B 187-B 189, geol. surv. research.

Fairbairn H.W. Structural petrology of deformed rocks, 2 ed. Cambridge, Mass., Addison - Wesley, 1949, 143 p.

Goguel J. Sur l'origine mécanique de la schistosité. - Bull. Soc. Geol. France, 1945, vol. 15, N 5, p. 509-522.

Johnston J., Niggli P. The general principles underlying metamorphic processes. - J. Geol., 1913, vol. 21, pt. 1, p. 481-516, pt. II, p. 588-624.

Kaarsberg E.A. Introductory studies of natural and artificial argillaceous aggregates by ground propagation and X-ray methods. - J. Geol., 1959, vol. 67, N 4, p. 447-472.

Meade R.H. X-ray diffractometer method for measuring preferred orientation in clays. - U.S. Geol. Surv. Prof. Papers, 1961, N 424B, p. 273-276.

Meade R.H. Removal water and reorganization of particles during the compaction of clay sediments - review. - U.S. Geol. Surv. Prof. Papers, 1964, N 497B, p. 1-23.

Mitchell J.K. The fabric of natural clays and its relation to engineering properties. - Proc. Highway Res. Board, Natl. Acad. Sci., Natl. Reg. Council Publ., 1956, vol. 426 (35), p. 693-713.

Phemister T.H. The use of quartz as an index of movement in tectonites of metamorphic origin. - Congr. Geol. Intern., 19 Sess., Alger, 1953, fasc. 3, p. 113-116.

Sarkar B. Deformed oolites in the Pre-Cambrian Bhandar limestones, India. - J. Sed. Petrol., vol. 43, N 3, p. 636-643.

Ю.П. Видяпин
(ИФЗ АН СССР)

ТИПЫ МИНЕРАЛЬНОЙ ОРИЕНТИРОВКИ В ПОРОДАХ ЛАБИНСКОЙ СЕРИИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Под названием лабинской серии в западной части Главного Кавказского хребта принято выделять верхнюю часть метаморфического комплекса, сложенного пестрым набором пород, среди которых преобладают амфиболиты, лейкократовые плагиогнейсы и слюдяные сланцы. По комплексу геолого-палеонтологических данных лабинская серия имеет, вероятнее всего, среднепалеозойский возраст. Метаморфизм относится к андалузитовому типу, тем-

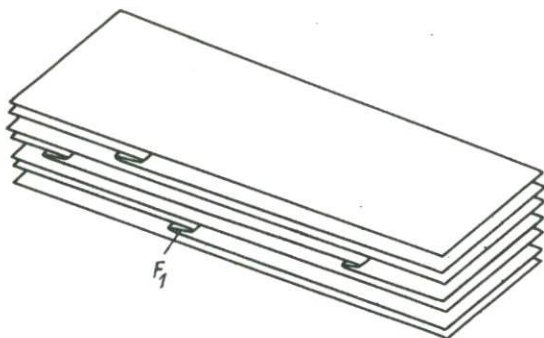


Рис. 1. Принципиальная схема синметаморфической складчатой структуры.

пература минералообразования около 500°C . Главные структурно-метаморфические процессы приурочены к судетской фазе складчатости. (Подробнее см. в статье М.Л. Сомина в настоящем сборнике).

Присутствие в разрезе большого количества маркирующих горизонтов: мраморов, метаконгломератов и др. — позволило еще в 1962 г. при мелкомасштабных работах установить в верховьях левого притока р. Б. Лабы, р. Дамхурц, крупную (ширина до 2–3 км) тесно сжатую синклинальную складку субширотной ориентировки. Эта структура — Дамхурцевская синклиналь — позднее была изучена детально (Сомин, Видяпин, 1974).

Детальные исследования подтвердили полученный ранее вывод об относительной простоте общей структуры синклинали, однако позволили установить сложную историю ее формирования. Если оставить в стороне разрывные нарушения, большинство которых относятся к альпийскому этапу, Дамхурцевская синклиналь осложнена лишь локально встречающимися мелкими складками, амплитуда которых не превышает 3–5 м. Среди них можно выделить структуры не менее чем четырех генераций. Ниже мы будем рассматривать лишь формы первой генерации, возникшие на синметаморфической стадии структурной эволюции.

Складчатая структура, сформировавшаяся на этой стадии, имеет вид локально встречающихся, резко асимметричных внутрипластовых изолированных изоклинальных складок с длиной короткого крыла не более 2–3, а чаще менее 1 м, разделенных довольно протяженными участками, где складки отсутствуют (рис. 1). Сланцеватость при этом развивается параллельно слоистости всюду кроме замков синметаморфических складок F_1 , в которых она параллельна их осевым поверхностям.

Для нескольких образцов, взятых из замков складок F_1 и из участков, их разделяющих, были проведены микроструктурные

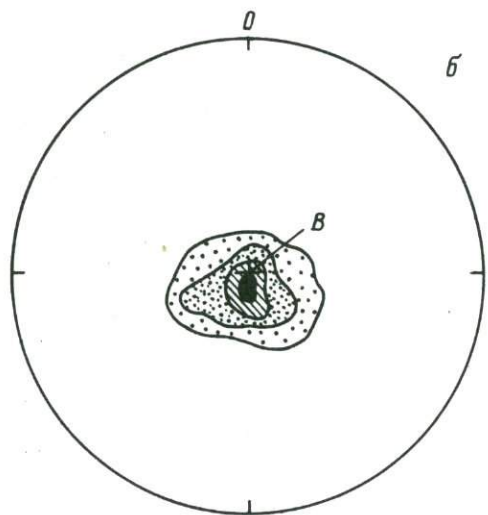
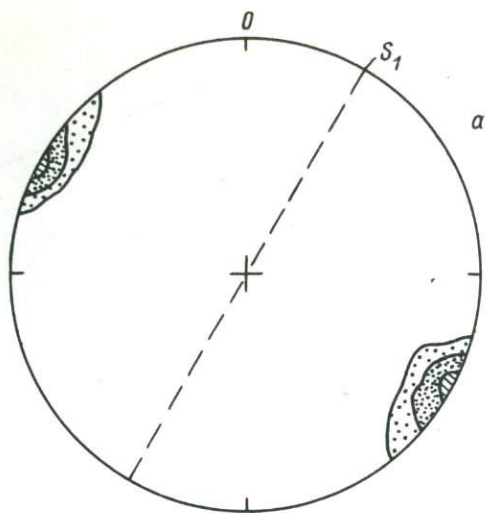


Рис. 2. Диаграммы ориентировки.

а - плоскости спайности слюд в кварц-слюдяном сланце из замка складки F_1 (изолинии 5-10-15%, S_1 - сланцеватость, параллельная осевой поверхности складки); б - оси $[001]$ роговой обманки в амфиболите из замка складки F_1 (изолинии 5-10-15-20%, В - ориентировка шарнира складки F_1);

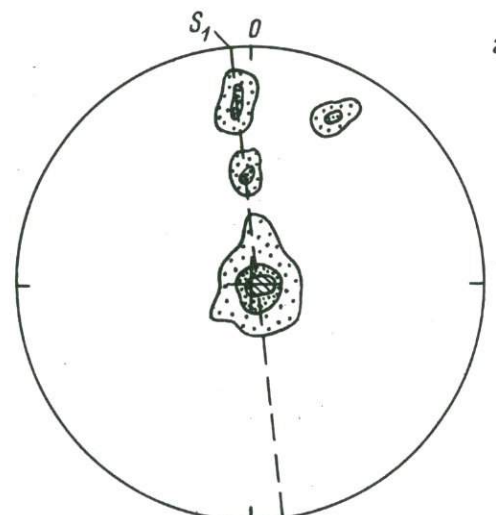
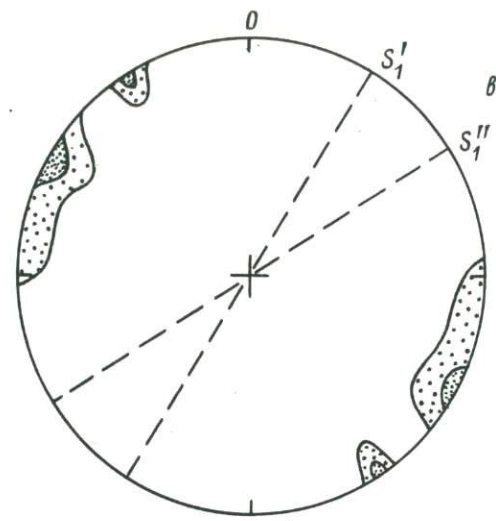


Рис. 2 (продолжение).

в - плоскости спайности слюд в кварц-слюдяном сланце из меж-складчатого участка (изолинии 5-10%, S_1' и S_1'' - статистические сланцеватости); г - оси $[001]$ роговой обманки в амфиболите из межскладчатого участка (изолинии 5-10-15%), S_1 - сланцеватость);

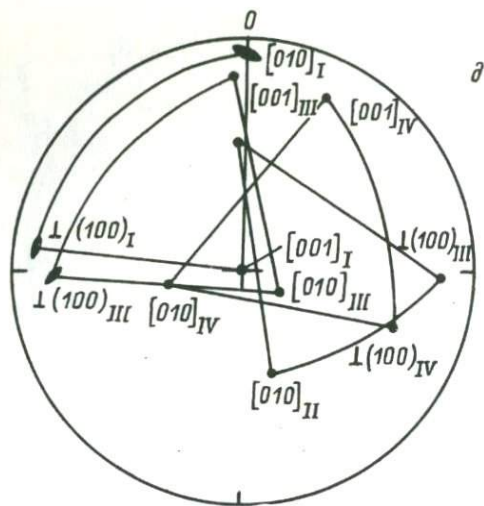


Рис. 2 (продолжение)

д – статистические кристаллы роговой обманки в образце амфиболита (см. рис. 2, г).

исследования. На столике Федорова измерялась ориентировка плоскостей спайности слюд (биотита и мусковита) и осей $[001]$, $[010]$ и $\perp(100)$ роговой обманки. По результатам измерений с помощью сетки Вульфа при использовании планисферы Пронина были построены контурные стереодиаграммы.

Для образцов, взятых из замков складок F_1 -характерна ориентировка минералов, симметрия которой подчинена симметрии складчатых структур. На диаграммах плоскостей спайности слюд во всех таких случаях отмечается один четко выраженный максимум, нормальный к осевой поверхности складки (рис. 2, а), т.е. здесь мы имеем дело с хорошо развитой сланцеватостью осевой плоскости. Для роговых обманок отмечается ясный максимум в центральной части диаграммы для осей $[001]$ (рис. 2, б) и равномерное рассеивание в плоскости, нормальной к нему, для осей $[010]$ и $\perp(100)$. Это указывает на существование четко выраженной минеральной линейности, параллельной шарниру складки F_1 . При этом важно заметить, что хорошо ориентированными оказываются только оси $[001]$, т.е. те, которые наиболее хорошо выражены в габитусе кристаллов роговой обманки.

Такой характер минеральной ориентировки, когда симметрии структуры, а следовательно, и симметрии деформаций, приведших к ее образованию, подчиняется только форма кристаллов, указывает на значительную или даже ведущую роль в ее формировании

механического разворота минералов в процессе пластического течения породы.

Совсем иной характер минеральной ориентировки свойствен образцам из участков, не затронутых на синметаморфической стадии складчатыми деформациями. Здесь, например, для сплуд типичны диаграммы с двумя четко выраженными максимумами полюсов спайности. Выделяются как бы две статистические сланцеватости, угол между которыми обычно не превышает $20-30^\circ$ (рис. 2, в). Анализ взаимоотношений зерен показывает, что рост разноориентированных кристаллов происходил одновременно.

Для роговых обманок характерны диаграммы с несколькими максимумами для каждого кристаллографического направления. При этом для осей $[001]$ один максимум указывает на существование линейности, наклоненной к макроскопической сланцеватости под углом около 20° , а остальные говорят о наличии еще трех линейностей, лежащих в плоскости этой сланцеватости (рис. 2, г). Для каждого максимума на диаграмме осей $[001]$ находятся соответствующие максимумы на диаграммах осей $[010]$ и $\perp(100)$. Это дает возможность представить строение роговой обманки в исследованных образцах с помощью нескольких различно ориентированных статистических кристаллов (рис. 2, д). Таким образом, в данном случае обнаруживается хорошая ориентировка всех кристаллографических направлений независимо от их выраженности в габитусе кристаллов. Анализ взаимоотношений разноориентированных зерен и сравнение их кристаллооптических свойств показывают, что все зерна роговой обманки относятся к одному этапу минералообразования.

Независимо от наших представлений о механизме формирования сланцеватости, только что описанную картину минеральной ориентировки можно объяснить, лишь допустив существование двух (рис. 2, в) или даже больше (рис. 2, г) этапов ее становления, каждый из которых привел к образованию соответствующего максимума ориентировки. При этом такие этапы были сближены во времени, так как соответствуют только одному этапу минералообразования. Ясно, что на каждом этапе существовало свое, отличное от других по ориентировке поле напряжений, которое и запечатлевалось в соответствующей ориентировке части минералов. Это возможно лишь в том случае, когда, по крайней мере для второго и последующих этапов, образование минеральной ориентировки осуществлялось путем кристаллизации анизотропных минералов в анизотропном поле напряжений, без участия пластического течения. Иначе нельзя объяснить существование на рассмотренных диаграммах нескольких самостоятельных максимумов. В случае существенной роли пластического течения породы в формировании минеральной ориентировки мы должны были бы иметь либо один максимум, как это наблюдается для образцов из замков складок F_1 , либо по крайней мере единый пояс (как бы размазанный максимум).

Из вышеизложенного видно, что даже в разных частях одного и того же обнажения минеральная ориентировка (сланцеватость и линейность) может формироваться различными способами. Это обстоятельство важно учитывать при структурном анализе метаморфических образований, так как в зависимости от способа образования минеральная ориентировка несет различную информацию. При термодинамическом способе образования минеральной ориентировки (рис. 2, в-г) последняя является гораздо более чувствительным индикатором ориентировки поля напряжений, чем складчатая структура. Изучение такой минеральной ориентировки позволяет более детально расшифровывать эволюцию и особенности механизма складчатых деформаций.

Список литературы

С о м и н М.Л. Структурная эволюция метаморфических комплексов фанерозоя. — Настоящ. сб., с. 202–215.

С о м и н М.Л., В и д я п и н Ю.П. Складки ранней генерации в породах лабинской серии Большого Кавказа. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1974, № 3.

Т.Г. П а в л о в а

(ГИН АН СССР)

СТЕБЕЛЬЧАТЫЕ ГНЕЙСЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ ПОВТОРНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

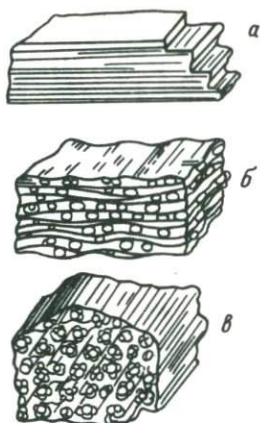
Неоднократное проявление деформаций может быть выявлено не только путем анализа различно ориентированных складчатых форм и их структурных элементов, но и благодаря изучению особенностей текстур метаморфизованных горных пород. Метаморфические минералы очень чутко реагируют на стрессовые напряжения, но в случае несовместного их проявления можно наблюдать разные стадии преобразований текстур метаморфических пород.

В Восточно-Мугуджарском антиклинории широко распространены стебельчатые (карандашные) гнейсы, и на одном участке представилась возможность наблюдать последовательные изменения пород, приведшие к их образованию.

Как известно, стебельчатые (карандашные) гнейсы представляют собой породы, в которых цилиндрические обособления, чаще всего кварцево-полевошпатового состава, окружены лейстами слюды. В продольном сечении все минералы располагаются линейно-параллельно, а в поперечном сечении наблюдаются округлые, эллипсоидальные выделения кварцево-полевошпатового состава, обтекаемые

Типы текстур в сланцах и гнейсах.

а — плосксланцеватая текстура в биотит-полевошпатовых сланцах; б — волнисто-полосчатая текстура в порфирибластовых гнейсах; в — стебельчатая (карандашная) текстура в гнейсах.



слодами. Стебельчатые (карандашные) гнейсы были описаны еще в конце прошлого столетия Ф. Циркелем (Zirkel, 1894) и позже Э. Нопф и Э. Ингерсоном (Knopf, Ingerson, 1938).

Н.А. Елисеев (1953), рассматривая микроструктурный анализ „карандашных“ гнейсов указал, что деформация может осуществляться при помощи дифференциальных скольжений вдоль круговых сечений эллипсоида деформаций, которые резко не совпадают с удлинением реориентированных и деформированных зерен породы.

Ю. Ир. Половинкина (1966) отметила, что стебельчатое сложение пород может быть вызвано различными явлениями: развившейся трансверсальной (вторичной) сланцеватостью или явлениями инъекции, в которой „стебли“ принадлежат кварцевым или кварцево-полевошпатовым привнесенным массам, или, наконец, является следствием внутреннего скольжения вещества под влиянием давления.

Стебельчатая текстура гнейсов может рассматриваться как разновидность шестоватой, параллельно-шестоватой текстуры, также характеризующейся линейно-параллельным расположением минералов.

Что же удалось наблюдать в Мугоджарах? В восточной части актиклинория, в правом борту сая Бала-Талдык, в 5 км к востоку от зимовки Тойман, обнажена толща светлых биотитово-полевошпатовых сланцев. Она залегает с северо-восточными простираниями и крутыми юго-восточными направлениями падения. Породы отчетливо тонкосланцеваты и легко раскалываются на плоские плитки (рисунок, а). Чередование прослоев, обогащенных биотитом и полевым шпатом, создает тонкую сланцеватую текстуру, по-видимому совпадающую с первичной слоистостью. Эти породы слагают крыло брахиформной складки.

В западном направлении в биотитово-полевошпатовых сланцах появляются порфирибласты полевого шпата и кварца. Породы приобретают волнисто-полосчатую, близкую к свилеватой текстуру (рисунок, б). Порфирибласты имеют округлую форму в поперечном

сечении и слегка удлинены в продольном сечении. На плоскостях расщепления становятся заметными лейсты мусковита. Видимая мощность толщи первые десятки метров.

Далее к западу в порфиробластовых гнейсах проявлен катаклаз, и уже трудно судить об условиях залегания толщи на этом участке. Мощность зоны катаклазированных пород несколько десятков метров.

К западу от зоны катаклаза в породах уже не различимы порфиробласты, так как они совместно с кварцево-полевошпатовой основной массой трансформированы в стебельчатые обособления (рисунок, в). Их длинные оси ориентированы в меридиональном направлении. Также с меридиональным простиранием ориентированы плоскости грубоплитчатой отдельности, падающие к востоку с углами $40-45^{\circ}$.

Возникновение меридионально ориентированных стебельчатых обособлений в гнейсах при наложенных деформациях произошло, по-видимому, в пластичных условиях. Эта область разграничена зоной катаклаза от участка, сложенного породами, сохранившими свою первичную сланцеватость северо-восточного простирания.

При изучении пород под микроскопом установлено, что биотитово-полевошпатовые сланцы с ярко выраженной лепидогранобластовой микроструктурой, состоят из кварца, плагиоклаза, значительно замещенного вторичными минералами, и биотита. Встречаются мелкие зерна граната. В порфиробластовых гнейсах, значительно более крупнозернистых по сравнению с биотитово-полевошпатовыми сланцами, новообразования состоят из свежего, тонкосдвоенного плагиоклаза и крупных зерен кварца. В основном массе преобладает агрегат зерен кварца и полевого шпата. В полосах, обогащенных мусковитом, отмечены реликты биотита, но лейсты мусковита в два раза крупнее, чем биотита в исходных породах. В катаклазированных разностях пород структура резко неравнозерниста вследствие частичной грануляции зерен. В более крупных зернах кварца наблюдается мозаичное погасание. Признаки катаклаза в породе заметны и по изгибающимся двойниковым полоскам в порфиробластах плагиоклаза.

В стебельчатых гнейсах в продольном срезе наблюдается крупнозернистый агрегат кварца в виде сильно удлинённых линзовидных скоплений среди мелкозернистой основной массы породы. Последняя состоит из зерен плагиоклаза без двойникового строения и мелких зерен кварца. Лейсты мусковита с реликтами биотита ориентированы линейно. Внутри оvoidных текстур единичные крупные зерна кварца находятся среди мелкозернистого кварцево-полевошпатового агрегата. Встречаются мелкие агрегатные скопления зерен граната.

На примере Восточно-Мугоджарского антиклинория мы видим, что преобразование плоскостанцеватой текстуры сланцев в стебельчатое сложение гнейсов происходит в результате совмещения двух процессов — порфиробластеза, сопровождаемого метасоматическими изменениями пород, и наложения вторичной сланцеватости;

простираение которой не совпадает с предшествовавшим. В данном конкретном случае первичное северо-восточное простираение сланцеватости биотитово-полевошпатовых сланцев характеризует один из частных элементов складчатой структуры в рифейских толщах, в то время как меридиональное простираение линейно-параллельных текстур стебельчатых гнейсов совпадает с простираением палеозойских разломов и, по-видимому, отражает общеуральское меридиональное простираение палеозойских структур.

Список литературы

Е л и с е е в Н.А. Структурная петрология. Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1953. 309 с.

П о л о в и н к и н а Ю.Ир. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Ч. 1. Словарь терминов. М., „Недра“, 1966. 239 с.

K n o p f E.B., I n g e r s o n E. Structural petrology. - Geol. Soc. Amer., 1938, N 6, p. 1-320.

Z i r k e l F. Lehrbuch der Petrographie, 1894, 335 S.

А.С. Ф л а а с с
(Пермский гос. ун-т)

ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ ПРИНЦИПЫ
ВЫДЕЛЕНИЯ ЭТАПОВ ДЕФОРМАЦИИ
В СЛОЖНО ДИСЛОЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСАХ

Анализ сведений по изучению внутреннего строения складчатых зон в различных районах земного шара свидетельствует о весьма широком распространении комплексов, претерпевших длительную и многоэтапную структурную эволюцию. Наиболее сложным строением отличаются, как правило, докембрийские метаморфические комплексы. В районах их распространения благодаря значительному повышению теоретического уровня и детальности исследований в последние годы намечается общая тенденция к выделению все большего количества этапов деформации, последовательно накладывающихся друг на друга. Так, на Кольском полуострове, Памире, Алданском щите, юго-западных нагорьях Шотландии, северо-западе Сьерра-Невады и в целом ряде других областей различными исследователями выделяется до 6-8 этапов (Roberts, 1974; Gallegos, 1972, и др.)

Для внесения ясности в существо рассматриваемого вопроса предлагается следующее определение понятия "этап деформации".

Под термином "э т а п д е ф о р м а ц и и" следует подразумевать временной интервал в процессе формирования структуры толщи, характеризующийся приложением определенно ориентированных в пространстве активных внешних сил и образованием специфических структурных форм, имеющих упорядоченную ориентировку.

Различные структурные формы, обязанные своим происхождением тому или другому этапу деформации, могут иметь как повсеместное, так и локальное развитие на исследуемой площади.

На каждом этапе процесс деформации и конечный ее результат зависят от ряда причин, важнейшими из которых являются следующие:

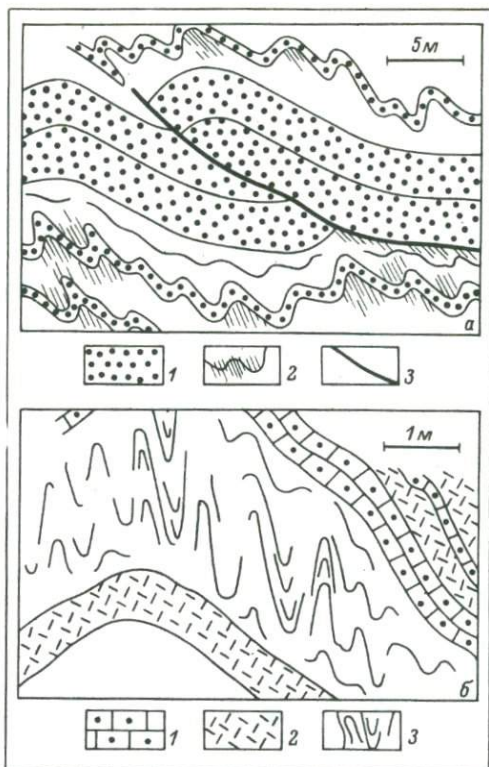
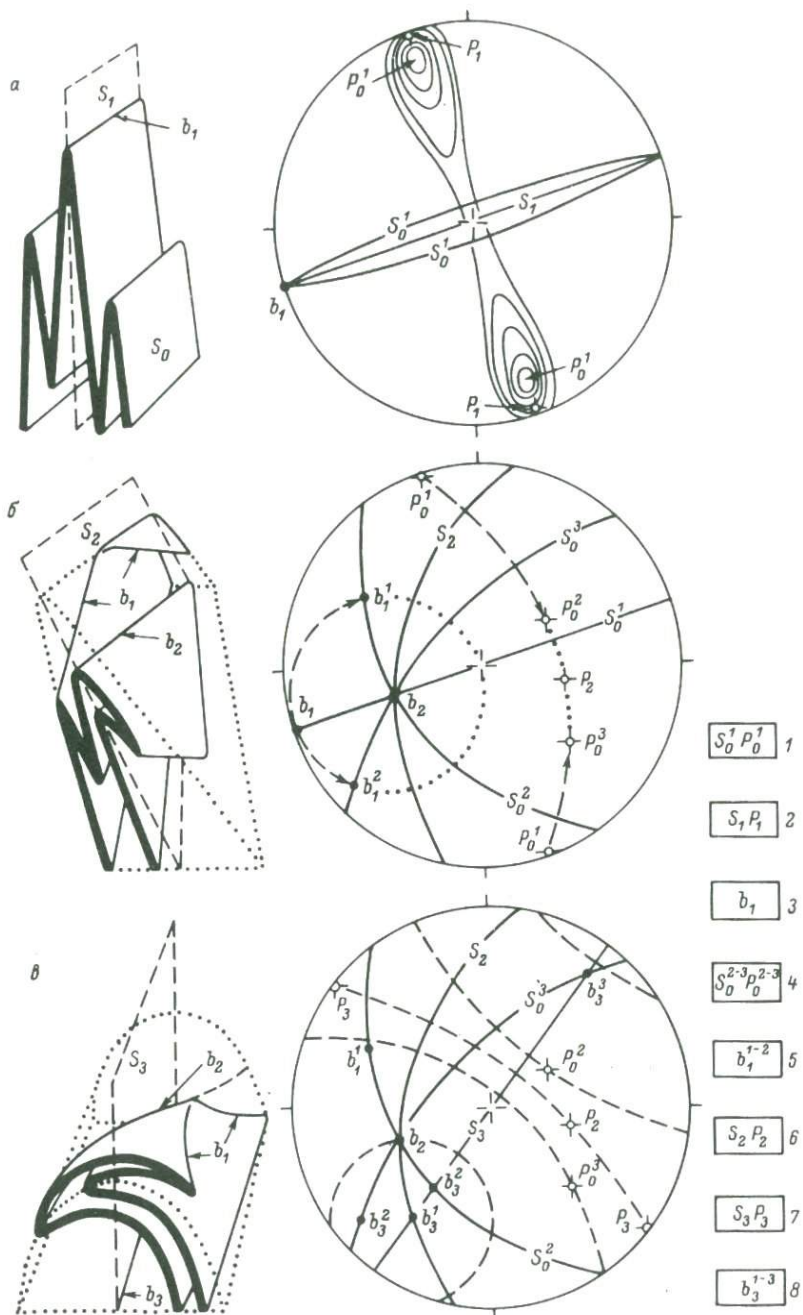


Рис. 1. Характер деформации пластов различной мощности и компетентности в ашинской свите на Среднем Урале (а): 1 - кварцито-песчаники, 2 - аргиллиты и алевролиты с кливажем осевой плоскости, 3 - надвиг; в имняхской свите мамской толщи (б): 1 - известковистые кварциты, 2 - гранато-биотитовые пятнистые гнейсы, 3 - мраморы.

- 1) интенсивность и продолжительность действия приложенных сил;
- 2) степень однородности внутреннего литолого-петрографического состава толщи и характер переслаивания пород;
- 3) специфика внутренней структуры до момента рассматриваемой деформации и ориентировка приложенных сил относительно элементов анизотропии толщи;
- 4) температурный режим и наличие подвижных фаз, определяющих в процессе деформации физическое состояние толщи (степень ее пластичности) в целом.



Для обоснования принципов выделения этапов деформации и некоторых методических приемов геометрического анализа специального рассмотрения требуют второй и третий из отмеченных факторов.

При изучении разрезов обращает на себя внимание то обстоятельство, что при идентичном положении в какой-либо крупной структуре величина и морфология осложняющих ее складок находятся в определенной зависимости от мощности пластов, их литолого-петрографического состава и характера переслаивания (рис. 1). Существует математическая зависимость между длиной волны складки и мощностью пласта (закон Бийота), выражающаяся формулой

$$L = 2\pi h \sqrt[3]{\mu/6\mu_1}$$
, где L - длина волны; h - мощность слоя; μ - вязкость слоя; μ_1 - вязкость окружающей среды.

Отсюда вытекает важный вывод о том, что различная морфология складчатых форм не является прямым признаком их разновозрастности.

Наиболее подробно следует остановиться на влиянии специфики внутренней структуры толщи на ход и конечный результат наложенной деформации.

Предположим, что залегавшая горизонтально толща в результате первого этапа деформации была полностью смята в изоклинные складки с горизонтально залегающими шарнирами и вертикальными осевыми плоскостями. Стереографическая характеристика такой модели будет выглядеть так, как это показано на рис. 2, а, где b_1 - шарниры складок F_1 ; P_0 - полюса слоистости; S_1 - следы осевых плоскостей; P_1 - полюса осевых плоскостей. Для удобства и упрощения последующих операций примем, что крылья складок F_1 параллельны, т.е. P_0 займет положение P_1 .

Пусть новый, второй этап деформации вызван активной внешней силой, направленной под произвольным углом к ориентировке S_0^1 и b_1 , приложенной в точке P_2 (рис. 2, б).

По данным экспериментальных работ М.С. Патерсона и Л.Е. Вейсса (Paterson, Weiss, 1966), при достаточно интен -

Рис. 2. Поведение плоскостных и линейных структурных элементов при трехэтапной деформации пласта.

1 - положение плоскостей слоистости и проекций их полюсов в складках F_1 ; 2 - осевая плоскость и проекция ее полюса в складках F_1 ; 3 - шарниры складок F_1 ; 4 - положение плоскостей слоистости и проекций их полюсов в складках F_2 ; 5 - ориентировка шарниров складок F_1 в различных крыльях складки F_2 ; 6 - положение осевой плоскости и проекции ее полюса в складке F_2 ; 7 - положение осевой плоскости и проекции ее полюса в складке F_3 ; 8 - возможные положения оси вращения в складках F_3 .

сивном приложении такой силы независимо от первоначальной ориентировки общей плоскостной анизотропии осевые поверхности новых складчатых форм F_2 , а в конечном итоге и общее расщепление толщи будут располагаться в плоскости, перпендикулярной к направлению этой силы. Неизбежным следствием такой закономерности будет являться и то, что шарниры вновь образующихся складчатых форм примут ориентировку, перпендикулярную к направлению приложенной силы.

В нашем примере положение шарниров складок F_2 должно контролироваться, кроме того, плоскостями слоистости S_0 , занимающими после первого этапа деформации положение S_0^1 . Таким условиям удовлетворяет единственная на диаграмме точка b_2 , которая одновременно будет являться осью вращения для более ранних плоскостных и линейных структурных элементов при рассматриваемой деформации.

Изменение ориентировки слоистости (ее полюсов P_0) при образовании складок F_2 будет происходить в данном случае по дуге большого круга от положения P_0^1 к точкам P_0^2 и P_0^3 , определяющим условно конечный результат второго этапа деформации. Шарниры складок F_1 будут разворачиваться при этом вокруг b_2 по дуге малого круга до положений b_1^1 и b_1^2 . Если вновь образованные складки F_2 по своей морфологии будут угловатыми, с резким перегибом в замковой части, то ранняя b -линейность образует два четких максимума в точках b_1^1 и b_1^2 , не совпадающих ни с первоначальным ее положением, ни с шарнирами b_2 новых складок. Два максимума образуют также и полюса слоистости P_0^2 и P_0^3 . Если же складки F_2 будут иметь плавные замки, то шарниры ранних складок в результате рассматриваемой деформации будут рассеяны по дуге малого круга в интервале $b_1^1 - b_1 - b_1^2$ также с максимумами в точках b_1^1 и b_1^2 , соответствующими их положению в крыльях новых складок. Полюса слоистости расположатся при этом вдоль дуги большого круга от P_0^1 до P_0^2 и P_0^3 с максимумами в последних двух точках (рис. 2, б).

При новом изменении ориентировки действующей силы структурная ситуация усложнится еще более. Пусть последующий, третий этап деформации рассматриваемой системы будет вызван внешней силой, приложенной в точке P_3 (рис. 2, в). Имеющиеся три направления плоскостной анизотропии: S_0^2 , S_2 и S_0^3 — являются не изолированными элементами, имеющими различную ориентировку, а представляют собой систему, связанную воедино конкретным объемным структурным элементом — складкой F_2 , и их новую деформацию необходимо в дальнейшем рассматривать совместно, как и деформацию линейных элементов b_1 и b_2 .

При соблюдении основной закономерности в пространственной ориентировке новых осей вращения b_3 — их приуроченности к плоскости S_3 , перпендикулярной к ориентировке приложенной силы, — исключается вариант образования цилиндрических складок одновременно во всей системе, что могло иметь место на втором

этапе деформации. Так, если b_3 будет расположена в плоскости сланцеватости S_2 (положение b_3^1), то складку цилиндрического типа может образовать только данная сланцеватость. Плоскости же S_0^2 и S_0^3 , расположенные под различными углами к b_3 , будут деформироваться по типу конических складок, т.е. их полюсы P_0^2 и P_0^3 будут разворачиваться по различным дугам малого круга. При расположении b_3 в плоскостях S_0^2 или S_0^3 по типу конической складки будут деформироваться соответственно плоскости S_2 и S_0^3 или S_2 и S_0^2 . Напомним, что положения S_0^2 и S_0^3 соответствуют лишь крыльям складки F_2 . В призмковой же ее части плоскость S_0 ориентирована иначе, поэтому и деформация ее будет происходить по типу конической складки с меняющейся величиной угла между осью вращения и плоскостью слоистости. Таким образом, в зависимости от пространственного положения элементов плоскостной анизотропии (слоистости, сланцеватости) к моменту рассматриваемой деформации оси вращения b_3 в каждом конкретном случае могут иметь различные углы наклона к горизонтальной плоскости, хотя и обязаны своим происхождением одному этапу деформации. Типичным примером, подтверждающим этот вывод, является ориентировка 342 осей b_3 в Мамской кристаллической полосе. Их проекции образуют на стереографической сетке сплошной четкий субширотный пояс, контролируемый плоскостью, перпендикулярной к направлению сжатия (Флаасс, 1971).

Линейность b_2 при деформации толщи в складки F_3 будет изменять свою ориентировку по дугам малого круга (рис. 2, в), зависящим в каждом частном случае от положения b_3 .

Еще более сложен вопрос и многообразнее варианты изменения ориентировки линейности b_1 . Так, например, ее максимум b_1^1 будет разворачиваться по дуге малого круга лишь в том случае, если осью вращения будет ось b_3^2 , поскольку лишь одна эта ось лежит в той же плоскости слоистости S_0^2 , что и линейность b_1^1 . По той же причине максимум b_1^2 развернется по дуге малого круга, если осью вращения будет являться ось b_3^3 . Все прочие положения осей вращения b_3 на третьем этапе деформации приведут к развороту линейности b_1 по сложным спиралеобразным кривым, так как плоскости, в которых лежит данная линейность, будут деформироваться не в цилиндрическую, а в коническую складку. Один из рассчитанных автором вариантов такого разворота при вертикальном и горизонтальном положении оси вращения и угле между осью вращения и плоскостью сланцеватости, равном 15° , приводится на рис. 3.

Исходя из кратко рассмотренного нами случая трехэтапной деформации толщи с образованием складок изгиба F_1 , F_2 и F_3 , можно сделать некоторые общие выводы.

1. Каждый этап деформации приводит к полной или частичной перестройке раннего структурного плана со значительным изменением ориентировки всех линейных, плоскостных и объемных структурных элементов. Первоначальную ориентировку они могут сохранить лишь в реликтовых участках, не затронутых более поздними де-

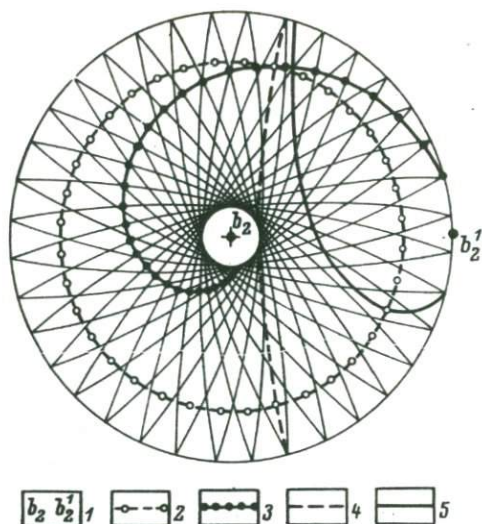


Рис. 3. Траектории разворота линейности при наложении конической складки с углом между осью вращения и плоскостью слоистости, равным 15° .

1 – различные положения оси вращения; 2 – траектория разворота полюсов деформируемой плоскости при вертикальном положении b_2 ; 3 – траектория разворота линейности при том же положении b_2 ; 4 – траектория разворота плоскости при горизонтальном положении оси вращения; 5 – траектория разворота линейности при горизонтальном положении b_2' .

формациями. Линейные структурные элементы не изменяют своей пространственной ориентировки при коаксиальной наложенной деформации.

2. Устойчивую ориентировку могут иметь лишь осевые плоскости складчатых форм последнего этапа деформации и связанная с ним сланцеватость при условии достаточно интенсивного сжатия.

3. Оси вращения последнего этапа деформации могут иметь различную ориентировку и углы погружения, располагаясь на диаграмме вдоль дуги большого круга (в плоскости, перпендикулярной к направлению действующей силы).

4. Самая ранняя b -линейность после одной наложенной деформации образует два максимума ориентировки, не отвечающих ее начальному положению. Третий этап приводит к ее рассеиванию по различным сложным поясам, положение которых в каждом конкретном случае зависит от ориентировки оси вращения b_3 .

Из сказанного очевидно, что фиксируемая при полевых исследованиях ориентировка различных структурных элементов сама по

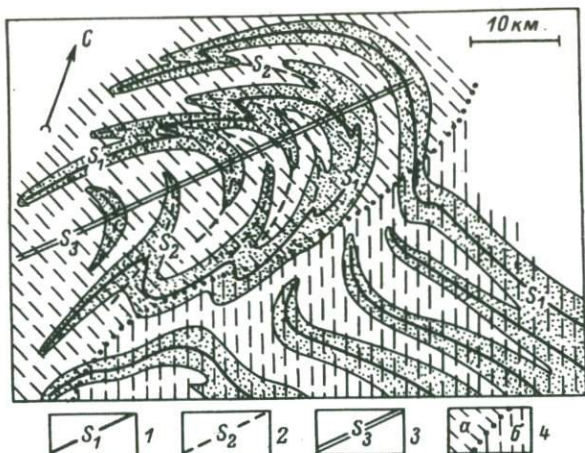


Рис. 4. 1 – следы осевых плоскостей складок F_1 ; 2 – складок F_2 ; 3 – складок F_3 ; 4 – области амфиболитовой (а) и зеленосланцевой (б) фаций метаморфизма.

себе не может служить основанием для их отнесения к тому или иному этапу деформации и не позволяет дать даже самой общей кинематической характеристики ранних этапов без применения специальных методов геометрического анализа.

Одной из необходимых предпосылок для успешного решения основных задач структурного анализа в сложно дислоцированном комплексе является наличие крупномасштабной литолого-петрографической карты, составленной объективно, на основе современных методов геологического картирования – тщательного дешифрирования аэрофотоснимков, прослеживания по простиранию маркирующих горизонтов и т.д. Она позволяет дать предварительную оценку общей степени сложности геологического строения района и наметить основные пути структурных исследований. В наиболее благоприятном случае, примером которого может служить рис. 4 (схематический план северо-восточной части Мамонской кристаллической полосы), исследователь до проведения полевых работ может сделать вывод о том, что данная толща претерпела как минимум три этапа деформации, поскольку осевые поверхности складок (принимаемых условно за складки F_1), не деформированные в юго-восточной части площади, на остальной территории интенсивно изгибаются складками F_2 , сходными по морфологии с F_1 . F_2 в свою очередь деформируются крупной плавной структурой F_3 .

Для уточнения этого вывода и проведения собственно структурного анализа необходимы детальные полевые исследования, начинать которые целесообразнее всего на наименее сложно построенных участках площади, где слабее проявлены наложенные процессы.

Одной из первоочередных задач, которую необходимо решить, является установление генетической связи различных линейных и плоскостных элементов с теми или иными складчатыми формами. Поскольку складки различных этапов деформации могут иметь сходную морфологию, изучение парагенетических ассоциаций структурных элементов необходимо проводить лишь в пределах каждой отдельно взятой складки.

Выяснение принадлежности данной складки и развитой в ее пределах сланцеватости к одному этапу деформации производится путем замеров слоистости по каждому крылу отдельно с последовательной фиксацией всех изменений ее пространственной ориентировки. Аналогичные замеры берутся и для сланцеватости. Если складка не деформирована повторно, то максимумы полюсов слоистости расположатся на сетке Вульфа симметрично относительно максимума полюсов сланцеватости. В складке, претерпевшей более поздний изгиб, полюса сланцеватости и слоистости будут располагаться вдоль различных дуг большого и малых кругов вокруг некоторой общей оси вращения, что вытекает из рассмотренных выше теоретических положений.

В том случае, если полюса сланцеватости и слоистости в складке образуют на диаграмме дуги, не имеющие общей оси вращения, или же сланцеватость сечет оба крыла, располагаясь под углом к осевой плоскости, время ее образования нельзя отнести к этапу деформации, вызвавшему образование данной складки.

От правильности решения как рассматриваемых, так и целого ряда других задач зависит объективность выводов, касающихся последовательности образования различных структурных элементов и структурной эволюции толщи в целом. Поэтому определение положения оси вращения и дуг разворота требует соблюдения высокой точности геометрических построений, что практически невозможно без применения специально рассчитанной нами совместно с Г.С. Флаассом (1969) палетки поведения дуг малого круга при различных наклонах оси вращения относительно горизонтальной плоскости и при различных ее углах с плоскостями слоистости или линейностью (рис. 5).

Наиболее трудоемкой является задача по выяснению генетической связи линейных структурных элементов с теми или иными складчатыми формами, поскольку, с одной стороны, линейность может развиваться одновременно по различным направлениям (например, a - и b -линейность), с другой стороны, законы ее деформации более сложны, особенно при образовании конических складок. Кроме того, формирование каждой новой плоскостной анизотропии может дать новые линейные направления при пересечении с плоскостями слоистости или более ранней сланцеватости. В случае, если эти ранние плоскостные элементы уже значительно деформированы, то даже первичная ориентировка вновь образованной линейности будет весьма различной и установить закономерности ее последующих деформаций практически невозможно.

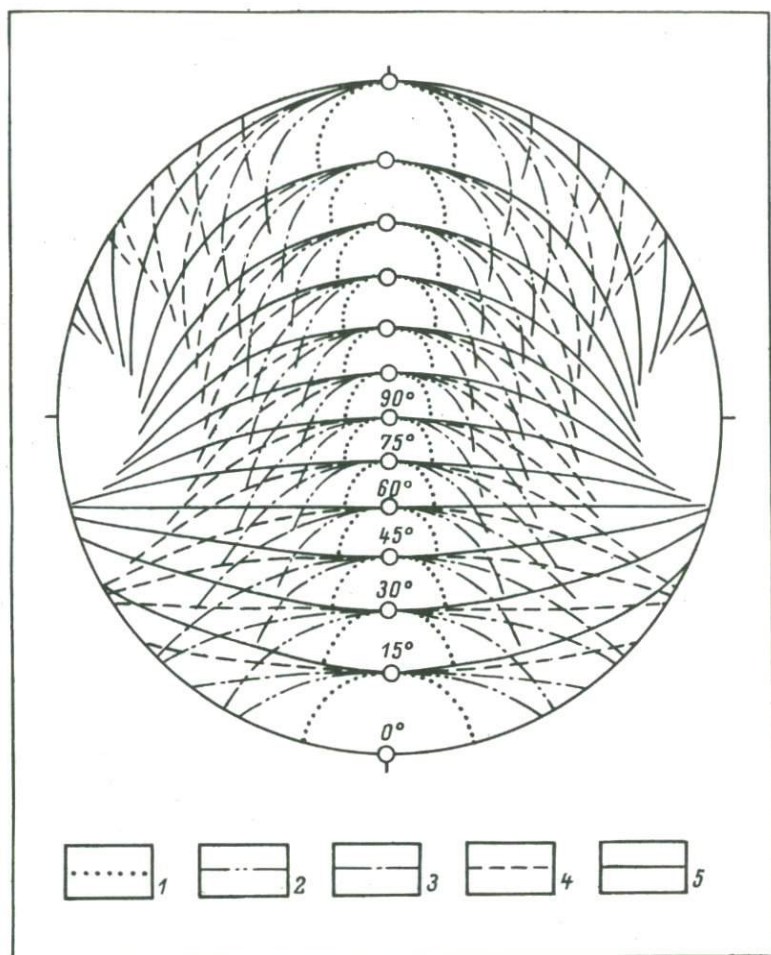


Рис. 5. Стереографическая палетка.

Отклонение образующих конуса (или линейности - в цилиндрических складках) от оси вращения: 1 - на 15, 2 - на 30, 3 - на 45, 4 - на 60, 5 - на 75°. Кружочками обозначены положения оси вращения от 0 до 90°.

Поэтому для геометрического анализа следует выбирать только те линейные структурные элементы, генетическое единство которых с изучаемыми складчатыми формами устанавливается как несомненное. К таким элементам можно отнести шарниры (оси вращения) складок и минеральную линейность, развитую в плоскостях сланцеватости.

В деформированных складках замеряются все доступные наблюдения положения изогнутых шарниров, причем должны быть четко разграничены шарниры складок деформированных и шарниры (оси вращения) складок, деформирующих первые формы, с обязательной пометкой на зарисовке или в записи их принадлежности.

Ориентировка минеральной линейности особенно важное значение приобретает в сланцеватых монотонных породах со слабо выраженной слоистостью. Наиболее благоприятными для геометрического анализа являются в этом случае высокоглиноземистые дистен-содержащие породы. Наблюдения показывают, что плоскостная ориентировка дистена контролируется, как правило, кристаллизационной сланцеватостью, т.е. отражает поведение сланцеватой анизотропии толщи, сформированной в какой-то конкретный этап деформации. Поэтому очевидно, что и первоначальная упорядоченность его линейной ориентировки была определена динамической обстановкой данного этапа. Эта линейно-плоскостная анизотропия нередко полностью затушевывает в монотонных пластах все признаки более ранней структурной неоднородности. Геометрический анализ позволяет в этом случае исследовать лишь те наложенные тектонические процессы, которые произошли после образования сланцеватости. Генетическое единство рассматриваемой сланцеватости со сланцеватостью, связанной с определенными складками за пределами монотонной почки, можно считать доказанным, если ее минеральные образования относятся к одной в той же фации метаморфизма, а оси вращения, деформирующие ту и другую сланцеватость, будут располагаться на сетке Вульфа в одной плоскости.

Подобные предварительные исследования позволяют в конечном итоге произвести относительную возрастную классификацию структурных элементов, объединив их в ряд парагенетических ассоциаций (комплексов).

Для дальнейших работ вся исследуемая площадь разбивается на участки по принципу их структурной однородности. За основной признак (или ряд признаков) берется при этом такой, изменчивость которого на геологической карте видна наиболее отчетливо. При охвате структурными работами больших территорий (тысячи квадратных километров) за комплекс признаков, определяющих границы структурно-гомогенных доменов первого порядка, могут быть приняты, например, такие, как интенсивность развития наложенных деформаций в целом и морфология наиболее крупных поздних складчатых форм. В каждом из выделенных участков намечаются домены более высокого порядка. За основу их выделения могут быть приняты морфология и знак основных наложенных складок (антиформная, синформная или флексуобразная структура). При исследованиях в пределах какой-либо одной наложенной структуры участки-домены выделяются по принципу их различного положения относительно основных элементов этой складчатой формы (замковая часть, крыло). Более дробное деление производится по тому же принципу, но за основу берутся структурные формы уже более

высокого порядка. За элементарный участок исследования может быть принята небольшая складка в пределах обнажения, а при отсутствии ясно выраженных складок — обнажение в целом.

Необходимость выделения участков-доменов связана с тем, что даже при повсеместном развитии на площади работ всех этапов деформации их интенсивность проявляется не везде одинаково, что особенно характерно для поздних этапов. Кроме того, пространственная ориентировка складчатых форм, сланцеватости, шарниров и других структурных элементов, характеризующих определенный этап деформации, в силу различных причин (например, поздних блоковых подвижек) может иметь отклонения от общей закономерности (А. Флаасс, 1969).

Элементарные участки — точки наблюдения — должны быть размещены сравнительно равномерно в пределах каждого из выделенных доменов, с учетом характера естественной обнаженности района. Количество точек наблюдения определяется степенью сложности геологического строения данного участка, главным образом опытным путем. При площадных исследованиях с наличием детальной геологической основы достаточно изучить 50–100 элементарных участков на 100 км².

В пределах домена, на каждом из его элементарных участков (обнажение, отдельно взятая складка) недопустимо смешивание и совместный анализ на одной диаграмме макроструктурных элементов заведомо различного возраста.

Полнота информации и степень достоверности полученных в каждой точке наблюдения сведений о закономерности последующих структурных перестроек в значительной степени зависят от количества и точности замеров. Поэтому одним из необходимых условий геометрического анализа является массовость производимых в каждой точке замеров. Для установления характера деформации плоскостных структурных элементов в пределах одной складки нужно получить как минимум по 16 замеров различных положений слоистости в каждом ее крыле и столько же замеров деформированной сланцеватости. Если дуги их разворота на диаграмме получаются довольно четкими, то они с помощью палетки позволяют определить точную ориентировку оси вращения. При недостаточной четкости полученных поясов для нахождения оси вращения на той же диаграмме дополнительно строятся β -пересечения этих плоскостей (Г. Флаасс, 1969).

При анализе пространственной ориентировки дистена необходимо на каждом обнажении получить по 120 замеров, причем для каждого кристалла одновременно фиксируется положение его плоскости (100) и линейного удлинения [001]. Если его плоскостная ориентировка изменяется по принципу образования цилиндрической складки (рассеяна по дуге большого круга), то линейность будет развернута на дуге малого круга, а при коаксиальной деформации образует максимум. В первом случае ось вращения будет общей осью разворота плоскостных и линейных ориентировок минерала,

во втором — совпадает с максимумом линейности. Если же полюса (100) будут деформированы по типу конической складки (рассеяны по дуге малого круга), пространственная ориентировка [001] при определении положения оси вращения во внимание не принимается по причине, изложенной выше (рис. 3).

Конечным результатом работы на каждой точке наблюдения является получение диаграммы (или 2–3 диаграмм, если брались замеры различных разновозрастных структурных элементов), на которой должна быть определена ось вращения и нанесены дуги разворота (или максимумы) анализируемых элементов.

Дальнейшая работа заключается в составлении сводных диаграмм по каждому домену в целом. На них наносятся оси вращения, установленные для разновозрастных структурных элементов. Если оси вращения наиболее поздних по происхождению элементов образуют на сводной диаграмме максимум или будут контролироваться одной дугой большого круга, исследователь имеет основание сделать вывод, что данная деформация для рассматриваемого домена является заключительной. Если же оси вращения располагаются по дуге малого круга, то, очевидно, толща претерпела еще один этап деформаций, вызвавший разворот полученных осей вокруг новой оси вращения.

Для характеристики каждого из этапов деформации очень важное значение имеет восстановление первоначальной ориентировки всех структурных элементов, обязанных ему своим происхождением. Предпосылкой для решения такой задачи является подчиненность всех образующихся на данном этапе линейных, плоскостных и объемных элементов пространственной ориентировке основных динамических направлений — оси сжатия и плоскости (или оси) растяжения этого этапа деформации. Их закономерное положение в пространстве нарушается лишь более поздней деформацией, приводящей к рассеиванию по различным дугам большого и малого круга или же по более сложным траекториям. На каждой из этих дуг лишь одна неизвестная нам точка соответствует первоначальному положению того или другого структурного элемента. Если в пределах структурно-гомогенного домена получено несколько дуг разворота (предположим, плоскостной или линейной ориентировки дистена), то логичным будет вывод, что первоначальному положению данного структурного элемента соответствует максимум точек пересечения этих дуг. Проведение таких геометрических операций позволяет в конечном итоге дать каждому этапу деформации конкретную кинематическую характеристику, а в некоторых случаях провести динамический анализ. Так, например, восстановление первоначальной ориентировки (100) и [001] дистена (Флаасс, 1973) позволило применить методику динамического анализа, разработанную А.Н. Казаковым (1968) и определить направление действующих сил.

Окончательные выводы о количестве этапов деформации, их последовательности, временной связи с метаморфическими процессами

ми и т.д. делаются на основании сопоставления всех результатов геометрического анализа, полученных по отдельным доменам.

Рассмотренные в настоящей работе закономерности деформации и некоторые методические приемы геометрического анализа касаются лишь сравнительно простого, хотя и многократного, наложенного изгиба плоскостных и линейных структурных элементов без явлений ламинарного течения, разрыва пластов и других процессов, которые могут протекать на том или ином этапе в различных складчатых зонах. Поэтому очевидно, что при структурном анализе необходим индивидуальный подход к каждой конкретной ситуации и не может быть единого общепринятого методического шаблона.

Список литературы

К а з а к о в А.Н. Методика динамического анализа микроструктурных ориентировок минералов. Автореф. докт. дис. Л., 1968.

Ф л а а с с А.С. Наложённые деформации и морфология мамских структур. - В кн.: *Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья*, вып. 6, ч. 1. Чита, 1969.

Ф л а а с с А.С. Основные этапы и динамика структурного развития мамско-бодайбинской серии. - В кн.: *Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья*, вып. 8. Чита, 1971.

Ф л а а с с А.С. Опыт геодинамического анализа в сложно дислоцированных комплексах докембрия Северо-Байкальского нагорья. Тезисы докл. на Всесоюз. совещ. по внутр. геодинамике, вып. 3, Л., 1973.

Ф л а а с с Г.С. К вопросу о поведении некоторых структурных элементов при наложенной деформации. - В кн.: *Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья*, вып. 6, ч. 1. Чита, 1969.

G a l l g o s J.A. Etapas de plegamiento en los alpujárrides al NW de Sierra Nevada. Cordilleras béticas. - *Bol. geol. y minero*, 1972, 83, N 6.

P a t e r s o n M.S., W e i s s L.E. Experimental deformation and folding in phillite. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1966, N 4.

R o b e r t s J.L. The structure of the Dalradian rocks in the SW Highlands of Scotland. - *J. Geol. Soc.*, 1974, 130, N 2.

ГЕОМЕТРИЯ КОНИЧЕСКОЙ СКЛАДКИ

Морфология складок изгиба — наиболее широко распространенного в природе генетического типа складчатых форм — зависит от величины угла между плоскостями слоистости и осью вращения, вокруг которой происходит изгибание пласта. В различных конкретных примерах этот угол (α) имеет величины от 0 до 45°, в редких случаях до 60°. При угле α , равном 0°, деформация пласта происходит по типу образования цилиндрической складки, при иных значениях образуются конические формы. Таким образом, цилиндрическая складка может рассматриваться как частный, предельный случай складки конической.

Широко распространенное мнение о том, что конические складки встречаются сравнительно редко, основано главным образом на недостаточной точности применяемых методов исследования. Между тем принципиальное решение этого вопроса имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение, особенно в районах, где складчатые формы являются рудоконтролирующими структурами и объем той или иной залежи полезного ископаемого в значительной мере зависит от протяженности конкретной складки и изменчивости радиуса ее кривизны. В конических формах эти параметры являются функцией апикального угла (α), что требует по возможности более точного его определения в доступных наблюдениям сечениях.

Закономерная неизбежность образования конических складок в условиях многоэтапной деформации толщи была показана нами в предыдущей статье настоящего сборника (с. 98). Конкретным свидетельством этому являются результаты геометрического анализа, проведенного при изучении морфологии 342 наложенных складчатых форм в Мамской кристаллической полосе. Около половины из них имеют конусообразное строение с апикальным углом, превышающим 10°. Радиус кривизны изгиба пластов в различных складках колеблется от десятков сантиметров до нескольких километров. Особенно широкое развитие конические формы имеют вблизи нарушений сдвигового и надвигового типа. Так, в эшелонированных системах анти- и синформных сопряженных пар складок F_4 , заключенных между зонами расланцевания и напоминающих гигантские кинк-структуры шириной до 2–4 км и протяженностью до 40 км (Верхнееремихинская, Луговско-Большеверская, Жернаковско-Колотовская и др.), коническими является большая часть пликативных форм.

Изучение морфологии складок, проводившееся автором в девонских и каменноугольных отложениях западного склона Среднего Урала и складчатого обрамления Кузнецкой впадины, также свидетельствует о довольно широком распространении конических форм

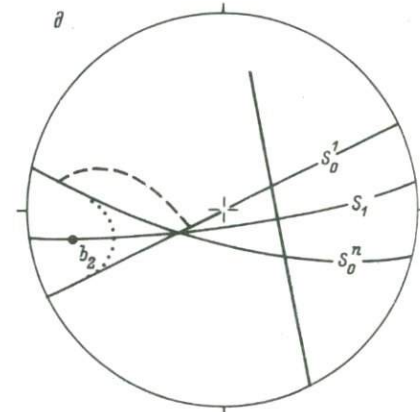
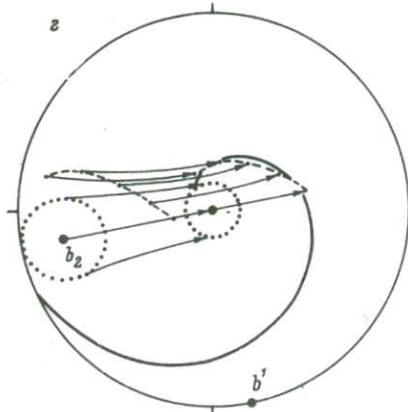
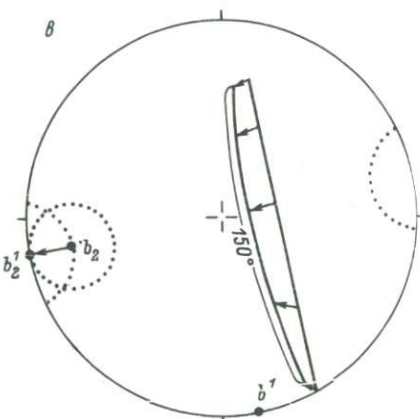
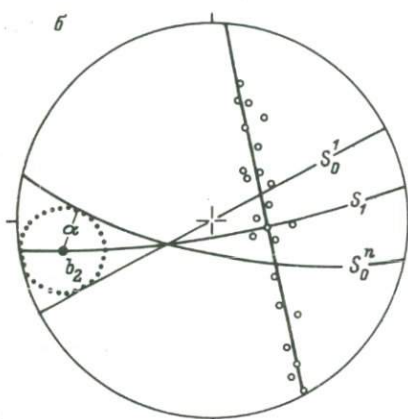
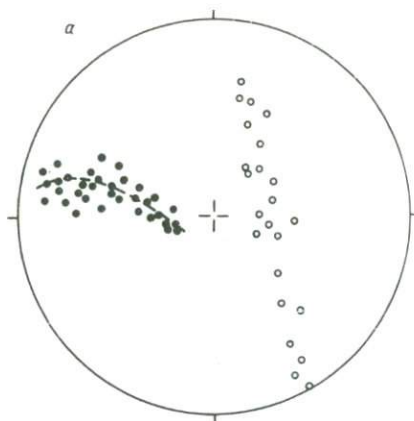
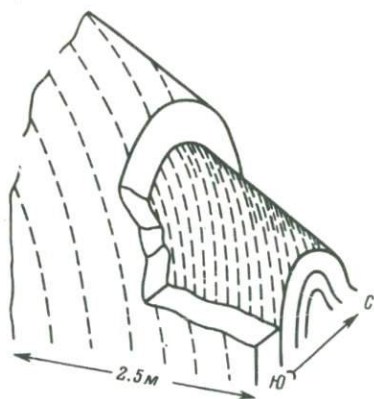
различных размеров с апикальным углом $10-20^\circ$. К ним относятся складки в скальных обнажениях „Печка“, „Афонины брови“ и ряд других по р. Чусовой, а также известные, хорошо обнаженные в разрезе по правому берегу р. Томи, ниже г. Кемерово, Верхотомские складки.

Приведенные данные позволяют предполагать наличие конических форм и в других складчатых областях, как в сложно дислоцированных, так и в относительно просто построенных.

Отличить коническую складку от цилиндрической в каком-то одном сечении, особенно при небольших значениях угла α , практически невозможно без специального геометрического анализа. Основным, наиболее доступным методом изучения ее морфологии является набор замеров азимута и угла падения какой-либо одной деформированной плоскости слоистости с последовательной фиксацией всех изменений ее ориентировки. Проекция полюсов полученных замеров наносится на сетку Вульфа. Если при этом обнаруживается, что они контролируются одной из дуг большого круга, — складка цилиндрическая. Если же пояс рассеивания полюсов слоистости не совпадает ни с одной из этих дуг, необходимо попытаться совместить его с какой-либо из дуг малого круга, имеющих на этой же сетке. Удовлетворительное совмещение свидетельствует о том, что данная складка — коническая, с горизонтально расположенной осью вращения. Угол α определяется в данном случае путем проведения второй дуги малого круга, отстоящей от первой на 90° и соответствующей проекциям образующих данной конической поверхности. Величина α будет равна угловому расстоянию между горизонтальной осью вращения и второй дугой. Во всех остальных случаях, когда пояс полюсов слоистости не совпадает с дугами большого и малого кругов сетки, геометрический анализ необходимо проводить с помощью стереографической палетки (см. статью автора в настоящем сборнике, с. 107).

Рассмотрим последовательность операций при геометрическом анализе на одной из конкретных складок Мамской кристаллической полосы (рис. 1).

После нанесения исходных данных на стереографическую сетку (рис. 1, а) и получении неудовлетворительного результата при совмещении полученного пояса рассеивания проекций полюсов слоистости с дугами сетки находится оптимальный вариант соответствия этого пояса с какой-либо из дуг стереографической палетки. В нашем примере данный пояс контролируется одним из положений 75° -градусной дуги малого круга (рис. 1, б). Второй малый круг (образующих поверхности конуса) также проводится с помощью палетки. Он отстоит на 90° от полученной дуги и отвечает углу α , равному 15° ($90-75^\circ$). Ось вращения будет располагаться в точке b_2 , отстоящей от первой дуги на 105° ($90^\circ+15^\circ$) при отсчете в одну сторону и на 75° ($90^\circ-15^\circ$) при отсчете в другую сторону.



-
-
-
- - -
- ⋯
- b_2^I
- b_2^I
- [S_0^I]
- [S_0^N]
- [S_1]

Для более полной характеристики морфологии и пространственного положения элементов складки следует определить ориентировку плоскости ее симметрии (осевой плоскости), величину максимального радиального угла изгиба и полярность оси вращения.

Первая задача выполняется с помощью нанесения на диаграмму следов двух плоскостей (S_0^1 и S_0^n), полюса которых соответствуют наиболее удаленным друг от друга точкам на дуге рассеивания полюсов слоистости. Через точку их пересечения и ось b_2 проводится дуга большого круга, которая и будет являться следом искомой плоскости (S_1).

Максимальный радиальный угол изгиба (λ) определяет угловую величину деформации пласта в сечении, перпендикулярном к оси вращения, и соответствует на сетке Вульфа сектору рассеивания полюсов слоистости. При наклонной оси b_2 угол λ находится путем ее приведения в горизонтальное положение b_2^1 и соответствующего доворота дуги полюсов, которая займет положение одной из дуг малого круга, имеющих на сетке (рис. 1, в). По этой дуге берется отсчет углового расстояния между крайними точками проекций полюсов — величина угла λ .

При определении полярности оси вращения условимся, что ее направление в сторону вершины конуса имеет отрицательный знак, а в противоположную сторону — положительный. В антиклинальных складках (тип складки — антиклиналь, синклинали — устанавливается непосредственно в поле) проекция наклонной оси вращения выходит к наблюдателю на верхней полусфере положительным концом, если угловое расстояние между ней и дугой разворота полюсов слоистости составляет $90^\circ + \alpha$ (наш пример), и отрицательным, если это расстояние равно $90^\circ - \alpha$. В синклиналиных складках связь обратная.

Наибольшие затруднения вызывает геометрический анализ ориентировки ранней линейности. Если линейные структурные элементы имели до наложенной деформации выдержанную ориентировку, то при наложении конической складки их проекции рассеиваются на сетке Вульфа по поясам, представляющим собой отрезки сложных спиралеобразных траекторий, не контролируемых дугами больших и малых кругов. Форма и длина этих кривых зависят от величины

Рис. 1. Коническая складка в верхнепротерозойских породах Мамской кристаллической полосы (левый берег р. Мамы, в 3 км выше устья р. Жернаковки) и ее геометрический анализ.

1 — проекции $[001]$ дистена; 2 — проекции полюсов слоистости; 3 — траектория разворота полюсов слоистости; 4 — траектория разворота линейности; 5 — малый круг проекций образующих конуса; 6 — ось вращения; 7 — вспомогательная ось; 8, 9 — следы плоскостей слоистости в крыльях складки; 10 — плоскость симметрии (осевая плоскость) складки.

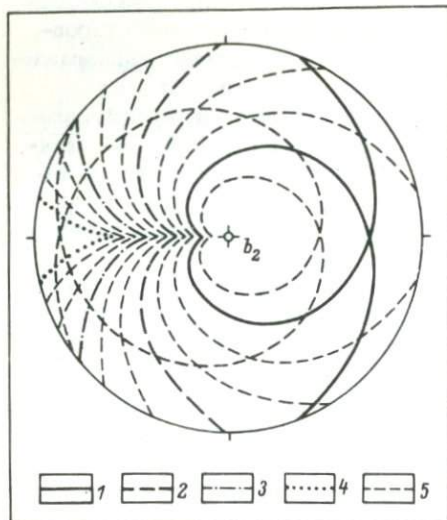


Рис. 2. Палетка расчетных траекторий разворота линейности при наложении круговой конической складки.

Траектории разворота при величине апикального угла α : 1 - 15, 2 - 30, 3 - 45, 4 - 60°; 5 - промежуточные траектории с интервалом угла α в 5°. Ось вращения вертикальна.

апикального угла (α), от первоначального расположения линейных элементов относительно оси вращения (b_2), от угла наклона оси вращения, от направления вращения и величины максимального радиального угла изгиба (λ). Поскольку ось b_2 в природных конических складках, согласно наблюдениям в Мамской кристаллической полосе, может иметь любые углы наклона к горизонтальной плоскости (от 0 до 90°), то, очевидно, предусмотреть все возможные варианты рассеивания ранней линейности не представляется возможным. Для решения этой сложной задачи предлагается использовать специальную палетку (рис. 2). На ней нанесены рассчитанные автором траектории рассеивания проекций линейных элементов при наложении круговой конической складки с вертикально расположенной осью b_2 для различных значений апикального угла α (от 10 до 60° с интервалом 5°). Каждая из этих кривых определяет все теоретически возможные положения деформированной линейности для конкретных углов α при вертикальной оси вращения.

Возвращаясь к рассматриваемому примеру, попытаемся с помощью построенной палетки проанализировать полученные исходные данные по ориентировке линейности, проекции которой нанесены на рис. 1, а. С этой целью проводится усредненная кривая пояса рассеивания линейности, затем ось b_2 из первоначального наклонного положения приводится в вертикальное путем поворота вокруг дополнительной горизонтальной оси b_1' , расположенной к b_2 под углом 90°. В этом же направлении и на тот же угол поворачивается проведенная нами кривая (рис. 1, г). Ее новое положение наносится на кальку. Калька накладывается на палетку (рис. 2) и путем относительного вращения вокруг вертикальной оси находится наилучшее соответствие данной кривой с тем или иным отрезком расчетной траектории для угла α , равного, согласно нашим опре-

делениям, 15° . После этого ось b_2 возвращается в исходное положение вместе с отмеченным отрезком расчетной траектории разворота линейности.

Результаты всех проведенных геометрических операций наносятся на одну диаграмму (рис. 1, д), из которой видно следующее:

- 1) исследуемая антиклинальная складка является конической наложенной формой с аликальным углом α , равным 15° ;
- 2) ось вращения b_2 погружается в направлении замыкания складки (вершины конуса) по азимуту 80° под углом 15° ;
- 3) максимальный радиальный угол изгиба (λ) равен 150° ;
- 4) замеренная линейность имеет более раннее происхождение и рассеивается по траектории, близкой к теоретической кривой, что свидетельствует об ее выдержанной субпараллельной ориентировке до образования рассматриваемой наложенной складки.
- 5) плоскость симметрии складки падает по азимуту 352° под углом 80° .

Осевая протяженность складки от исследуемого сечения до замыкания определяется по формуле $L = R / \operatorname{tg} \alpha$, где L - осевая протяженность, а R - радиус изгиба пласта. В нашем примере R по кровле верхнего пласта составляет 1.5 м, следовательно, $L = 1.5 / \operatorname{tg} 15^\circ \approx 5.5$ м.

Геометрический анализ, проводимый по предложенной схеме, позволяет избежать многих неточностей и ошибок при детальном изучении морфологии складок, а также при анализе ориентировки деформированной линейности и рекомендуется для применения в различных складчатых областях.

Ю.И. С ы с т р а

(Ин-т геологии Карельск. фил. АН СССР)

ПОВЕДЕНИЕ

ЛИНЕЙНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

ПРИ НЕОДНОКРАТНОЙ НАЛОЖЕННОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Как и большинство исследователей, под терминами линейный структурный элемент или линейность мы объединяем все элементы строения в геологических образованиях независимо от происхождения, размеры которых в одном из направлений во много раз превышают размеры во всех остальных направлениях, вследствие чего они геометрически выражаются в виде векторов, для которых непосредственно могут быть измерены (наблюдаемые линейности) или определены различными способами (устанавливаемые линейности) азимут и угол погружения.

Многочисленные линейности присущи всем сложноскладчатым метаморфическим комплексам. Основная часть их образовалась в ходе неоднократных наложенных тектонических деформаций мета-

морфических толщ, и, таким образом, они являются вторичными линейностями, хотя при метаморфизме до амфиболитовой фации наряду с другими первичными признаками могут сохраниться и первичные линейности: гребни знаков ряби в осадочных породах, вытянутые миндалины в метавулканитах, линии течения и агрегаты минеральных зерен в интрузивных образованиях.

В складчатых областях главными вторичными линейными структурными элементами являются шарниры наиболее крупных линейных складок, а также β -ось складчатости, которая представляет собой воображаемую кинематическую ось, вокруг которой в ходе складчатости происходит вращение всех более ранних, доскладчатых линейных и плоскостных элементов строения. Шарниры крупных линейных складок нередко сохраняют выдержанное направление и наклон на десятки, иногда на сотни километров, а ось складчатости — в пределах всей складчатой зоны.

Более мелкие линейности последующих порядков представлены шарнирами и осями многочисленных дополнительных складок, вытянутыми гальками, ксенолитами и будинами, линейной ориентировкой минеральных зерен (амфибол, кварц, эпидот, слюды, кианит и др.), агрегатов и скоплений, а также линиями пересечения различных поверхностей: слоистости с кливажем или сланцеватостью, ранней и поздней сланцеватости и т.д. Кроме того, линейность может проявляться как ось вращения крупных зерен, минеральных агрегатов, структур типа снежного кома и др.

Отдельную группу линейностей образуют статистически устанавливаемые предпочтительные линейные ориентировки различных макро- и микроструктурных элементов. В речных осадках, например на участках с относительно спокойным ламинарным течением, гальки длинными осями статистически вытянуты по течению, а там, где течение было быстрым, турбулентным — поперек течения. Микроструктурным анализом устанавливается, что в метаморфических породах в большинстве случаев почти все минералы (полевые шпаты, амфиболы, пироксены, эпидот, турмалин, кианит, ставролит, кварц, сфен и др.) имеют четко выраженную статистическую ориентировку и, как правило, длинными осями вытянуты параллельно макроскопической линейности.

Кроме описанных выше линейностей в узких зонах соскладчатых и постскладчатых разрывных нарушений и в трещинах нередко устанавливаются линейно вытянутые борозды по направлению скольжения.

Перед тем как подойти к рассмотрению влияния наложенной складчатости на раннюю линейность, рассмотрим ориентировку в породах недеформированных линейностей.

Первичные линейности в первом приближении обычно являются либо субпараллельными, либо субперпендикулярными к направлению течения.

Формирующиеся в ходе складчатости вторичные линейные структурные элементы параллельны либо а, либо b-оси складок

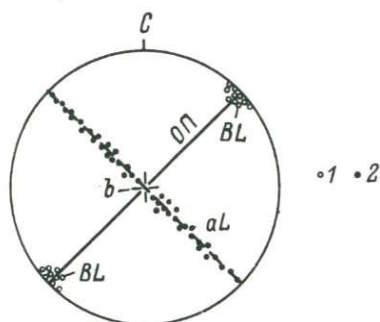
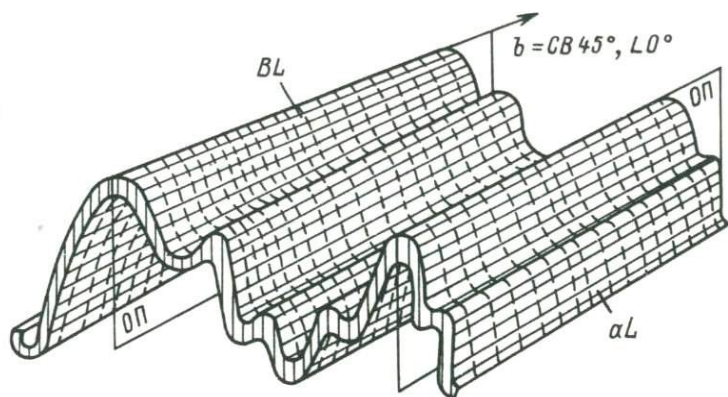


Рис. 1. Соскладчатая линейность в цилиндрической складке.

ОП - осевые плоскости; αL - а-линейность; BL - В-линейность; в - шарнир. Структурная диаграмма (везде используется нижняя полусфера): 1 - В-линейность, 2 - а-линейность.

(рис. 1), в связи с чем различают а- и В-линейности. В-линейность, параллельная шарнирам и осям линейных цилиндрических складок, по мнению большинства исследователей, всегда имеет более широкое распространение и проявлена более четко. Многочисленные примеры В-линейностей изучены в архейском беломорском комплексе (Горлов, 1962, 1967; Дук, 1967; Володичев, 1975; Сыстра, 1975а, б и др.), в нижнепротерозойских образованиях Северной и Западной Карелии (Московченко, Турченко, 1975; Лазарев, 1971; Лазарев, Кожевников, 1973; Белоусов и др., 1975, и др.) и т.д.

Недеформированная В-линейность при цилиндрической складчатости нередко сохраняет свое направление, а для складок первой генерации и угол погружения на значительных площадях до нескольких тысяч квадратных километров, а иногда в пределах всей склад-

чатой зоны. В центральной части Западного Беломорья, например, В-линейность L_2 общего широтного направления пересекает полностью всю обнаженную часть полосы беломорид шириной до 60–70 км (Сыстра, 1975а). Такие же выдержанные ориентировки В-линейности описаны в других комплексах.

В цилиндрических складках первой генерации В-линейность статистически параллельна в пределах крупных структур, осложненных многочисленными дополнительными складками. На структурных диаграммах эта линейность образует единый максимум с центром, соответствующим шарниру структуры (рис. 1).

Складчатые структуры второй и последующих генераций формируются в условиях невыдержанного залегания пород, так как деформируются не горизонтально лежащие слои, а более ранние складки. Шарниры наложенных складок и параллельные им линейные структурные элементы (В-линейности) не имеют выдержанного угла погружения, а рассеиваются вдоль среднестатистических осевых плоскостей. На структурных диаграммах такие линейности дают ряд максимумов на осевой плоскости, соответствующие тем или другим средним положениям крыльев ранних складок (Лазарев, 1971; 1972; Лазарев, Кожевников, 1973, и др.).

Линейность, параллельная а-оси, встречается относительно редко, хотя динамическая обстановка возникновения этой линейности легко объяснима, так как в линейных складках изгиба всегда происходит скольжение по плоскостям слоистости в направлении, перпендикулярном к шарниру. На смятой в складку изгиба поверхности изогнутая соскладчатая а-линейность рассеивается на плоскости, перпендикулярной к шарниру складки, а на структурной диаграмме рассеивается по дуге большого круга (рис. 1).

В складках скальвания или ламинарного течения наиболее часто встречаются и отчетливо выражены а-линейности, которые лежат в осевой плоскости и ориентированы параллельно кинематической a_K -оси (совпадает с главным направлением движения). В-линейности в этих структурах обычно представляют собой линии пересечения различных S-поверхностей, а в отсутствие кливажа и сланцеватости В-линейность может вообще не устанавливаться. Кинематическая a_K -ось может образовывать различный угол с деформируемыми плоскостями и, следовательно, с шарнирами формирующихся складок. В тех случаях, когда кинематическая a_K -ось не перпендикулярна и β -ось не лежит на деформирующейся плоскости, а-линейность не образует прямого угла с В-линейностью и шарниром складки. На структурных диаграммах такие линейности дают два максимума на осевой плоскости с различными углами между ними, причем максимум, соответствующий В-линейности, обычно более слабый или вообще может отсутствовать.

Геологическое выражение а- и В-линейностей часто одинаковое, поэтому различать их можно только после проведения тщательного анализа.

Следует отметить, что в сложноскладчатых толщах встречаются разновозрастные линейности, и если угол между ранней деформированной линейностью и В-осью наложенных структур окажется близким к 90° , за позднюю а-линейность может быть принята ранняя В-линейность, изогнутая вокруг перегибов наложенных складок. Такие линейности известны в беломорском комплексе (Горлов, 1962; Дук, 1967 и др.), в сланцах и железистых кварцитах месторождений Костомукша (Лазарев, 1971) и т.д.

Наложённая складчатость любой генерации независимо от того, деформируются ли первичные или вторичные линейности любых генераций, приводит к их искривлению и изменению пространственной ориентировки. Наличие в складчатом поясе деформированных линейных структурных элементов обычно указывает, что данная территория подвергалась тектоническим движениям неоднократно, хотя иногда и допускается, что два направления складчатости или пересекающиеся линейности могут возникать одновременно (King, Rast, 1956; Rast, Platt, 1957; Дук, 1967, и др.).

Искривление ранней линейности в ходе наложенной деформации происходит закономерно в зависимости от способа и интенсивности тектонических движений, а также от угловых соотношений между ранней линейностью и β -осью наложенных складок. Таким образом, изогнутая ранняя линейность фиксирует характерные особенности наложенной складчатости и может быть использована для восстановления кинематической обстановки образования этих структур.

Совершенно очевидно, что первоначально горизонтальная прямая линия может быть изогнута как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскости, а также в плоскости под любым наклоном, в зависимости от ориентировки β -оси складчатости, которая выступает как единая ось вращения доскладчатых элементов, т.е. изгиб этих элементов может быть воспроизведен вокруг оси. В идеальных случаях, когда β -ось лежит на деформируемой поверхности с ранней линейностью и под прямым углом к ней, при горизонтальной β -оси ранняя линейность образует дугообразный изгиб в вертикальной, а при вертикальной β -оси в горизонтальной плоскости.

Деформированные линейные структурные элементы в геометрическом структурном анализе относятся к наиболее информативным. Ненарушенные линейности, как правило, являются выдержанными элементами строения складчатых районов. В отличие от доскладчатых S-поверхностей, положение которых быстро меняется в различных частях структур особенно при интенсивной дополнительной складчатости, В-линейность в цилиндрических складках статистически параллельна в пределах всей структуры. Кроме того, линейность в метаморфических толщах распространена повсеместно, в отличие от выдержанных наложенных S-поверхностей, и позволяет судить об ориентировке кинематических осей и элементов крупных складок на тех участках, где мелкие осложняющие структуры отсутствуют.

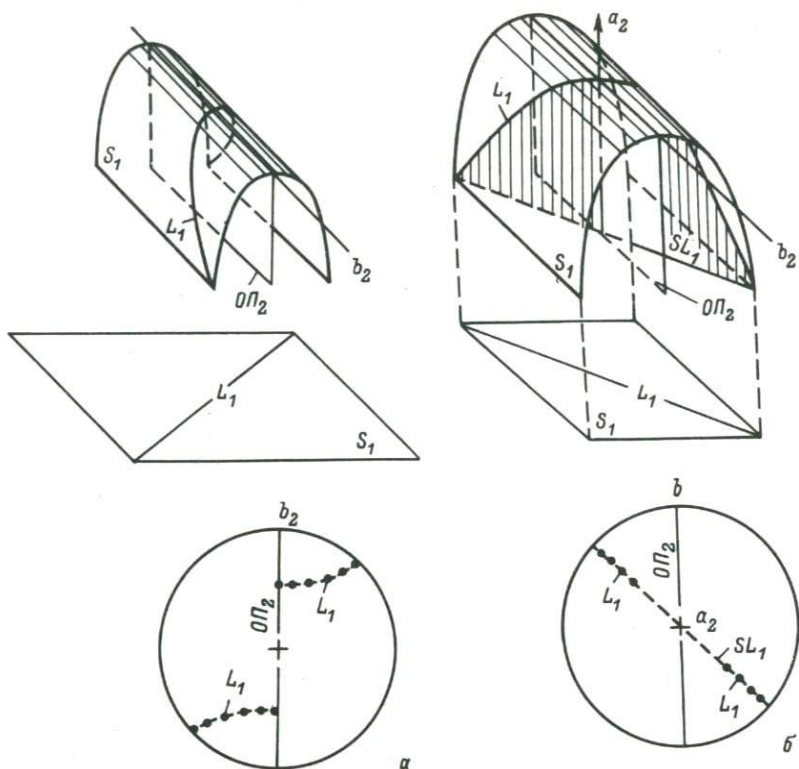


Рис. 2. Деформация ранней линейности L_1 на поверхности S_1 в складках изгиба (а) и в подобных складках (б). По Г. Вилсону, Л.Е. Вейссу и Д.Г. Рамси (Wilson, 1961; Weiss, 1959; Ramsay, 1960).

Даны соответствующие структурные диаграммы. Элементы наложенной складки: OP_2 - осевая плоскость, b_2 - шарнир, SL_1 - плоскость деформированной линейности, a_2 - кинематическая a_k -ось.

В геометрическом анализе чаще всего используются различные минеральные и агрегатные линейности, бороздчатость, шарниры мелких складок, линии пересечения различных плоскостей и другие повсеместно встречаемые мелкие линейные элементы строения. На их примере ниже рассматриваются особенности поведения ранних и соскладчатых линейных элементов при неоднократной наложенной складчатости.

Особенности деформации ранней линейности зависят главным образом от механизма складкообразования. Из двух основных меха-

низмов формирования складчатых структур: изгиба и скальвания или ламинарного (пассивного) течения — первый дает концентрические, второй — подобные складки. Изгиб ранних линейностей в этих двух типах складок происходит по-разному.

В концентрических складках линейность, изгибаясь на поверхности структуры, не сохраняет первоначальной ориентировки, ее азимут и угол погружения в разных частях складки после деформации будут различными. Ориентировка деформированной линейности меняется таким образом, что ее траектория на поверхности складки будет представлять собой часть винтовой линии (Weiss, 1959, Ramsay, 1960; Лазерев, 1966, и др.). В этом легко убедиться, если согнуть в складку лист бумаги с нанесенной на нем прямой линией (рис. 2, а). В идеальных концентрических складках первоначально прямая линейность (первичные линейности, В-линейность складок изгиба первой генерации, В- и а-линейности складок скальвания и т.д.) изгибается так, что шаг винта будет постоянным. На структурных диаграммах эта линейность дает часть дуги малого круга (рис. 2, а), отдельные точки которой образуют с осью наложенной складки один и тот же постоянный угол. Характер винтовой линии и траектория ранней линейности меняются в зависимости от величины угла между осью наложенной складки и ранней линейностью. Шаг винта тем больше, чем меньше этот угол. При совпадении линейности с осью шаг винта становится бесконечно большим, а винтовая линия превращается в прямую и ранняя линейность при любой интенсивности движений остается прямолинейной. С другой стороны, с увеличением угла между линейностью и осью наложенной складки шаг винта постепенно уменьшается, и когда линейность становится перпендикулярной к оси складки, шаг винта равняется нулю, а траектория изогнутой линейности превращается в дугу большого круга.

Более сложную картину рассеивания в складках изгиба дают а-линейности, которые в момент образования не имели фиксированного положения на плоскости ас, и В-линейности складок второй и последующих генераций, рассеивающиеся в осевой плоскости складок. Здесь вокруг β -оси наложенной складки вращается плоскость с расположенными на ней линейностями. Каждое положение додеформационной линейности (на стереосетке точка на плоскости) при вращении вокруг оси складчатости образует часть дуги малого круга с единым центром, соответствующим β -оси наложенных складок. В результате эти ранние линейности на структурной диаграмме рассеиваются в пределах поля, границы которого определяются интенсивностью повторных тектонических движений и доскладчатой ориентировкой ранней линейности, т.е. тем, какой длины дугу эта линейность образовала первоначально.

Данные о закономерностях деформаций линейных элементов при концентрической складчатости могут быть использованы для решения конкретных задач структурного анализа. По изогнутой линейности определяется положение β -оси складчатости, после чего

путем развертывания складки может быть получено первоначальное направление линейности (Weiss, 1959). Ю.И. Лазарев (1966) разработал методику определения первоначального залегания слоистости по первичной деформированной линейности. Практическое применение таких построений все же связано с большими трудностями. Природные складки редко идеально концентрические. Чаще всего они в той или другой степени сплюснены и по форме приближаются к подобным складкам, в связи с чем траектория деформированной линейности сильно отклоняется от круговой винтовой с постоянным шагом и соответствует эллиптической винтовой. Для таких структур обоснованные методы определения первоначального залегания ранних структурных элементов отсутствуют (Лазарев, 1977).

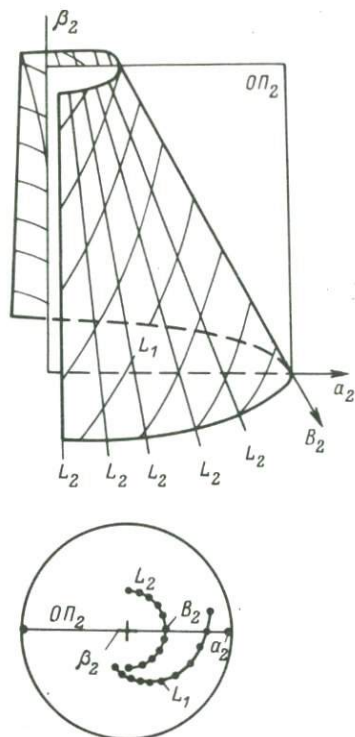
В подобных складках ранние линейности ведут себя по-другому. В этих структурах первоначальная поверхность с ранней линейностью не может быть развернута (Cloos, 1947), поскольку такие складки образуются не изгибом, а путем скольжения отдельных пластин пород по бесчисленным параллельным друг другу поверхностям кливажа или сланцеватости, причем каждый элемент складчатой поверхности перемещается вперед параллельно следующей. Прямая линия на додеформационной плоскости при такой складчатости будет перемещаться и в то же время остается на одной плоскости (плоскости деформированной линейности). Если деформируемая плоскость складчатостью скальвания превращена в цилиндр, то линейность на ней образует часть эллипса, а не винтовой линии, как в складках изгиба (Ramsay, 1960, и др.). Направление главного тектонического движения (a_K -ось) наложенной складки лежит на плоскости изогнутой ранней линейности, а также в осевой плоскости складки. Отсюда вытекает, что истинное направление оси a_K располагается вдоль линии пересечения этих двух плоскостей (рис. 2, б).

На структурных диаграммах деформированная подобными складками ранняя первоначально прямая линейность рассеивается в плоскости, которая на сетке отмечается дугой большого круга (рис. 2, б). Положение этой плоскости обычно может быть измерено без особых трудностей, а осевая плоскость устанавливается построениями на стереосетке. Нередко в этих складках развивается кливаж и сланцеватость осевой плоскости, что значительно облегчает определение положения осевой плоскости. Линия пересечения осевой плоскости с плоскостью деформированной линейности определяет положение кинематической a_K -оси. Откладывая вдоль осевой плоскости 90° , получаем ориентировку b_K -оси (β -оси) наложенной складчатости, после чего может быть полностью восстановлена кинематическая обстановка формирования наложенных складок.

Пример использования разновозрастных линейностей для разъяснения тектонического строения территории с комплексом различных наложенных складок дается в работе Рамси (Ramsay, 1960).

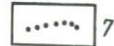
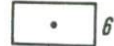
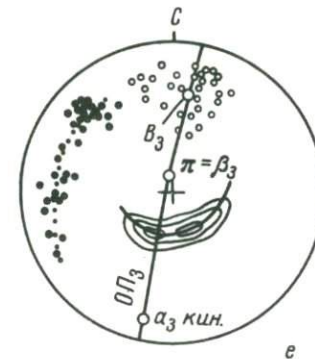
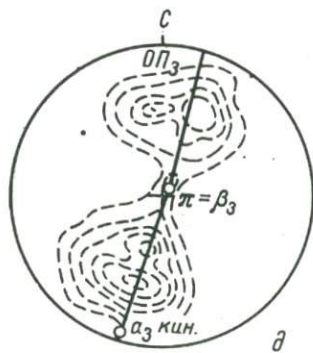
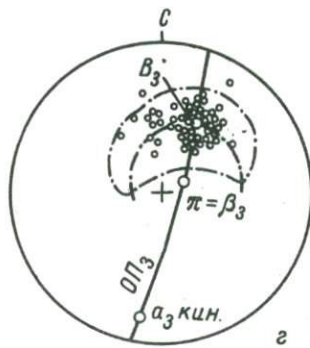
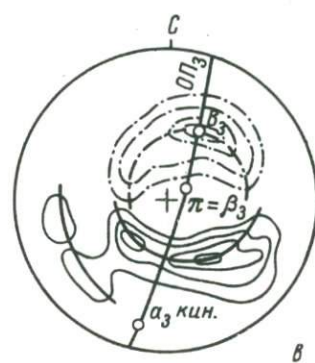
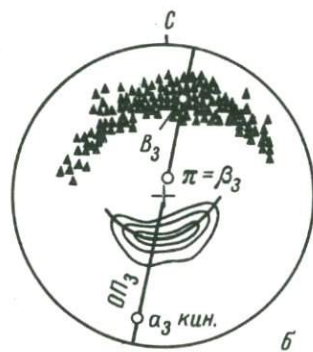
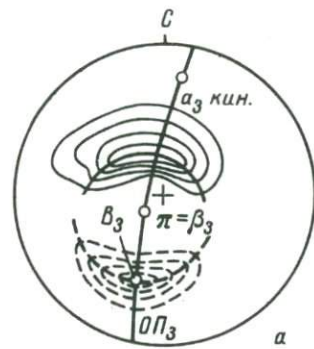
Рис. 3. Поведение ранней (L_1) и складчатой (L_2) линейностей в конических складках. Структурная диаграмма линейностей.

Элементы наложенной складки: OP_2 — осевая плоскость, B_2 — шарнир, β — ось складчатости, a_2 — кинематическая ось, a_k — ось.



Рассмотренные выше закономерности деформации и рассеивания ранних и наложенных линейностей характерны для цилиндрических складок. Но структуры второй и последующих генераций образуются в условиях изменчивого залегания первично горизонтальных плоскостей (Лазарев, 1972) и при постоянной ориентировке β -оси складчатости, и поэтому β -ось чаще всего не лежит на сминаемой в складки поверхности, а образует с ней острый угол. В таких случаях формируются не цилиндрические, а конические складки (рис. 3) (Stockwell, 1950; Ross, 1962; Evans, 1963; Stauffer, 1964, и др.). Ряд исследователей (Dahlstrom, 1954, и др.) считают, что такие структуры обычны в сложноскладчатых областях, а Г. Тишер (Tischer, 1963) сделал заключение, что цилиндрические складки вообще могут рассматриваться как особый вид конических складок. В этих структурах складчатые линейные структурные элементы (β -оси, минеральные линейности и др.) имеют свои закономерности ориентировок, особенности которых ниже рассматриваются на примере конических складок Западного Беломорья.

На участке оз. Постельное-оз. Кереть на систему более ранних складок общего широтного простирания, которые часто изоклиналино сжаты и опрокинуты в восточной части участка к югу,



а в западной части — к северу, накладывается система складок F_3 северо-восточного направления, размах крыльев наиболее крупных из которых достигает 20–25 км (Сыстра, 1972, 1975а, б). Большинство структур F_3 проявляется в виде дугообразных открытых складок с углом между крыльями 90–150°. Обращает на себя внимание, что минеральная линейность и шарниры мелких складок в крупных антиформах расположены в виде расходящихся вееров, а в синформах веерообразно сходятся к ядру складки. На структурных диаграммах эти линейности рассеиваются по дугам малого круга, причем азимуты погружения крайних замеров в дугах нередко различаются до 80–90° и более (рис. 4, а). По малодуговой траектории располагаются и полюса плоскостей полосчатости S_0 (рис. 4, а, б), что характерно для конических складок (Stockwell, 1950; Tischer, 1963; Evans, 1963, и др.). Диаграмма б-пересечений полосчатости S_0 образует также дугу малого круга (рис. 4, б). Но поскольку конические складки не могут быть воспроизведены путем движения линии, параллельной шарниру, как в цилиндрических складках, а только движением линии, проходящей через неподвижную точку (Stockwell, 1950, Dahlstrom, 1954, и др.), элементарные участки полосчатости, замеренные в различных частях складок, не пересекаются на поверхности структуры. Линии пересечения S_0 образуют тем больший угол с поверхностью складки, чем дальше друг от друга расположены эти элементарные участки. Как нам кажется, в случае конических структур для составления диаграмм б-осей целесообразно пользоваться не пересечениями всех плоскостей, как при цилиндрической складчатости, а только пересечениями соседних элементарных участков, которые дают б-оси на поверхности конической структуры, а также возможность использовать в анализе

Рис. 4. Структурные данные по району оз. Кереть-оз. Постельное-оз. побережье Белого моря.

1 — контур и траектория рассеивания полюсов плоскостей полосчатости S_0 ; 2 — контур и траектория рассеивания L_3 ; 3 — b_3 -оси, полученные пересечениями соседних элементарных плоскостных участков S_0 ; 4 — контур и траектория рассеивания b_3 -осей; 5 — минеральная в-линейность L_3 ; 6 — минеральная В-линейность L_2 ; 7 — траектория рассеивания L_2 ; π — центр малодуговых траекторий (соответствует β_3 -оси складчатости); a_3 кин. и β_3 — кинематические оси складчатости F_3 . а — участок оз. Заячье-оз. Овечье, 553 замера S_0 , контуры 1–3–6–9%, 239 замеров L_3 , контуры 1–6–12–20%; б — Постельноозерская антиформа, 92 замера S_0 , контуры 5–10–20%; в, г — Скобневоозерская антиформа, 333 замера S_0 , контуры 2–4–7–10%, 256 определений b_3 , контуры 2–4–6–8%; д — сводная диаграмма L_3 района; е — Нижнепоповская синформа, 82 замера S_0 , контуры 5–10–25%.

все сделанные замеры, тогда как при взаимных пересечениях всех плоскостей практически возможно использовать выборочно на более 30–35 элементарных участков. Малокруговые пояса b_3 -осей, полученные путем пересечений соседних элементарных участков в различных конических структурах F_3 Западного Беломорья, показывают полное совпадение с узорами на диаграммах минеральной конической В-линейности L_3 (рис. 4, в, г).

На структурных диаграммах центры всех малокруговых траекторий в круговых конических складках совпадают с β -осью складчатости (осью вращения додеформационных элементов строения), а кинематическая a_k -ось расположена в осевой плоскости и под 90° к b_k -оси. Следовательно, по складчатой конической В-линейности может быть восстановлена кинематическая обстановка формирования складчатости.

Кинематические оси складчатости нередко являются выдержанными элементами строения складчатых районов. Так например, на участке оз. Кереть–оз. Пиземское–побережье Белого моря кинематическая β_3 -ось повсеместно круто, под углом около 80° , погружается на север–северо–восток (СВ 20°). Интересное рассеивание обнаруживает коническая складчатая В-линейность L_3 . Поскольку ранние изоклинные складки F_2 опрокинуты как на юг, так и на север, в связи с чем шарниры наложенных складок F_3 и В-линейность L_3 погружаются как на юго–запад, так и на северо–восток, общая диаграмма L_3 дает узор типа песочных часов, вытянутый вдоль статистической осевой плоскости (рис. 4, д). Становится ясным, что пережим полей (центр малокруговых траекторий) совпадает с β_3 -осью складчатости, а максимального рассеивания линейности L_3 достигают на траекториях, расположенных в обе стороны от β_3 -оси под углом 45° (рис. 4, д), на которых структуры F_3 идеально конические (Лазарев, Кожевников, 1973).

О существовании в конических складках линейности по a -оси данные отсутствуют.

Закономерности деформации ранних линейностей при конической складчатости (рис. 3, 4, е) являются более сложными, чем в цилиндрических складках. Ранняя выдержанная прямая линейность, расположенная под острым углом к оси вращения на круговой конической поверхности складки будет деформироваться так, что образует суживающуюся к ядру круговую коническую спираль (Stauf-fer, 1964; Флаасс, 1975). В сплюснутых боковым сжатием эллиптических конических складках ранняя линейность будет изгибаться по эллиптической спирали.

Еще более сложную картину рассеивания дают в конических складках первоначально непараллельные линейности. Здесь каждое положение ранней линейности будет образовывать конические спирали. Общий узор деформированных линейностей состоит в таком случае из бесчисленного количества подобных по форме спиралей с разными полуосями. В таких случаях конические структуры, как

правило, образуются вращением не прямых линий, а кривых различных конфигураций.

Геометрический анализ различных линейных структурных элементов, таким образом, позволяет получить данные об ориентировке плана движения, механизме складкообразования, интенсивности и форме наложенных складок и т.д. Все это указывает также на исключительную роль разновозрастных линейностей для расшифровки структур метаморфических комплексов.

В то же время устанавливается большое разнообразие ориентировок линейностей по отношению к элементам складчатых структур, сложные закономерности искривления ранних линейностей вокруг перегибов наложенных цилиндрических и конических складок различного механизма. Обычно, если достаточно структурных данных, более или менее надежно могут быть выявлены закономерности искривления линейностей 2-3 последних генераций складок, и то лишь в тех случаях, когда ранние линейности сохранились. Нередко в метаморфических комплексах устанавливается более 5-6 генераций разновозрастных складок. Каждая новая складчатость приводит к дальнейшему усложнению ранее созданного структурного плана, к искривлению и изменению пространственной ориентировки всех доскладчатых элементов, с каждой складчатостью уменьшается размер структурно-гомогенных участков или доменов, в пределах которых соскладчатая линейность может сохранить свою параллельность (Лазарев, 1972). Все это указывает на то, что выявление закономерностей искривления ранних и возникновения ориентировок наложенных линейностей, а также их использование для расшифровки тектонического строения того или иного района становится возможным после проведения тщательного и всестороннего геометрического анализа.

Список литературы

Белоусов Е.Ф., Демидов Н.Ф., Крохин А.И., Мельянецов Н.В. Стратиграфия и тектоника докембрия района озер Челмозеро-Нюк-озеро в Западной Карелии. - В кн.: Геология и полез. ископаемые Карелии. Петрозаводск, изд-во „Карелия“, 1975, с. 117-122.

Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). - Труды ин-та геологии Карельского фил. АН СССР, 1975, вып. 25, 170 с.

Горлов Н.В. Малые и средние структурные формы. - В кн.: Беломор. комплекс Сев. Карелии и юго-запада Кольск. полуострова (геология и пегматитовосность). - Труды ЛАГЕД АН СССР, 1962, вып. 14, с. 68-76.

Горлов Н.В. Структура беломорид (северо-западное Беломорье). Л., „Наука“, 1967, 111 с.

Дук В.Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., „Наука“, 1967. 83 с.

Лазарев Ю.И. Методы структурного анализа в литологических исследованиях. – В сб.: Проблемы осадоч. геологии докембрия. Вып. 1. Вопросы литологии докембрийск. метаморфич. толщ. М., „Недра“, 1966, с. 186–194.

Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Труды Ин-та геологии Карельского фил. АН СССР, 1971, вып. 11. 192 с.

Лазарев Ю.И. О геометрическом анализе деформаций в районах наложенной складчатости. – В кн.: Метод. указания по геол. съемке м-ба 1:50 000. Вып. 4. Геол. съемка в областях развития метаморфич. образований. Л., „Недра“, 1972, с. 166–180.

Лазарев Ю.И., Кожевников В.Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. – Труды Ин-та геологии Карельск. фил. АН СССР, 1973, вып. 19. 128 с.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит–силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л., „Наука“, 1975. 137.

Сыстра Ю.И. О складчатых структурах района Пиземские озера–Каменные озера (Западное Беломорье). – Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 5, с. 1155–1158.

Сыстра Ю.И. Структура и тектоническое развитие района Каменные озера–Пиземское озеро–побережье Белого моря (Западное Беломорье). Автореф. дис. М., 1975а. 24 с.

Сыстра Ю.И. Тектоника района Каменные озера–Пиземское озеро (побережье Белого моря). – В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, изд-во „Карелия“, 1975б, с. 123–130.

Флаасс А.С. Особенности геологического строения и структурная эволюция Мамской кристаллической полосы. Автореф. дис. Пермь, 1975. 21 с.

Слоос Е. Tectonic transport and fabric in a Maryland granite. – Soc. Geol. Finland, C.R., 1947, N 20.

Dahlstrom C.D.A. Statistical analysis of cylindrical folds. – Canad. Min. a. Metallurg. Bull., 1954, vol. 47, N 504, p. 234–239.

Evans A.M. Conical folding and oblique structures in Charnwood Forest, Leicestershire. – Proc. Yorkshire Geol. Soc., 1963, vol. 34, N 4, p. 67–80.

King B.C., Rast N. Tectonic styles in the Dalradians and Moines parts of Scotland. – Proc. Geol. Assoc., 1956, vol. 66.

Ramsay J.G. The deformation of early linear structure in areas of repeated folding. – J. Geol., 1960, vol. 68, N 1, p. 75–93.

R a s t N., P l a t t J.G. Cross-folds, - Geol. Mag., 1957, vol. 44, N 2.

R o s s J.V. The folding of angular unconformable sequences. - J. Geol., 1962, vol. 70, N 3, p. 294-308.

S t a u f f e r M.R. The geometry of conical folds. - New Zealand J. Geol. a. Geophys., 1964, vol. 7, N 2, p. 340-347.

S t o c k w e l l C.H. The use of plunge in the construction of cross-sections of folds. - Geol. Assoc. Canada Proc., 1950, vol. 3, p. 97-121.

T i s c h e r G. Über χ -Achsen. - Geol., Rundsch., 1963, Bd. 52, N 1, S. 426-447.

W e i s s L.E. Geometry of superposed folding. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1959, vol. 70, N 1, p. 91-106.

W i l s o n G. The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. - Bull. Soc. Geol. Belgique, 1961, vol. 84, N 9-10, p. 423-548.

Е.П. В а с и л ь е в
(ИЗК СО АН СССР)

ОПЫТ ПАЛЕОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА СЛОЖНО ДИСЛОЦИРОВАННЫХ ТОЛЩ (ДОКЕМБРИЙ ЮЖНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ)

Глубоко метаморфизованные раннедокембрийские толщи Южного Прибайкалья обладают весьма сложной складчатой структурой, для расшифровки и установления последовательности формирования которой наряду с детальным геолого-структурным картированием потребовались специальные методы структурного анализа - изучение и корреляция разнообразных мелких структурных форм, геометрический анализ наложенных деформаций, изучение полей рассеивания деформированной линейности, корреляция этапов складчатости, метаморфизма и магматизма (Васильев, 1973; Ескин и др., 1974). Особо интересными в этом плане оказались результаты палеоструктурного анализа, краткое изложение которого содержит эта статья.

Рассматриваемый район занимает отроги хребта Хамар-Дабан, обрамляющие южную оконечность оз. Байкал, и в геоструктурном отношении является составной частью Саяно-Байкальской складчатой системы. С северо-востока он граничит по зоне Главного Саянского разлома с Шарьжалгайским выступом фундамента Сибирской платформы. Разрез докембрийских геосинклинальных формаций здесь представлен слюдянской и несогласно ее перекрывающей хангарульской сериями (рис. 1, I). Первая включает карбо-

натно-гнейсовую култукскую и существенно карбонатную перевальную свиты. В составе хангарульской серии (харагольская и безымянская свиты) участвуют различные гнейсы и мигматиты.

Общая структура этих толщ может быть определена как сложное построенный моноклиний, полого падающий к юго-западу. Все многообразие слагающих его складок сводится к трем главным системам. Наиболее представительной является система линейных непрерывных складок северо-западного и субширотного простирания, которые в дальнейшем называются продольными (по отношению к общему простиранию моноклинория). По простиранию морфология этих складок претерпевает существенные изменения (разрезы I-VIII на рис. 1) *; в направлении от флангов к центру площади они резко сужаются, становятся изоклиналильными и опрокидываются к юго-западу, причем их число возрастает. Эти изменения достигают максимума в центре площади, где складки наиболее многочисленны, изоклиналильны и все сильно опрокинуты, а крупнейшая из них (Скалестая антиклиналь) принимает лежачее положение (разрезы III и IV). Здесь же интенсивно проявлена поперечная складчатость, представленная системой анти- и синформ северо-восточного простирания (разрез IX). Она вызвала деформацию продольных складок, имеющую характер крутого поперечного вертикального изгибания их шарниров. В крыльях наиболее сжатых наложенных складок продольные имеют субвертикальное погружение и, следовательно, на плане видны в поперечных сечениях. Три таких сечения, приведенных в положение, удобное для сопоставления с другими нормальными разрезами продольных складок, представлены в виде разрезов II, III и IV (отрезок IV' - IV'').

Поперечные складки резко затухают в мраморной толще перевальной свиты. Далее на юго-запад по контурам харагольской свиты обрисовываются две сопряженные крупноамплитудные поперечные складки - Быстринская антиклиналь и (юго-восточнее) Становая синклиналь. Они также затухают в пределах перевальной свиты (где имеют характер анти- и синформных складок).

Третья система представлена складками с крутопадающими шарнирами (горизонтальные складки по Буртману, 1968). К ним относятся общие азимутальные изгибы всей системы продольных складок, а также закономерно сочетающиеся с этими изгибами более мелкие складки того же типа. Крутошарнирные складки выглядят наложенными по отношению к продольным, а взаимоотношение их с поперечными не столь очевидно. Можно лишь заключить, что последние крутошарнирными складками не деформировались, так как повсеместно имеют прямолинейные оси.

Поскольку продольные складки сильно искажены наложенными деформациями, анализ их первоначальной морфологии затруднителен.

* Здесь и далее разрезами I, II и т.д. названы разрезы по линиям I-I', II-II' и т.д. на рис. 1 (см. вкл., с. 73).

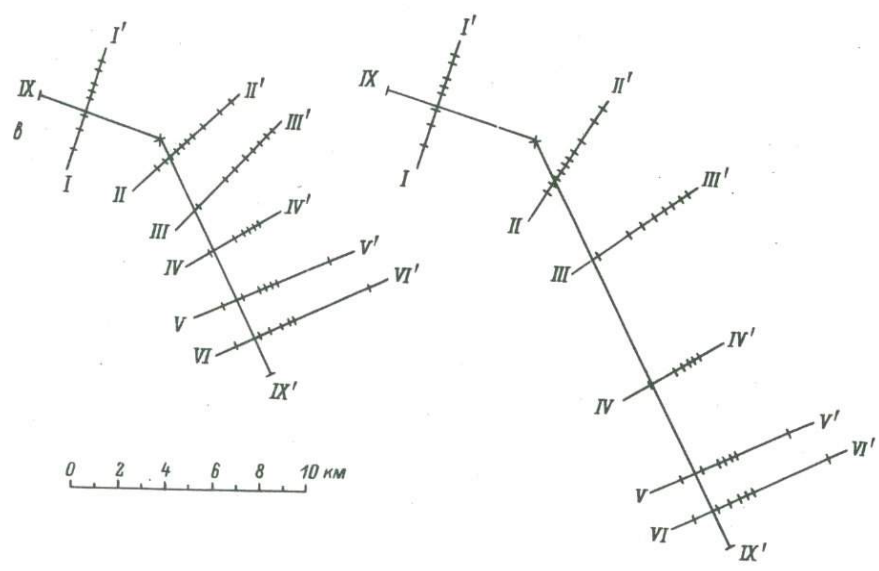
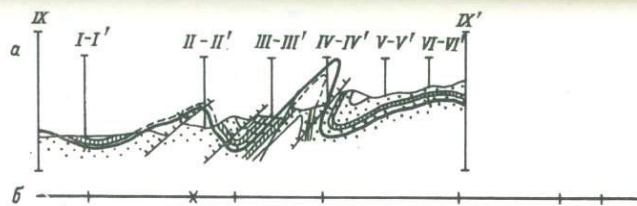


Рис. 2. Графические построения по расправлению поперечных складок.

Пояснения см. в тексте.

В этой связи возникает необходимость проведения соответствующих палеоструктурных реконструкций и в первую очередь восстановления складчатой структуры, существовавшей до поперечной деформации. Очевидно, следует крылья анти- и синформ вернуть в исходное горизонтальное положение. Для этого необходимо знать, во-первых, механизм деформации при поперечной складчатости, во-вторых, ориентировку плоскости, в которой происходила эта деформация.

Сам характер наложенной деформации — изгибание в вертикальной плоскости всей системы продольных складок — свидетельствует, что ведущим механизмом поперечной складчатости был изгиб. Складки этого типа характеризуются единством ориентировки и вергентности. Все они наклонены или опрокинуты к юго-востоку, а многие сопровождаются синкинематическими взбросами. Послойное перераспределение в них незначительно. Все эти признаки типоморфны для складок изгиба. Наконец, на это же указывает характер рассеивания в поперечных складках ранней (продольной) линейности. На рис. 1, А видно, что рассеивание происходит по дуге большого круга, простирающегося по азимуту 330° , т.е. приблизительно параллельно плоскости разреза 1X. Следовательно, последний может быть использован в операции по расправлению поперечных складок.

Вначале на этом разрезе возвращаются в исходное положение крылья взбросов путем перемещения вдоль сместителей до соединения разобренных частей пластов. Затем одной стержневой линией описываются контуры анти- и синформ (рис. 2, А). На ней отмечаются места разрезов I-V1 и точка излома разреза 1X. Эта стержневая линия дублируется тонким гибким проводом, который выпрямляется (рис. 2, б), и далее эта уже расправленная линия разреза 1X прочерчивается на плане по тем же азимутам, которые ее отрезки имели первоначально. Через метки проводятся отрезки I-V1. На рис. 2, в слева помещен план расположения разрезов в первоначальном виде, а справа — после расправления разреза 1X (разрезы II и III несколько развернуты с учетом намечающегося нового простиранья системы продольных складок). Метками на линиях I-V1 обозначены места пересечений с осями продольных складок. Метки одноименных складок соединяются плавными линиями, и к этой схеме наращиваются фланги структуры, не затронутые преобразованиями, а лишь раздвинувшиеся. При этом „автоматически“ получаем расправление (неполное) контуров Быстринской и Становой поперечных складок. Конечный результат этих операций изображен на рис. 1, II.

Реконструированный таким образом план древней складчатой структуры конечно не претендует на точность воссоздания всех ее деталей. Он отображает лишь общий характер палеоструктуры до начала формирования основной массы (но не всех) поперечных складок. На нем отчетливо видно, что система продольных складок, захватывающих толщу култукской свиты, вовлечена в крупную горизонтальную складку, которую мы называем Слюдянской сигмоидой. Она в общем-то видна и на схеме I (рис. 1), однако там

ее истинная форма и размеры маскируются поперечными складками. После расправления последних становится очевидным, что Слюдянская сигмоида является главнейшим элементом геологической структуры всего рассматриваемого района. Причем дело не только в ее размерах.

На флангах сигмоиды продольные складки довольно просты и немногочисленны. Култукская свита здесь незначительно отделена сравнительно узкой полосой мраморов перевальной свиты от харагольской. Все свиты простираются параллельно друг другу. К центру площади эта параллельность нарушается: благодаря азимутальному изгибу складчатая толща култукской свиты простирается уже под значительным углом к харагольской. В результате расстояние между этими гнейсовыми толщами резко увеличивается. Пространство между ними занято обширным полем мраморов, залегающих в виде лежащей Скалистой антиклинали. Очевидно, что эта складка не может рассматриваться вне связи с сигмоидой. Обе они находятся в тесном парагенезисе.

Взаимоотношение сигмоиды с остальными продольными складками имеет более сложный характер. Ясно, что сигмоидальный изгиб этих складок произошел после того, как они возникли. Вместе с тем резко возрастание интенсивности и сложности продольной складчатости во внутренней части сигмоиды указывает, что этот изгиб не является просто сменой простираения складок, он сопровождается радикальной их перестройкой с возникновением складок совершенно иного стиля. Эти новообразованные складки находятся со Слюдянской сигмоидой в таком же парагенезисе, что и Скалистая антиклиналь, образуя с последней единую систему.

Таким образом, до образования сигмоиды и других связанных с нею складок существовала еще более древняя складчатая структура. Об этом же, кстати, свидетельствует и наличие углового несогласия между слудянской и хангарульской сериями. Реликты этой структуры сохранились лишь на флангах сигмоиды, наименее подвергшихся перестройке. Очевидно, это была система линейных довольно простых, открытых синусоидальных складок (см. разрезы I, VII и VIII).

Чтобы реконструировать хотя бы в грубой схеме план древнейшей складчатой структуры, очевидно, необходимо распрямить сигмоиду. Эта операция принципиально не отличается от изложенного выше способа расправления поперечных складок. Вначале устанавливается ориентировка плоскости деформации, вызвавшей образование сигмоиды. С этой целью строится диаграмма поля рассеивания линейности в крыльях сигмоиды (выбираются замеры с участков, где линейность наименее подвержена вертикальным перегибам). На ней видно (рис. 1, б), что линейность рассеивается по дуге большого горизонтального круга и, следовательно, деформация при образовании сигмоиды происходила в плане. Значит, расправлять сигмоиду надо также в плане. Это выполняется посредством того же провода с метками. Описывать ход операции нет необходи-

мости. Важно лишь отметить, что одновременно с расправлением сигмоиды соответствующим образом упрощается продольная складчатость, т.е. сохраняются только четыре складки, показанные на фланговых разрезах I и VIII. Вопрос о том, каково было первоначальное простираение складок на рассматриваемой территории однозначно не решается. Учитывая, что западнее (Вост. Саян) и восточнее (побережье Байкала) слюдянская серия простирается вдоль Главного Саянского разлома, оси складок мы проводили параллельно зоне разлома. Полученная таким образом схема древнейшей складчатой структуры изображена на рис. 1, III.

Таким образом, намечаются три стадии формирования складчатой структуры района. Наиболее древняя система складок (продольные складки первой генерации) возникла, очевидно, еще до отложения хангарульской серии. Главные оси деформации, определенные по элементам этих палеоскладок, показаны на диаграмме (рис. 1, III).

На второй стадии слюдянская толща испытала сигмоидальный изгиб. Ряд признаков (асимметричность, своеобразная инконгруэнтность, наибольшая дислоцированность северной части) определяют Слюдянскую сигмоиду как складку сжатия со сдвигом, причем активно сдвигался Шарьжалгайский блок. Существенно, что одновременно с сигмоидой в толще хангарульской серии формировались Быстринская антиформа (зарождалась, как и некоторые другие поперечные структуры). Ориентировка главных осей деформаций, восстановленная по элементам этих структур, анализу сингенетичных разрывов и поля рассеивания ранней линейности, свидетельствует, что антиформа (рис. 1, II, левая диаграмма) и сигмоида (правая диаграмма) формировались при сходной ориентировке оси С. Очевидно, что парагенез этих структур образовался в результате изгиба, вызванного общим продольным сжатием захватываемых ими толщ. При этом в изгибании култукской свиты заметную роль играло правостороннее сдвигание. В то же время в пределах перевальной свиты формировалась структура совершенно иного плана — лежащая Скалистая антиклиналь. В плане она ограничена контурами харагольской и култукской гнейсовых толщ, образующих своего рода „жесткую“ раму. Если представить эту раму в виде незамкнутой фигуры ромбического сечения, то можно видеть, что при ее деформации (т.е. при образовании Быстринской и Слюдянской структур) сокращение в северо-западном направлении (по длинной диагонали ромба) опережалось расширением в северо-восточном (по короткой диагонали). Это обуславливало увеличение пространства внутри рамы с возникновением здесь локального поля напряжений, главные оси которого имели следующие направления: σ_3 (составляющая всестороннего давления) — вертикальное, σ_2 — северо-западное, σ_1 — северо-восточное. В целом пространство внутри рамы представляло собой область относительно пониженного давления, не превосходящего даже по оси максимального сжатия литостатического. Подток материала не обеспечивал выравнивания этого давления,

поскольку заполняемое пространство постоянно расширялось. В охарактеризованной динамической обстановке появление крупной лежащей складки внутри рамы вполне закономерно. Ориентировка осей напряжений, выведенная путем независимых построений, полностью согласуется с направлением главных осей деформаций, определенным по элементам Скалистой антиклинали (рис. 1, II, средняя диаграмма). Вместе с тем очевидно, что в образовании этой складки ведущим было нагнетание — сжатие материала, выжатого из прилежащих участков относительно высокого давления.

Локальное поле напряжений, контролировавшее формирование Скалистой антиклинали, оказало также существенное влияние и на систему ранних продольных складок култукской свиты, испытывавших сигмоидальный изгиб под воздействием регионального поля напряжений. Во внутреннем (срединном) крыле сигмоиды эти складки по существу оказались полностью переработанными, и на их месте возникла более многочисленная система узких изоклиналей, сильно опрокинутых к западу и образующих единый структурный комплекс со Скалистой антиклиналью.

На третьей стадии возникла основная масса поперечных складок. Все они характеризуются единством ориентировки и вергентности, и, следовательно, формировались под контролем общего (регионального) поля напряжений. Ориентировка главных осей деформации, установленная по элементам центральной группы анти- и синформ, приведена на схеме I, рис. 1. Из ее сравнения с правой диаграммой схемы II (там же) очевидно, что как сигмоида, так и наложенные на нее поперечные складки формировались при сходной ориентировке оси сжатия.

Таким образом, начиная со второй стадии складчатая структура Слюдянского района формировалась при юго-восточной, диагональной по отношению к простиранию системы древнейших складок, ориентировке вектора максимального сжатия. Это обстоятельство несомненно и явилось причиной возникновения правостороннего вращательного момента, вызвавшего сигмоидальный изгиб всей толщи. Главный Саянский разлом играл при этом роль поверхности скола с правосторонним сдвиговым перемещением, а активность движений исходила от Шарьжалгайского выступа платформы, судя по тому, что наибольшему сдвиганию была подвержена часть территории, непосредственно к нему прилегающая.

Проведенный анализ показывает, что деформация толщ представляет собой сложный, эволюционирующий во времени процесс, на разных стадиях которого в одних и тех же внешних условиях формируются структуры совершенно различного плана. При этом предпосылки для возникновения структур каждой последующей стадии создаются в ходе развития структур предыдущей стадии. Так, одним из условий для возникновения складок с крутопадающими шарнирами явилось крутое (в целом) залегание слоистости пород, вызванное ранней продольной складчатостью. Поперечная наложенная деформация наиболее резко проявилась в зоне лежащих складок,

т.е. там, где слои залегают полого. В такого рода зависимости от предшествующей структуры находит объяснение факт синхронного формирования разноплановых складок. Имеется в виду вторая (главная) стадия, когда одновременно развивались крутошарнирные, лежащие и поперечные складки. Здесь иллюстрируется пример того, как общее одноосное поле напряжений (региональное сжатие) реализуется трехосными деформациями различных планов, зависящих в каждом конкретном случае от направлений внутренней анизотропии деформируемых толщ. Такое дисгармоничное смятие привело к весьма любопытной тектонофизической ситуации, когда в условиях общего горизонтального стресса возникло обширное поле тангенциального растяжения (расслоения). Это поле напряжений, резко дискордантное по отношению к общему, трудно назвать внутрислойным (Гзовский, 1963), поскольку оно охватывает многокилометровую толщу на площади в сотни квадратных километров. Скорее, его следует относить к промежуточному (между общим и внутрислойным) типу полей напряжений и называть локальным, в отличие от общего поля, имеющего региональное распространение.

Структура горизонтального отслаивания и соответствующее ей местное поле напряжений интересны также и в том отношении, что здесь находят естественное и вполне закономерное место лежащие изоклинальные складки. Как известно, механизм образования лежащих изоклиналей относится к числу наиболее проблематичных (Эз, 1970). Широко бытует представление, что это предельный случай складок тангенциального сжатия либо результат интенсивного надвигания. Другая точка зрения связывает их с активным вертикальным одавливанием. В данном же случае однозначно устанавливается ведущая роль тангенциального растяжения в образовании лежащих складок.

Список литературы

Буртман В.С. О горизонтальных складках. — Геотектоника, 1968, № 2, с. 19–33.

Васильев Е.П. Анализ перекрестной складчатости Слюдянского района (Юго-Западное Прибайкалье). — Геотектоника, 1973, № 3, с. 78–87.

Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. III и IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Ескин А.С., Обухов С.П., Сезько А.И. и др. Метаморфические формации Саяно-Байкальской горной области. — В кн.: Резюльтаты науч. исследований Ин-та зем. коры в 1973 г. Иркутск, 1974, с. 69–77.

Эз В.В. Особенности структуры метаморфических толщ. — В кн.: Очерки структур. геологии сложно дислоцир. толщ. М., „Недра“, 1970, с. 192–258.

Н.И. Московченко
(ИГГД АН СССР)

РАЗРАБОТКА СТРУКТУРНО-ВОЗРАСТНЫХ ШКАЛ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ
НА ОСНОВАНИИ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАССЕЙВАНИЯ
СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ
И КИНЕМАТИЧЕСКОГО ПЛАНА ДЕФОРМАЦИЙ

Прежде чем обсуждать принципы разработки структурно-возрастных шкал, следует уточнить, что понимать под термином „структурно-возрастная“ шкала и чем вызвана необходимость ее создания при структурных исследованиях. Представление о структурно-возрастной шкале выработалось в ходе структурного анализа метаморфических пород, конечной целью которого являлась увязка во времени деформаций с другими эндогенными процессами. Именно в метаморфических комплексах такие элементы, как сланцеватость, и некоторые виды линейности, обусловлены ориентировкой минералов, кристаллизующихся одновременно с деформациями и отражающих термодинамический режим на том или ином этапе структурной эволюции комплекса. Несмотря на то что механизм образования этих элементов, называемых далее „реперными“, часто остается невыясненным, по ряду признаков, подробно рассматриваемых в методических руководствах (Turner, Weiss, 1963; Ramsay, 1968; Эз, 1972, и др.), можно установить их возрастные соотношения со складками разных генераций. Используя признаки синхронного, предшествующего или наложенного развития сланцеватости и линейности относительно той или иной генерации складок, последовательность которых установлена, и проведя исследование минералов и их парагенезисов, которыми обусловлена ориентировка реперных элементов, получаем временную связь деформация-метаморфизм. Преследуя в качестве главной цели возрастное расчленение и увязку во времени и пространстве результатов разнообразных эндогенных процессов, под структурно-возрастной шкалой мы предлагаем понимать систему реперных элементов, генерации и последовательность развития которых устанавливаются на основе эволюции складчатых форм и закономерностей проявления наложенной складчатости. Сам по себе ряд последовательного развития складок еще не является структурно-возрастной шкалой. Только в совокупности с реперными элементами, возрастная классификация которых произведена относительно отдельных генераций складок этого ряда, он приобретает значение шкалы, позволяющей восстановить общую историю петрогенетических преобразований, обычно проявленных неоднородно в пределах комплекса, показать их связь с процессами тектогенеза, найти главные тенденции изменения геотермического режима и в перспективе, сравнивая различные комплексы, перейти к типизации эндогенных режимов.

Таким образом, процесс разработки структурно-возрастной шкалы любого комплекса складывается из двух этапов. Первый этап заключается в анализе последовательности деформации пород, второй – в возрастной классификации реперных элементов. Исследования, направленные на выяснение последовательности деформаций, в конечном итоге обобщают данные, полученные при анализе как малых форм (мезоструктуры), так и особенностей макроструктуры. Первичное возрастное расчленение складчатых структур обосновывается морфологическими критериями. Однако после такой классификации ориентировка складок внутри выделенных возрастных групп все же отличается большим разнообразием и, на первый взгляд, хаотична. Однако основные принципы учения о наложенной складчатости свидетельствуют, что рассеивание элементов выступает как неизбежное следствие многократных деформаций, а закономерности его являются ключом к восстановлению структурной эволюции комплекса. Сущность явления рассеивания заключается в том, что складки одной генерации, представляя структурное выражение этапа деформации, протекающего в едином поле напряжения, имеют первоначально близкую ориентировку осевых плоскостей (параллельных или веерообразных), а подчас и шарниров, но при повторной складчатости приобретают различную ориентировку. Узор рассеивания деформируемых плоскостных структур позволяет отыскать на стереографической сетке ось наложенной складки β_S и наметить ее осевую поверхность. Рассеивание шарниров древних складок определяется механизмом повторной складчатости. При развитии складок изгиба рассеивание древней линейности в общем случае идет по конической поверхности с сохранением угла между линейностью и осью наложенной складки. В складках, где преобладает механизм скальвания (ламинарного течения) с его моноклиной симметрией движения и однозначно определяемым кинематическим планом, древняя линейность испытывает изменение ориентировки от своего первоначального положения в сторону выхода кинематической оси $\sigma_{кин}$ наложенной деформации (Turner, Weiss, 1963, с. 482). В природе большинство складчатых структур, синхронных с метаморфизмом, представляет собой комбинацию изгиба на ранних стадиях формирования складки, осложненного явлениями скальвания на поздних стадиях. В этом случае рассеивание ранней линейности первоначально идет по конической поверхности вокруг оси наложенной складки. По мере достижения складкой изоклиальной формы линейность концентрируется вблизи двух максимумов, располагающихся на различных крыльях складки. В процессе развития поздних движений скальвания линейность каждого из максимумов переориентируется, стремясь занять положение, близкое к $\sigma_{кин}$. В результате линейность одной генерации рассеивается вдоль двух дуг большого круга, степень совпадения которых друг с другом и с дугой, проведенной через максимумы первоначального рассеивания, зависит от положения деформационной плоскости, содержащей раннюю линейность, относительно

кинематических осей наложенной складки и от угла между древней линейностью и осью поздней складки. Рассеивание шарниров поздних складок в плоскости, параллельной их осевой поверхности (Turner, Weiss, 1963, с. 127), в свою очередь указывает на проявление ранней складчатости, характеристику которой можно получить с помощью зеркал наложенных складок, если есть возможность их измерить.

Таким образом, последовательное развитие двух этапов складчатых деформаций находит выражение в различных тенденциях рассеивания ранних и поздних структурных элементов, контролирующими друг друга. К одной генерации могут быть отнесены складки в том случае, если их рассеивание подчиняется одной из рассмотренных закономерностей. При этом важно отыскать сопряженные траектории рассеивания некогда единой пространственной комбинации плоскостных и линейных элементов складки, определяемые соотношением ориентировок структурных осей и осевых плоскостей ранних и наложенных складок и механизмом образования последних. Возможность случайных траекторий, а следовательно, и корректность выделенных генераций проверяется соответствием реставрированных на сетке с реально измеренными элементами наложенной складки. Одним из результатов анализа рассеивания является то, что он дает возможность определить выход кинематической оси σ , а следовательно, если известна ориентировка осевой плоскости поздних складок, выходы других осей и полный кинематический план наложенного этапа деформации. Поздние складки, наложенные на ранее деформированную поверхность, часто не имеют выдержанной ориентировки шарниров. В этом случае единство кинематического плана служит главным критерием при сравнении складок на различных участках и объединении разноориентированных структур в одну генерацию. И наоборот, складки разных генераций, имеющие одинаковую ориентировку, могут быть разделены на основе различий кинематических планов (см. с. 150). Как и любое структурное направление, кинематические оси переориентируются при повторной деформации. Особое значение при анализе рассеивания приобретают наблюдения над зеркалами складок. В случае, когда недеформированные складки одной генерации имеют различную ориентировку шарниров, зеркала их дают представление о залегании поверхностей различных геологических тел до развития складок данной генерации и помогают расшифровке предшествующих складок.

Геометрические закономерности рассеивания проявляются отчетливо лишь в случае развития двух этапов деформации. Поскольку структурная эволюция природных комплексов отражается обычно большим числом этапов деформации, то с помощью ряда методов нейтрализуют факторы, усиливающие интенсивность рассеивания, с тем чтобы получить в чистом виде закономерность, связанную с последовательным наложением двух этапов складчатости. Среди таких методов большое значение имеет правильное выделение доменов — участков, однородных в отношении ориентировки какого-

либо одного структурного элемента и в пределах которых исследуется рассеивание других элементов. В качестве доменов всегда выступают фрагменты крупных складок. Поэтому для правильного выбора доменов необходим анализ макроструктуры, особенности которой можно выявить лишь на основе мелкомасштабного картирования. При этом если поздние крупные складчатые формы устанавливаются сравнительно легко, то выделение крупных складок ранних генераций, синхронных с метаморфизмом и гранитообразованием, наиболее сложно вследствие развития сланцеватости, параллельной осевой плоскости, и движений вдоль этой плоскости, приводящих к срыву складок на крыльях и усложнению замков. Для некоторых монометаморфических комплексов, где складки составляют нисходящий ряд структурных форм, отвечающих одному деформационному циклу, сжатые изоклиналильные складки относятся к единой ранней генерации структур. В этом случае при выделении доменов определяющим гомогенным структурным элементом выбирается ось (β_g) наложенной складки, а домен в целом отвечает поздней складке на участке прямолинейной ориентировки следа ее осевой плоскости. Когда же открытые структуры деформируют несколько генераций изоклиналильных складок, каждая из которой сопровождается развитием сланцеватости и линейности, то лучше, если домен соответствует участку выдержанного залегания сланцеватости, параллельной осевой плоскости последних изоклиналильных складок, т.е. отвечает фрагменту открытой поздней структуры. Такой домен можно разделить на ряд субдоменов, гомогенных относительно ориентировки зеркал последних изоклиналильных складок, для того чтобы уменьшить разброс их шарниров и получить более четкие траектории рассеивания элементов предшествующих складок.

Необходимость выделения крупных структурных форм различных генераций продиктована не только методикой геометрического анализа. Региональные структурные направления контролируют проявление разнообразных эндогенных процессов (например, становление метаморфической зональности, регрессивные преобразования, размещение различных продуктов магматической активности и т.д.), указывая их место в тектонической эволюции региона.

К методам, позволяющим сократить область рассеивания ориентировок малых складок, относится и предварительная возрастная классификация, основанная на непосредственно наблюдаемых соотношениях складок в обнажениях, а также на генетической и термодинамической характеристике мезоструктурных элементов, как одновременных, так и предшествующих той или иной складчатой форме.

Рассмотренная методика геометрического анализа рассеивания структурных ориентировок применялась для выяснения последовательности развития складчатых форм и связанных с ними реперных элементов при разработке структурно-возрастных шкал как относительно простых по строению монометаморфических

комплексов, так и сложно дислоцированных полиметаморфических комплексов. Так, для расшифровки структурной эволюции супраконтинентального комплекса в Северной Карелии, прошедшего преобразования одного метаморфического цикла (Московченко, Турченко, 1975), использовался метод осевых β_s -пересечений. Каждый домен соответствовал цилиндрической складке и был однороден относительно оси наложенной складки β_s , определяемой пересечением плоскостей напластования и совпадающей с ним сланцеватости, параллельной осевой поверхности ранних складок на различных крыльях и в замке поздней структуры. Траектория рассеивания плоскостных элементов была четко выражена, указывая на сжатый изоклиальный характер первых складок. Однако линейность, связанную с первыми деформациями, удалось установить в исключительных случаях. В породах преобладали ориентировки, обусловленные двумя последующими этапами складкообразования, которые демонстрировали закономерности рассеивания ранних и поздних генераций структурных элементов, устанавливая в ряде случаев кинематический план поздних деформаций. При этом отчетливый характер рассеивания древних структур был обусловлен тем, что вокруг осей поздних складок деформировалось ограниченное число пространственных комбинаций плоскостных и линейных элементов, отражающих один или в худшем случае два этапа предшествующих деформаций.

Попытка применить анализ β_s -пересечений была предпринята и для анализа структурной эволюции более сложно дислоцированных комплексов, а именно для эклогито-глаукофан-сланцевого комплекса, входящего в состав киргизской серии пород Северного Тянь-Шаня. Обнаженный в ядре так называемого Макбальского куполовидного поднятия, этот комплекс характеризуется развитием сжатых изоклиальных малых складок с большим спектром рассеивания их ориентировок, указывающим на многократное проявление деформаций. Для анализа этого рассеивания был выбран домен, отвечающий участку крупной цилиндрической складки с крутой северо-западной осевой плоскостью и пологим шарниром. С развитием этой складки и осложняющих ее малых форм той же генерации во многом связано представление о простой структуре Макбальского поднятия. Эти складки деформируют как поверхности напластования; так и кристаллизационную сланцеватость, параллельную осевым поверхностям изоклиальных складок, синхронных с метаморфизмом, последовательность формирования которых представляет наибольший интерес для создания структурно-возрастной шкалы данного региона. На основе различий траекторий рассеивания осевых плоскостей, шарниров складок, а также связанных с ними плоскостных и линейных элементов мезоструктуры изоклиальные складки подразделяются на четыре группы (рис. 1, б-д). Как показано далее, они относятся к трем последовательно проявленным генерациям. Крутые северо-западные складки, их деформирующие, являются, таким образом, генерацией F_4 . Они знаменуют начало

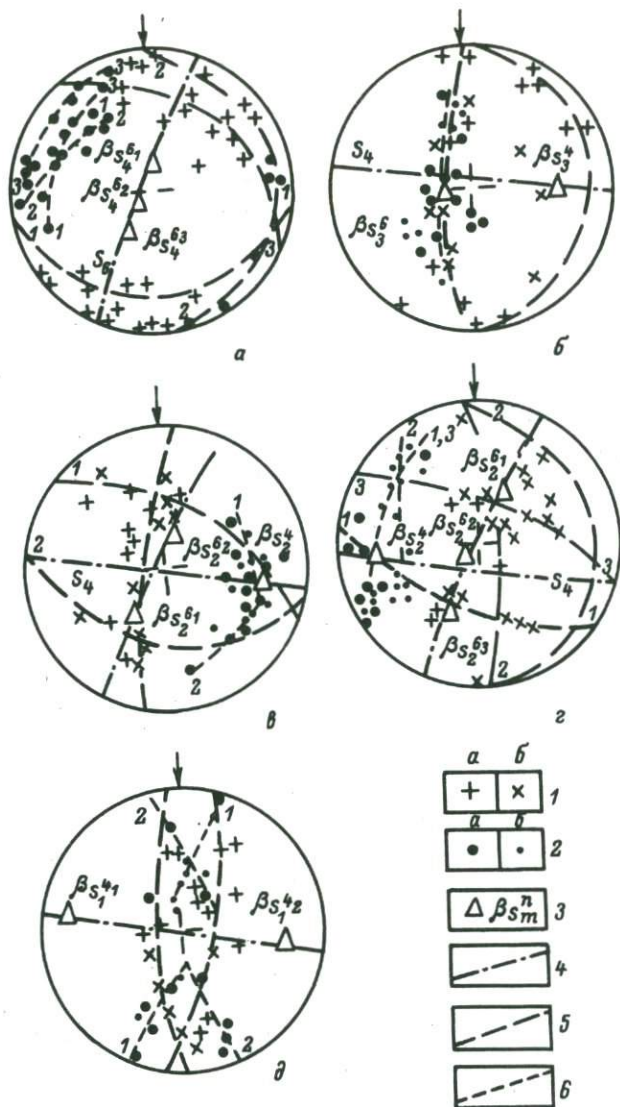


Рис. 1. Диаграммы ориентировок структурных элементов в породах Макхальского поднятия (проекция на верхнюю полусферу).

1 - выходы полюсов (- осевых поверхностей складок, б - параллельных им плоскостей сланцеватости); 2 - выходы линейных ориентировок (а - шарниров складок, б - минеральной и агрегатной линейности); 3 - выходы осей складок генерации n деформирующих структурные элементы генерации m ; 4 - осевые поверх-

постметаморфических деформаций и сами осложнены поздними наложенными складчатыми структурами (Московченко, Прияткина, 1977). На рис. 1, а видно, что при крутом положении осевых плоскостей шарниры складок F_4 ориентированы практически горизонтально. Рассеивание элементов складок вызвано влиянием поздних субмеридиональных складок с вертикальными шарнирами F_6 , осложняющих крутопадающие крылья складок F_4 , предварительно деформированных открытыми лежащими складками F_5 . Деформация F_6 оказывает большое влияние и на рассеивание элементов ранних изоклиналиных складок. Зеркала складок F_4 во всех случаях, когда удавалось их измерить, имели пологое залегание. Симметричный характер складок F_4 , подтверждаемый рассеиванием ранних плоскостных ориентировок рис. 1, б-д, пологое залегание их шарниров и зеркала складок свидетельствуют о том, что перед развитием F_4 все плоскостные элементы имели горизонтальное положение. В пределах каждой из выделенных групп (рис. 1, б-д) изоклиналиных складок осевые плоскости и параллельная им сланцеватость деформированы в открытую северо-западную складку с пологим шарниром ($\beta_{S_n}^4$) и крутой осевой плоскостью, совпадающей с поверхностью объединяющей все пять выходов осей $\beta_{S_n}^4$. Осевые плоскости складок выделенных групп перед деформацией F_4 хоть и не совпадали, но были близки по ориентировке и приближались к горизонтальному положению. Рассеивание шарниров каждой из групп складок идет по индивидуальной траектории. Таким образом, сопряженное рассеивание пар мезоструктурных элементов (плоскость-линейность) указывает на существование 4 пространственных комбинаций плоскостных и линейных ориентировок, приведенных перед формированием F_4 в горизонтальное положение. В случаях б и д ранняя линейность имела субмеридиональную ориентировку и после складчатости F_4 заняла крутое положение. В случаях в и г складки до F_4 имели широтные шарниры, которые рассеивались вблизи выхода соответствующей оси $\beta_{S_n}^4$. Наиболее отчетливо характер рассеивания проявляется для складок группы б. Это служит косвенным признаком того, что они образовались непосредственно перед F_4 и, деформируя элементы групп в, г и д, привели соответствующие складки в горизонтальное положение. Действительно, осевые плоскости и шарниры складок, представленные на диаграммах в и г, поворотом вокруг субмеридиональной пологой оси приводятся к единой ориентировке и могут быть отне-

Рис. 1. (продолжение)

ности наложенных складок; 5 - дуги рассеивания плоскостных элементов; 6 - дуги рассеивания линейных элементов; 1-1, 2-2 и т.д. - сопряженные траектории рассеивания плоскостных и соответствующих им линейных элементов; а - складки генерации F_4 ; б - складки F_3 ; в, г - складки F_2 , д - складки F_1 .

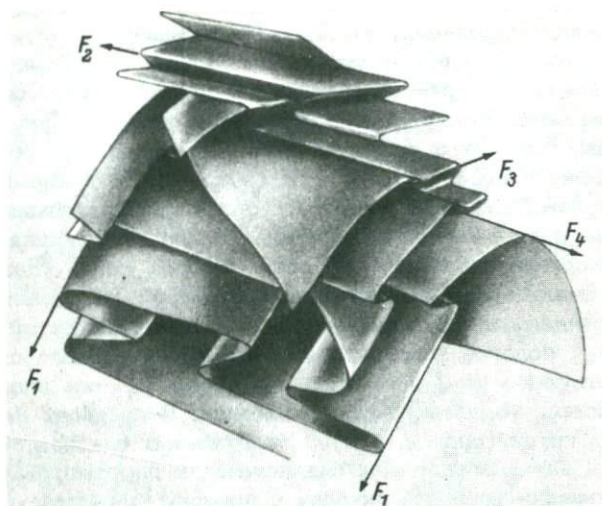


Рис. 2. Принципиальная модель пространственного соотношения первых четырех генераций складок в породах Макбальского поднятия.

сены к одной генерации меридиональных крутых структур. Складки группы д, имеющие наиболее расплывчатые траектории рассеивания, наиболее древние. На деформацию F_3 отвечали изменением ориентировки осевой плоскости, в то время как их шарниры, приведенные в субмеридиональное пологое положение после складчатости F_2 , в дальнейшем при наложении F_3 существенно не меняли своей ориентировки. На рис. 2 показана принципиальная модель пространственного соотношения первых четырех генераций складок макбальского эклогит-глаукофан-сланцевого комплекса. С ее помощью можно еще раз убедиться, что рассмотренные закономерности рассеивания структурных элементов возможны после наложения F_4 в случае единственного варианта последовательности развития предшествующих складок: группа д - F_1 ; в и г - F_2 ; б - F_3 . Диаграммы рассеивания складок различных генераций помогают установить генерации реперных структурных элементов, увязывающих во времени процессы деформации и метаморфизма. Так, например, линейность, параллельная шарнирам складок F_2 , выражена ориентировкой глаукофана и рассеивается при наложении F_3 (рис. 1, в и г). Это приводит к важному выводу, что метаморфизм фации глаукофановых сланцев, для структуры которых чрезвычайно характерны надвиги и другие деформации, связанные с горизонтальными движениями, в действительности предшествует этим деформациям, прояв-

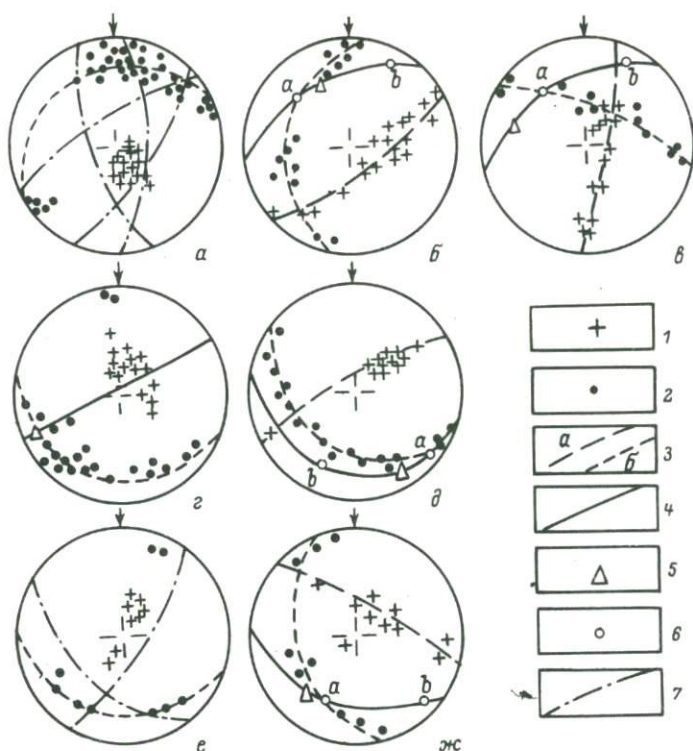


Рис. 3. Рассеивание структурных элементов при деформациях, связанных с вертикальным расплющиванием на Юго-Западном Памире (проекция на верхнюю полусферу).

1 - полюса осевых поверхностей складок; 2 - шарниры складок; 3 - дуги рассеивания (а - осевых поверхностей складок, б - шарниров складок), в случае а, г и д эти дуги параллельны следу осевой поверхности складки; 4 - осевая поверхность наложенной складки, вызывающей рассеивание элементов предшествующих складок; 5 - ось наложенной складки β_s ; 6 - выходы кинематических осей; 7 - поверхность зеркала складки; а-в - южный склон Ваханского хребта; г, д - северный склон Ваханского хребта; е, ж - водораздельная часть хребта.

лящимся на более поздних этапах развития метаморфических комплексов высокого давления.

Этап развития лежачих складок и приведения всех ранее образованных структур в горизонтальное положение, известный под названием „этапа вертикального расплющивания“, с различной степенью интенсивности представлен во многих метаморфических

комплексах. В областях проявления полиметаморфизма это во многом облегчает исследование поздних генераций структур, так как каждый этап расплющивания практически уничтожает влияние ранней складчатости на разброс элементов поздних складок. Расшифровка же древних структур, предшествующих расплющиванию, как видно из только что рассмотренного примера, значительно усложняется и требует дополнительно применения геометрического анализа рассеивания структур. В первую очередь это относится к таким комплексам, где этап вертикального расплющивания проявлялся неоднородно. Даже при неоднородном развитии таких деформаций в пределах изучаемого комплекса разновозрастные генерации лежащих складок могут не отличаться по ориентировке. В этом случае большое значение приобретает реконструкция кинематического плана на основе рассеивания структур, предшествующих расплющиванию. Это становится возможным благодаря тому, что горизонтальные движения, вызванные расплющиванием, не являются сквозными. Они сопровождаются проскальзыванием и вращением объемов пород, не затронутых развитием горизонтальной сланцеватости и сохранивших элементы древних структур, рассеивание которых позволяет восстановить кинематический план на том или другом этапе вертикального расплющивания.

Рассмотрим возможность применения метода реконструкции кинематического плана для анализа деформаций сложно дислоцированных комплексов на примере складчатых структур ваханского комплекса Юго-Западного Памира. Структурно-возрастная шкала ваханского комплекса отличается большой сложностью. В ней отражены 13 этапов складчатых деформаций пород комплекса (Московченко, Миллер, 1977). Региональный метаморфизм пород дважды сопровождался деформациями, связанными с вертикальным расплющиванием. Первый раз эти деформации имели место в условиях гранулитовой фации. Второй раз наиболее интенсивные по масштабам горизонтальные движения проявились на уровне фации альмандиновых амфиболитов (Московченко, 1975), наложенной на гранулиты. Рассеивание структур, связанное с этапами расплющивания, можно показать на примере трех доменов, каждый из которых практически однороден относительно ориентировки сланцеватости, параллельной осевым плоскостям лежащих складок. В домене, охватывающем южный склон Ваханского хребта, эти складки имеют относительно выдержанное пологое залегание осевой плоскости, падающей преимущественно на ЮВ $140-150^{\circ}$, $\angle 20-30$ (рис. 3, а). Шарниры рассеиваются в плоскости, параллельной осевой поверхности складок. Зеркала складок с различным положением шарниров реконструируют предшествующую складчатую поверхность, ориентировка которой обусловлена первоначальным развитием крутой субмеридиональной складки с шарниром, полого погружающимся на север, и каждое крыло которой в дальнейшем деформируется в крутую северо-западную складку с крутым шарниром. Среди складок, не подчиняющихся закономерностям, отраженным на рис. 3, а, выделяются две сово-

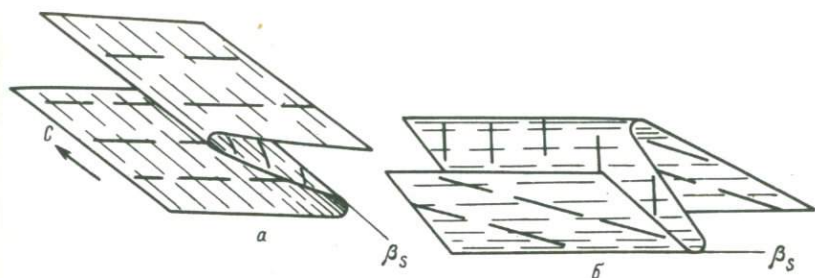


Рис. 4. Схема расположения лежачих складок, сформированных при втором этапе вертикального расплющивания, и деформированной ими предшествующей сланцеватости и линейности.

а и б соответствуют различным крыльям Ваханской антиформной структуры Юго-Западного Памира.

купности (рис. 3, б, в), каждая из которых представляет собой результат рассеивания складок с некогда единой пространственной ориентировкой при наложении поздней складки с пологой осевой плоскостью, приводящей древние структурные элементы в горизонтальное положение. Осевая плоскость поздней складки в обоих случаях близка к осевой плоскости складок 3, а и к плоскости, проведенной через выходы обеих осей наложенной деформации (β_s) на рис. 3, б, в. Дуги рассеивания шарниров пересекают эту плоскость в одной и той же линии, под углом около 90° к среднему положению шарниров складок 3, а. Такие закономерности рассеивания указывают, что складки 3, а деформируют складки двух генераций (3, б и 3, в), которые до деформации имели северо-западную ориентировку осевых плоскостей, расположенных круто под небольшим углом друг к другу. При развитии лежачих складок 3, а преобладал механизм скальвания (по крайней мере на поздних стадиях), благодаря чему шарниры ранних складок рассеиваются по дугам большого круга, пересекающихся с осевой плоскостью поздних складок в оси $\alpha_{кин}$. Вблизи оси $\beta_{кин}$ концентрируются выходы их шарниров.

На северном склоне Ваханского хребта кристаллизационная сланцеватость, параллельная осевым плоскостям лежачих складок, деформирована поздней складкой с крутой северо-восточной осевой плоскостью и полого, под углом $25-40^\circ$, погружается на С-СВ (рис. 3, г), реже на ЮЗ. Шарниры рассеиваются вдоль дуги большого круга, соответствующей осевой плоскости складок. Деформация складок предшествующей генерации (3, д) связана с горизонтальными складками 3, г, а рассеивание древних шарниров по дуге большого круга указывает выход оси $\alpha_{кин}$ наложенных складок. Таким образом, повторяются те же закономерности рассеивания, что и в первом домене. Различия ориентировок на диаграммах

З, а, б и З, г, д обусловлены деформацией всей системы плоскостных и линейных структурных элементов (рис. 4), а также дуг рассеивания и кинематических осей вокруг полого погружающейся на СВ оси ваханской антиформы, противоположным крыльям которой соответствуют выбранные домены. В обоих доменах все рассмотренные генерации складок сформированы в условиях фации альмандиновых амфиболитов. Образование горизонтальных складок завершается движениями в плоскости кристаллизационной сланцеватости одновременно с бластомилонитизацией пород. Агрегатная линейность, возникающая при этом, совпадает с осью $A_{кин}$.

Среди горизонтальных складок, близких по ориентировке к складкам З, г, выделяется группа складок (рис. 3, е), развитая в водораздельной части Ваханского хребта, где лучше всего проявлены парагенезисы гранулитовой фации, ориентировка минералов которой свидетельствует об одновременной их кристаллизации с образованием складок. Возрастное сопоставление их со складками З, а, г означало бы существование метаморфической зональности и прогрессивного перехода от амфиболитовой фации к гранулитовой в осевой части хребта. Такой вывод, однако, не подтверждается петрологическими данными, указывающими на диафорический характер преобразований амфиболитовой фации. С помощью независимых структурных критериев, основанных на рассеивании складками З, е ранней линейности, можно показать, что они были сформулированы при другом кинематическом плане, чем З, а, г, и, следовательно, относятся к другой генерации. Действительно, если пренебречь поздним рассеиванием складок на рис. 3, е, то видно, что шарниры складок с полого погружающейся на СВ осевой плоскостью аналогично случаю З, а и г рассеиваются по закону поздней линейности, указывая на наличие ранней складчатости. С другой стороны, в том же домене другая группа складок (рис. 3, ж), также образованных при метаморфизме гранулитовой фации, не подчиняется закономерности, отраженной на рис. 3, е. Складки группы З, ж деформированы пологой СЗ складкой, аналогичной малым формам З, е. Наблюдения над зеркалами складок З, е показывают, что деформационная плоскость (зеркало складки) описывает раннюю складку с крутой субмеридиональной осевой плоскостью и шарниром, под углом $\sim 40^\circ$ погружающимся на СВ. Такой складке соответствуют наименее измененные при деформации крутопадающие на восток складки (рис. 3, ж). Эти признаки указывают на наложение складок З, е на З, ж. Рассеивание шарниров ранних складок позволяет определить кинематический план наложенной деформации. При одинаковом направлении оси сжатия ориентировка осей $A_{кин}$ и $b_{кин}$ складок З, г и З, е отличается на угол $\sim 70^\circ$.

Анализ кинематического плана деформаций, реставрированного на основании рассеивания структурных элементов областей полиметаморфизма, имеет значение не только как метод возрастной классификации малых структурных форм, но и как способ геологической интерпретации особенностей формирования макроструктуры. Так,

кинематический план деформаций второго этапа расплющивания на ЮЗ Памире объясняет генетическую и пространственную связь двух типов структурных соотношений различных по составу и глубине формирования комплексов пород (Московченко, 1975). Ось $\sigma_{\text{кин}}$ соответствует здесь направлению перемещения глубинного вещества, выжатого из зоны своего первоначального становления (корневой зоны), в процессе которого возникает структура покровного типа.

Список литературы

Московченко Н.И. Роль горизонтальных движений в развитии докембрийских комплексов Юго-Западного Памира. - Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 2, с. 425-428.

Московченко Н.И., Миллер Ю.В. Эволюция метаморфических процессов в основании Альпийского подвижного пояса (на примере Юго-Западного Памира). Главные этапы геологического развития. - В кн.: Цикличность и общая направленность региональн. метморфизма. Л., „Наука“, 1977.

Московченко Н.И., Прияткина Л.А. Некоторые закономерности развития эклогито-сланцевых комплексов. - Там же.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л., „Наука“, 1975.

Эз В.В. Методы изучения структур метаморфических толщ. - В кн.: Метод. указания по геол. съемке м-ба 1:50 000. Вып. 4. Геол. съемка в областях развития метаморфич. образований. Л., „Недра“, 1972, с. 117-180.

Ramsay J.G. Folding and fracturing of rocks. - Amer. Sci., 1968, vol. 56, N 2.

Turner F.S., Weiss L.E. Structural analysis of metamorphic tectonites. N.Y., 1963, 545 p.

А.Н. К а з а к о в
(ИГГД АН СССР)

ВОЗРАСТНЫЕ ОТНОШЕНИЯ СКЛАДОВ
И ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ
И ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА
НА РАЗНЫХ ЭТАПАХ СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Формирование фундаментальных представлений о геологии докембрия и появлении крупных обобщающих работ относится к началу 1930-х годов. К тому времени было выявлено, что магматические образования, особенно гранитоиды, в метаморфических комплексах вообще и в докембрийских формациях в частности, встречаются значительно чаще, чем в фанерозойских регионально неметаморфизованных отложениях. Более того, магматические породы занимают едва ли не большую часть обнажающейся ныне площади докембрийских щитов. Поэтому не удивительно, что уже в первых сводках по геологии щитов и происхождению составляющих их пород большое значение придавалось положению интрузий в региональной стратиграфии. Было также очевидно, что, не выявив отношения интрузий к складчатости или, как тогда говорили, к орогенным или горообразующим движениям, трудно сказать что-либо более или менее определенное об их возрастном и стратиграфическом положении. Много интересного в понимание природы магматизма орогенных докембрийских областей внесли Я. Седерхольм, К. Вегман, П. Эскола, А.А. Полканов, Н.Г. Судовиков и другие выдающиеся исследователи, но их деятельность в конце концов оказалась сильно скованной тем, что начиная с 1930-х годов в геологии докембрия утвердилось мнение об одноактоне, диастрофическом проявлении складчатости в крупных докембрийских геологических циклах.

Складчатый процесс в течение геологического цикла совершается пульсационно и распадается на ряд этапов, связанных между собой эволюционной зависимостью. Если раньше считалось достаточно точным определить отношение интрузивного тела или группы таких тел к некоему обобщающему выражению глубинного складчатого

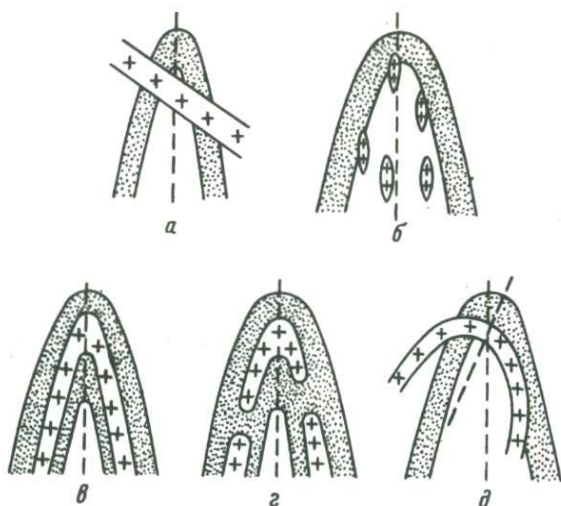


Рис. 1. Простейшие случаи возрастных взаимоотношений складок и даек.

а — постскладчатое внедрение дайки; б — синскладчатое внедрение линзовидных магматических тел; в-д — доскладчатое внедрение даек (в — пластовая дайка небудинированная, г — пластовая дайка будинированная, д — секущая доскладчатая дайка). Пунктир — след осевой плоскости складки.

процесса, то ныне стоит более конкретная и более сложная задача — необходимо выяснять возрастные взаимоотношения интрузий со складками каждого из этапов, составляющих структурно-возрастную шкалу для данного региона. При решении этой задачи приходится, к сожалению, основываться почти исключительно на специальных наблюдениях последнего времени. Возможности использовать материалы предшественников крайне ограничены, так как эти материалы собирались и синтезировались исходя из совершенно иной геологической концепции, а потому и по иной методике.

Основной принцип современного подхода к выявлению взаимных возрастных отношений складок данного этапа и интрузивных тел основан на изучении их структурных соотношений. Если размеры магматических тел и складок сопоставимы между собой, а те и другие видны в пределах одного обнажения или сближенной их группы, то можно выделить три простейших случая (рис. 1).

а) Тривиальная ситуация, известная уже не менее двух столетий. Если дайка прямолинейна, пересекает осевую плоскость складки и оба ее крыла, то дайка внедрилась и кристаллизовалась после образования складки.

б) Если линзовидные магматические тела параллельны осевой плоскости складки, а их линейное удлинение совпадает с ее шарниром, то внедрение и кристаллизация магматических тел синхронны с образованием складки. Такие синхронные соотношения установлены недавно для складок ламинарного течения (Казаков, 1977а). Протяженные тела дайкового типа, параллельные осевой плоскости и сопоставимые со складкой по размерам, также могут быть синхронными (это особенно относится к неосоме мигматитов), но во многих случаях они более поздние.

в-д) Если *дайка*, пластовая или секущая, имеет криволинейную форму, конформную или субконформную с контуром складки, и при этом будничирована, то она внедрилась и кристаллизовалась ранее образования складки.

Все отмеченные ситуации могут повториться и в макромасштабе, тогда они выявляются из геологической карты или плана.

В тех случаях, когда взаимные структурно-возрастные отношения складки и интрузивного тела непосредственно выяснить не удастся (например, при несопоставимых размерах интрузивных тел и складок, особенно когда размер первых значительно меньше размера вторых), используются как полностью эквивалентные структурно-возрастные соотношения интрузивного тела с материально выраженными элементами структурного парагенезиса, образующимися синхронно и синметаморфически со складками данного этапа и расположенными в них строго закономерно. К таким элементам относятся *квиваж* и *сланцеватость*, линейность различных типов, метаморфогенные минералы, ультраметагенные образования (кварц, неосома мигматитов), ориентированные микроструктуры, минерализованные разрывы и трещины (Казаков, 1976а, 1977а). На рис. 2 изображены реально наблюдавшиеся жилки, возраст которых относительно складок той или иной генерации определяется по их взаимоотношениям со *сланцеватостями*, синхронными с этими складками.

Рис. 2, а - жилка птigmatитового типа деформирована в изоклиналильные складки. *Сланцеватость* S_1 параллельна осевым плоскостям этих складок. Можно заключить поэтому, что жилка внедрилась раньше *сланцеватости* S_1 , а равно и раньше складок F_1 . Рис. 2, б - жила гранатовых базитов пересекает *сланцеватость* S_1 ; соответственно эта жила моложе складок F_1 . Мелкие гранитные жилки пересекают базиты. Значит, они моложе базитов и F_1 . Вместе с тем они деформированы в мелкие складки, осевым плоскостям которых параллельна *сланцеватость* S_2 - наши жилки древнее складок F_2 . Рис. 2, в - два поколения гранитных жилок. Жилка 1, параллельная слоистости, смята в мелкие складки и расташена. *Сланцеватость* S_2 параллельна осевым плоскостям этих складок. В свою очередь мелкие жилки и линзы 2 параллельны *сланцеватости* S_2 . Вывод: жилки 2 внедрились синхронно со *сланцеватостью* S_2 , а значит и синхронно со складками F_2 , жилка 1 древнее складок F_2 .

Более сложным является установление структурно-возрастных взаимоотношений крупных интрузий со складками разных этапов,

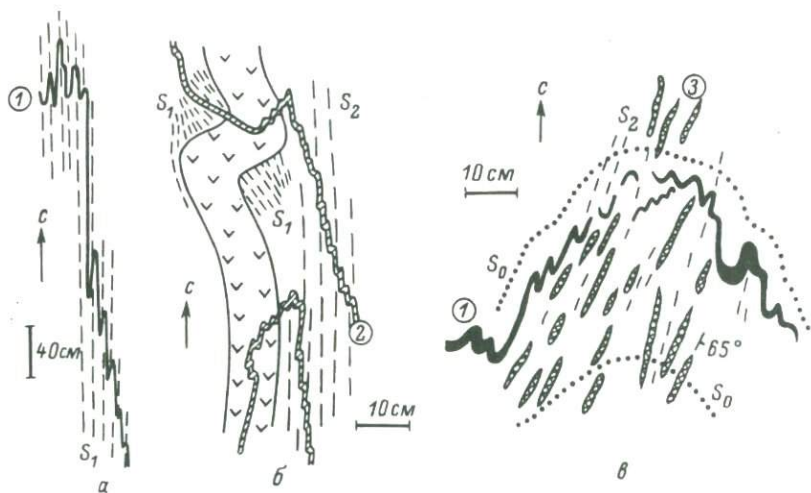


Рис. 2. Взаимоотношения жил и сланцеватостей разного возраста. Ладожская серия Балтийского щита, северный шхерный район Ладожского озера.

S_0 - слоистость; S_1 - ранняя сланцеватость; S_2 - поздняя сланцеватость; 1 - жилки, внедрившиеся до S_1 ; 2 - между S_1 и S_2 ; 3 - синхронно с S_2 . Местоположение зарисовок: а - восточный берег о-ва Сури-Сартосари, б - юго-восточный берег о-ва Карпансари, в - западный берег о-ва Ристисари.

особенно интрузий, внедрившихся в средние периоды складчатой жизни комплекса. Такие интрузии надо взять в „структурные клещи“, т.е. добиться наблюдений, позволяющих судить об их возрастных взаимоотношениях со структурами двух соседних этапов деформаций. Подобная ситуация изображена на рис. 3. Интрузия сечет слоистость под небольшим углом, пересекая одновременно и осевые плоскости изоклиналиных складок F_1 . Кливаж S_2 (структурный эквивалент складок F_2) пересекает контакты интрузии и выдержан по ориентировке. Вывод: интрузия внедрилась между этапами F_1 и F_2 .

Выявленный на основании структурных соотношений со складками разных генераций возраст различных магматических тел позволяет разместить их последовательно в структурно-возрастной шкале (см., к примеру, таблицу), что дает полную картину эволюции магматизма для данного комплекса. При этом все разнообразие магматических проявлений по их отношению к складчатости можно разделить на три группы: интрузии доинверсионного (доскладчатого) этапа, интрузии, синхронные со складками какого-либо этапа, и интрузии, внедрившиеся между этапами или циклами склад-

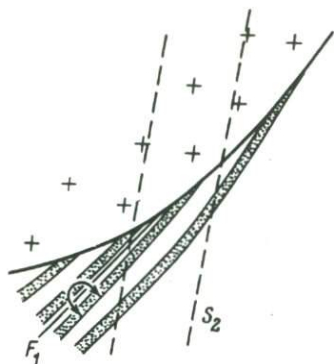


Рис. 3. Интрузия, внедряющаяся между этапами деформаций.

F_1 – складки первого этапа; S_2 – сланцеватость, образованная синхронно с движениями второго этапа.

частости. Ниже мы рассмотрим главнейшие особенности этих групп интрузий.

Интрузии доинверсионного (до складчатого) этапа. Представления о магматизме доинверсионного этапа пришли в геологию метаморфических комплексов из геологии фанерозойских орогенных поясов и платформенных областей. Действительно, мы находим много общего, хотя есть и весьма существенные отличия.

Кинематика доинверсионного этапа развития будущей складчатой зоны очень близка к кинематике платформы, отличаясь от последней большими амплитудами прогиба. Предполагается, что прогибание многокилометровой толщи осадков вызывает расколы в ложе, по которым поступает и размещается в пределах толщи магма. В магматическом проникновении можно выделить две стадии; раннюю – эффузивную и позднюю – интрузивную.

Эффузивная стадия наиболее ярко проявлена в раннедокембрийских метаморфических комплексах и значительно слабее в фанерозойских орогенных и платформенных областях. Достаточно упомянуть беломорскую серию, где амфиболиты – метаморфизованные доскладчатые вулканы – составляют почти половину ее разреза. Состав доинверсионных эффузивов метаморфических комплексов основной или средний, реже кислый (лептиты). Магматический материал размещался в поверхностных или приповерхностных условиях в виде тонких прослоек и линз, зачастую имея постепенные переходы с заведомо осадочными породами. Подводящих каналов к таким прослойкам и линзам обычно не устанавливается.

Интрузивная стадия, наоборот, ярче выражена в платформенных областях палеозоя, чем в докембрийских метаморфических комплексах. Общеизвестны траппы Сибирской платформы или плато Декан в Индии. Интрузии представлены sillами значительной мощности, реже их усложненными формами, такими, например, как лакколиты. Для метаморфических комплексов характерны линзовидно-пластовые залежи небольшой протяженности и мощности (Гептнер, 1972; Гецен, 1975; Казаков, 1977г, 1977д).

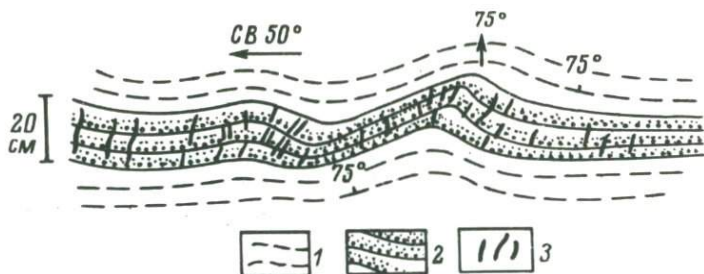


Рис. 4. Ритмичное строение интрузивной залежи — признак ее до-
 складчатого внедрения. Силл габбро-диаритов-плагиигранитов,
 Сев. Приладожье, южный берег о-ва Хунукка.

1 — вмещающие силлиманитовые гнейсы; 2 — ритмично-полосчатая
 интрузия (заштрихованы основания ритмов); 3 — линзочки неоаплитов,
 синхронные со складками.

В фанерозойских складчатых поясах доинверсионные интрузии
 представлены основными породами. Интрузии такого же состава
 абсолютно преобладают и в метаморфических комплексах. В под-
 чиненном количестве встречаются ультраосновные продукты ювениль-
 ного происхождения. В некоторых толщах как дериваты габбровой
 магмы отмечены анортозиты и сиениты. В условиях доинверсион-
 ного метаморфизма высоких ступеней возможно возникновение *in*
situ ультраметагенных продуктов гранитного состава.

Доказательствами доинверсионного внедрения интрузий в ме-
 таморфических комплексах можно считать следующие факты.

1. Смятие и деформация интрузий складками наиболее ранних
 генераций. Под воздействием складкообразующих сил интрузивные
 тела растаскиваются и будинируются, так что протяженные пласто-
 вые залежи разделяются на цепи мелких линз. Вероятно, этим мож-
 но объяснить линзовидно-пластовую форму тел и их небольшие раз-
 меры сравнительно с силлами платформенных областей. Влияние
 складчатости, по-видимому, лежит и в основе того факта, что ни-
 где до сих пор в метаморфических комплексах не были обнаружены
 подводные каналы доинверсионных залежей. Дайки, заполнявшие
 эти каналы, были либо разорваны на блоки, либо отчленены от
 главного интрузивного тела. Большинство, если не все наблюдаемые
 в современных эрозионных срезах формы доинверсионных интрузивных
 тел метаморфических комплексов являются вторичными (к такому
 же выводу ранее пришла Гептнер, 1972).

2. Метаморфизм, наложенный на интрузии и связанный со
 складками ранних генераций. Породы интрузий подвергаются рас-
 сланцеванию и амфиболитизации, превращаются в ортоамфиболиты.
 Сланцеватость ортоамфиболитов параллельна сланцеватости вмещаю-

щих гнейсов, которая в свою очередь параллельна осевым плоскостям ранних изоклинальных складок (но они обе иногда могут быть непараллельны контакту между ортоамфиболитами и гнейсами). Сланцеватости в амфиболитах и гнейсах конформно изгибаются при всех последующих наложенных деформациях.

3. Стратифицированное асимметричное строение интрузий, показывающее признаки гравитационной дифференциации. Одна из таких интрузий (пластовая залежь) показана на рис. 4. Несмотря на малую мощность (20 см) в ней выделяются три четких ритма. Состав пород меняется от габбро-диоритов в нижней части ритмов до меланократовых плагиогранитов в верхней их части. Подобные залежи ритмического строения обнаружены в ладожской серии в большом распространении. А.А. Алексеев (1975) описал пластовую залежь эклотитов в максюттовском комплексе Южного Урала, в подошве которой залегают энстатитовые металироксениты, сменяющиеся выше омфацитовыми эклотитами. По направлению к кровле залежи увеличивается содержание SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 и щелочей, уменьшается количество MgO .

Интрузии, синхронные со складчатостью. Вопрос о таких интрузиях, называвшихся ранее синорогенными, является одним из кардинальных вопросов геологии метаморфических комплексов. Начиная с 1930-х годов он все время находится в поле зрения исследователей, занимающихся геологией докембрия.

Первое представление о таких интрузиях было высказано П. Эскола в 1932 г. на основании его идеи о том, что гранитные магмы должны формироваться в связи с орогенными движениями в процессе выжимания легкоплавкого материала и что они (магмы) активно внедряются вверх в вышележащие породы. П. Эскола (Escola, 1932) писал: „В архейских гранитных массах следы движений, т.е. параллельные и линейные текстуры, главным образом, направлены вверх, доказывая, что магма двигалась в этом направлении. В окружающих складчатых породах оси складок в ближайших окрестностях гранитных масс обычно круто наклонены или близки к вертикальным, граниты обычно занимают ядра воздыманий. Такой способ образования интрузий привел Вегмана к сравнению интрузивных гранитных масс с соляными куполами или диапирами“. Этот тезис был положен в основу представлений о синскладчатых интрузиях.

Напомним, что в то время складчатый процесс глубинных зон представлялся геологически одноактным. Вместе с тем разнообразие состава и особенностей внутреннего строения интрузий приводило к выводу об их формировании в разных условиях. Данный для расчленения складчатого процесса еще не было. Геологическая мысль пошла по другому пути: приняв за разделительную линию кульминацию орогении в обобщенном выражении и геологические особенности магматизма, подчеркнутые в тезисе Эскола, разграничить проявления магматизма хронологически относительно этой линии.

Исходя из этого В. Валь (Wahl, 1936a, 1936b) для архейских областей выделил две группы синорогенных гранитов: а) граниты, которые внедряются на одной из ранних стадий орогенеза и имеют гранито-гнейсовый характер – приморогенные граниты, б) граниты пегматоидного характера, участвующие в построении адегнейсов и мигматитов – сероорогенные граниты. Последние, вероятно, произошли за счет палингенеза. Обе группы гранитов отнесены к синорогенным в соответствии с тезисом П. Эскола. Сероорогенные граниты прорывают приморогенные граниты и поэтому считаются более молодыми. Именно от В. Валя пошло представление о том, что мигматиты образуются исключительно в синорогенных условиях, хотя автором было высказано только предположение и не приведено никаких прямых доказательств.

Расчленение магматических образований относительно предполагаемого кульминационного момента складчатости, несмотря на условность выделения такого момента и отсутствие прямых наблюдений по соотношениям складок и интрузивных тел, имело, тем не менее, большое значение для понимания глубинных процессов. Однако при изучении метаморфических комплексов, складчатая структура которых сформировалась в результате многократных наложений (а таких комплексов большинство), исходные позиции старого методического подхода являются, по крайней мере, недостаточными. В первую очередь требуется определить условия истинной синхронности внедрения магматических тел не со складчатостью вообще, а с образованием конкретной складки. Тогда мы сможем устанавливать интрузии, синхронные со складками конкретных этапов. Далее будут рассматриваться именно такие интрузии.

Теоретические и экспериментальные данные, согласованные с полевыми структурными наблюдениями, показывают, что синхронная кристаллизация минералов, локализация жильных метагенных образований и распределение эпигенетических магматических тел осуществляются в складках по траекториям минимальных главных нормальных напряжений (Казаков, 1977б, 1977в). В складках ламинарного течения, которые представляют собой основную категорию синеметаморфических складок, траекториям минимальных главных нормальных напряжений отвечают плоскости кристаллизационной сланцеватости, параллельные осевой плоскости складки (Sen, Mukherjee, 1972; Казаков, 1977а). Магматические тела, как внедрившиеся из глубины, так и образовавшиеся *in situ* ультраметаморфическим путем, распределяются параллельно этим плоскостям в виде линз или жил (рис. 1, б, 2, в). Ранее считалось, что магматические тела, синхронные со складчатостью (пансинкINETические, по Елисееву, 1953, с. 49), должны обладать гранито-гнейсовой или гнейсовой структурной фацией, но это, как установлено сейчас, не обязательно. По наблюдениям автора, например, многие магматические тела ладожской серии, синхронные с образованием складок, имеют нормальные магматические структуры, а некоторые из них – симметрично-зональное строение.

Синхронные с образованием складки магматические линзы и жилы располагаются субпараллельно сланцеватости вмещающих пород, линзам метакристаллических образований (кварц, жильный материал мигматитов), осевым плоскостям дополнительных складок. Их линейность, обычно крутая, субпараллельна минеральной линейности вмещающих пород, шарниру главной структуры, шарнирам дополнительных складок и совпадает с ребристостью и бороздчатостью вмещающих пород (последние представляют собой линии пересечения слоистости и сланцеватости). Магматические линзы и жилы не несут в своей структуре и морфологии признаков будинажа. В частности, на их окончаниях отсутствуют характерные для будинажа межбудинные заполнения, представленные обычно пегматитами или кварцем. Магматические тела рассматриваемого типа по приведенным выше особенностям не только синскладчатые, но и синметаморфические.

В ладожской серии Балтийского щита среди синхронных магматических линз и жил были встречены породы очень широкого диапазона (таблица): граниты (равномернозернистые, внедрившиеся из более глубоких горизонтов), ультраметакристаллические гранитоиды, жильные породы (лампрофиры, гранит-порфиры) и, что очень важно, основные породы. Последние показывают, что вертикальные каналы, возникавшие во время складчатости, достигали подкорковых очагов. Магматические жилы и линзы рассматриваемого типа встречаются только в зонах с вертикальными или близкими к ним залеганиями сланцеватости и крутыми погружениями складчатых структур. Такие зоны могли возникнуть под действием встречных тангенциальных сил, вызывавших скальвающие стрессы. Только в условиях скальвающих стрессов совместно с образованием складок могли раскрыться линзовидные каналы, которые заполнялись поднимающейся магмой. При перпендикулярном действии тангенциальных сил (простое сжатие) раскрытие таких каналов почти исключается.

Зоны, в которых устанавливается действие встречных тангенциальных (т.е. горизонтально направленных) сил, характеризуются активной кинематикой рамы и пассивностью магмы. Вследствие этого форма и внутренняя структура синхронно внедрявшихся магматических тел целиком зависит от кинематики рамы, что отражается затем в полном совпадении ориентировки линейных и плоскостных структур интрузий, образовавшихся при магматическом течении, с линейными и плоскостными структурами вмещающих пород, возникших синметаморфически при складчатых движениях (Казак, 1977в). Таким образом, единый структурный план вмещающих пород и интрузий является надежным признаком ее синскладчатого внедрения.

Синскладчатые интрузии формируются в условиях сильного тангенциального давления, которое не благоприятствует открытию камер значительной ширины и протяженности. Поэтому синскладчатые интрузивные тела не могут достигать больших размеров.

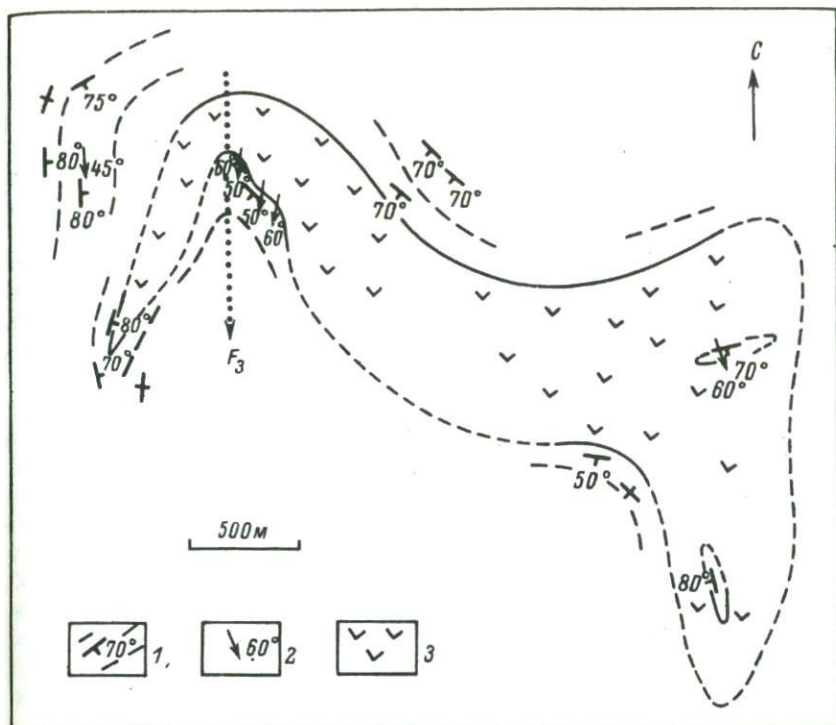


Рис. 5. Интрузия, деформированная при наложенной складчатости. Сев. Приладожье, о-в Мякисало.

- 1 - слоистость вмещающих биотитовых и ставролитовых гнейсов;
 2 - бороздчатость во вмещающих породах; 3 - основные породы;
 F_3 - крупная наложенная складка третьего этапа деформаций.

Интрузии, внедрившиеся между этапами или циклами складчатости. Исследованиями последнего десятилетия в разных регионах с несомненностью установлено, что главная масса магматических тел внедрялась в периоды между этапами складчатости. В эти периоды кинематика складчатой области характеризуется жесткими деформациями и интрузии внедряются по расколам, застывая в виде даек или изометрических тел. Интрузии межскладчатых периодов имеют преимущественно секущие контакты со структурами вмещающих пород. Их максимальные размеры значительно превосходят максимальные размеры синскладчатых интрузий. В последующие этапы складчатости мелкие дайки и небольшие интрузии деформируются (рис. 5), на более крупные интрузии накладывается сланцеватость или кливаж (рис. 3).

Последовательность магматических проявлений в ладожской серии (зона выступов фундамента, Сев. Приладожье). По А.Н. Казакову (1977г) с дополнениями

Деформации			Магматизм	
Эпоха	Период	Этап		
Раннекарельская складчатость	Позднеселецкий период	Д ₆	-	
		Д ₅	-	
		Д ₄	-	
		Д ₃	Дайки гранит-порфиров, лампрофиров, кварцевых диоритов Инtruзия кварцевых диоритов-гранодиоритов (Хонкасало)	
		Между Д ₂ и Д ₃	Гранитные инtruзии и дайки (мыс Импиенеми, юго-запад п-ва Хвнукка), инъекционный материал мигматитовых полей (о-в Тамханка) II поколение основных пород (инtruзии Вилимяки, Мякисало)	
	Раннеселецкий период	Д ₂	-	
		Между Д ₁ и Д ₂	Излияния эффузивов преимущественно среднего состава (западнее оз. Б. Янисъярви)	
		Д ₁	Граниты (единичные жилки)	
	Доскладчатый (доинверсионный) этап			Граниты (единичные жилки) I поколение основных пород, подчиненно ультрабазиты
				Метавулканиты (метаандезиты)

Естественные ряды. Несмотря на то что концентрации магматических масс в доинверсионный этап и в межскладчатые периоды наибольшие, в целом их размещение в структурно-возрастной шкале любого региона выступает как непрерывное. Это позволяет восстанавливать естественные ряды горных пород, порядок образования и внедрения. Рассмотрим три наиболее изученных региона СССР.

В ладожской серии (таблица) магматическая деятельность интенсивно проявилась в первую половину ее тектонической истории, от доинверсионного этапа до этапа D_3 включительно, и закончилась ранее завершения складчатых движений. Главную массу составляют интрузии и излияния, внедрившиеся по расколам. Синскладчатые интрузии имеют подчиненное значение. Выделяются продукты двух магм — глубинной основной магмы и глубинной гранитной магмы. Основные породы образуют по кислотности эпигенетический (дифференциация на глубине) нисходящий ряд. Интрузии доинверсионного этапа представлены габброидами и местами ультраосновными породами, в этапе D_3 внедрялись кварцевые диориты и гранодиориты. Гранитообразование, проявившееся на ранних стадиях слабо — в виде единичных жилочек ультраметаморфического (реоморфического) происхождения, в период между D_2 и D_3 уступает место интенсивным внедрениям глубинных гранитных продуктов. В этап D_3 гранитоидный состав внедрений сохраняется, но меняется их фация (вместо равномернозернистых гранитов — гранит-порфиры).

Для комплексов Юго-Западного Памира (Миллер, 1977) большое значение имеет гранитный магматизм. От первого к пятому деформационному циклу степень метаморфизма постепенно падает, соответственно от более древних циклов к более молодым постепенно снижается роль палингенных ультраметаморфических гранитоидов. В пределах 1У цикла гнейсовые структурные фации сменяются гранитными структурными фациями. Соответственно палингенная гранитная магма уступает место глубинной гранитной магме. При формировании жильного материала мигматитов происходит такая же смена фаций (II цикл), возрастает роль летучих и снижается температура. Для каждого цикла во времени состав гранитоидов менялся от натриевых разновидностей к калиевым (Седова и др., 1974). Между этапами I-II и III-1У устанавливаются магматические разделители.

В пределах Алданского щита (Дук, Кицул, 1975) деформационные циклы также разделены дайками (основные породы), внедрившимися в условиях жесткой кинематики. Исключительное распространение в структурах щита получают контаминированные гранитные магмы. На стадии погружения формируются чарнокит- и гранит-мигматиты, на стадии воздымания — индивидуализированные гранитные массивы. Естественных рядов магматических горных пород, связанных с дифференциацией глубинных очагов, на Алданском щите пока не установлено. Вероятно, это связано с тем, что гранитные магмы щита контаминированные.

Дальнейшее изучение взаимоотношений этапов магматизма и этапов складчатости в других комплексах позволит в будущем воссоздать общую картину эволюции магматизма на разных стадиях коры в докембрийское время.

Список литературы

А л е к с е е в А.А. Типы и генезис эклогитов Максютювского метаморфического комплекса (Южный Урал) в связи с некоторыми вопросами петрологии эклогитов гнейсово-сланцевых комплексов. - Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 6, с. 1402-1405.

Г е п т н е р Т.М. Складки интрузивных тел в беломорском комплексе. - В кн.: Вопр. геонии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1972, с. 190-197.

Г е ц е н В.Г. Докембрийские формации п-ва Канин. - В кн.: Геология и полезн. ископаемые Северо-Востока Европ. части СССР. Ежегодник - 1974. Сыктывкар, 1975, с. 23-28.

Д у к В.Л., К и ц у л В.И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии. - В кн.: Структур. и метаморфич. петрология ран. докембрия Алданск. щита. Якутск, 1975, с. 5-18.

Е л и с е е в Н.А. Структурная петрология. Л., 1953. 309 с.

К а з а к о в А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., 1976. 237 с.

К а з а к о в А.Н. Синхронный структурный и структурно-метаморфический парагенезис. - В кн.: Структур. эволюция метаморфич. комплексов. Л., 1977а, с. 5-16.

К а з а к о в А.Н. Главные особенности локализации в складках синхронного минералообразования. - Там же, 1977б, с. 16-17.

К а з а к о в А.Н. Главные особенности ориентировки в складках жил и синхронно внедрившихся магматических тел. - Там же, 1977в, с. 17-19.

К а з а к о в А.Н. Ладожская серия Балтийского щита. - Там же, 1977г, с. 79-97.

К а з а к о в А.Н. Основные особенности доинверсионного развития метаморфических комплексов. - Там же, 1977д, с. 115-121.

М и л л е р Ю.В. Метаморфические комплексы Юго-Западного Памира. - Там же, 1977, с. 47-79.

С е в о в а И.С., М о с к о в ч е н к о Н.И., Д р у г о в а Г.М., М и л л е р Ю.В. Эволюция процессов гранитообразования в области развития полиметаморфических докембрийских комплексов. - В кн.: Проблемы докембрийск. магматизма. Л., 1974, с. 112-118.

Е s c o l a P. On the origin of granitic magmas. - Min. Petr. Mitt., 1932, Bd 42, S. 455-481.

Sen R., Mukherjee A.D. Untersuchung der Struktur der Deformations-Verteilung bei isoklinaler Faltung mittels spannungsoptischer Methoden. - Geologie, 1972, Bd 21, N 8, S. 957-963.

Wahl W.A. The granites of the finnish part of the Swecofennian Archean mountain chain. - Bull. Com. Geol. Finl., 1936a, N 115, p. 489-505.

Wahl W. Om granitgrupperna och bergskedjeveckningarna i Sverige och Finland. - Geol. Fören. Förhandl., 1936b, Bd 58, N. 1, S. 90-101.

Ф.П. Митрофанов, И.К. Козаков
(ИГГД АН СССР)

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ СТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА К РАСЧЛЕНЕНИЮ ДОКЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ *

Последовательность гранитоидных образований в рамках структурной шкалы. В таблице приведены краткие характеристики гранитоидов, включая лейкосомы мигматитов, в четырех докембрийских комплексах полициклически сформированного Сангиленского массива каледонид Тувы.

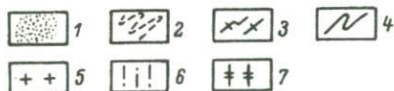
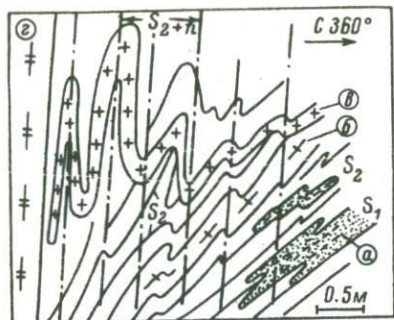
Здесь обращает на себя внимание совпадение рамок деформационного (Миллер, 1973), гранитоидного и геотектонического циклов (Раннедокембрийские..., 1975). Последние фиксируются всей совокупностью „орогенических“ процессов (Митрофанов, Козаков, 1977), в частности наличием разделяющих все эти циклы даек базитов („эффектом Седерхольма“).

В рамках каждого цикла наблюдается следующая последовательность (этапы) гранитообразующих событий (таблица): крупные интрузии известково-щелочных плагиогранитоидов (см. ниже) — ультраметагенное автохтонное мигматитообразование (если метаморфизм достигал амфиболитовой фации) — формирование ультраметагенных субавтохтонных жильных гранитов, ортотектитов, пегматитов — интрузии субщелочных плагиомикроклиновых гранитоидов. Эта последовательность, в данном регионе привязанная к региональной структурной шкале, в целом совпадает с общей последо-

* Данная статья является дополнением к головному по проблеме докладу А.Н. Казакова (с. 152 настоящего сборника). В ней мы остановимся только на некоторых вопросах, считая, что общее состояние проблемы и многие ее положения уже изложены в названном докладе.

Интрузивные гранитоиды, лейкосомы мигматитов и полосчатых гнейсов
в структурно-возрастной шкале докембрия Сангиленского массива Тувы

Циклы	Метамор- физм	Складки	Сланце- ватость	Краткая характеристика
1У - поздний протерозой	Фашия зеленых сланцев	1У F ₃ 1У F ₂ ?	- 1У S ₂ 1У S ₁	Тела порфировидных плагиомикроклиновых гранитов - - Тела гранодиоритов и плагиогранитов 1У m ₁ - кварцевые обособления в гнейсах Перерыв; дайки базитов
III - средний протерозой	Амфиболитовая и эпидот-амфи- болитовая фа- шия A ₂	III F ₄ III F ₃ III F ₂ III F ₁	- - III S ₂ III S ₁	Тела граносиенитов и сиенитов III m ₃ - жильные ортотектиты, пегматиты III m ₂ - лейкосома плагиогранитного состава Тела микроклин-плагиоклазовых гранитов и плагио- гранитов III m ₁ - существенно олигоклазовые (с кварцем) полосы в гнейсах
				Перерыв; дайки базитов
II - ранний протерозой	Амфиболитовая фашия B ₂	II F ₄ II F ₃ II F ₂ II F ₁	- - II S ₂ II S ₁	Тела порфировидных плагиомикроклиновых гранитов II m ₄ - жильные мусковитовые пегматиты II m ₃ - жильные плагиомикроклиновые граниты II m ₂ - лейкосомы микроклин-плагиоклазовых гранитов Тела плагиогранодиоритов и плагиогранитов II m ₁ - кварцевые обособления в гнейсах
				Перерыв; дайки базитов
I - архей	Гранулитовая фашия	I F ₃ I F ₂ ?	- I S ₂ I S ₁	Тела гиперстеновых аляскитов I m ₃ - жильные лейкократовые эндербиты I m ₂ - лейкосомы эндербитового (плагиогранитного) состава Тела диаритов, габброидов I m ₁ - существенно плагиоклазовые (с кварцем) полосы в гранулитах



ковитовый плагиомикроклиновый гранит „в“; 6 - сланцеватость S_{2+n} ; 7 - жильный плагиогранит „г“

Рис. 1. Структурные взаимоотношения микрополосчатости в гнейсах, лейкосом мигматитов и жильных гранитоидных образований. Схематизированная зарисовка вертикального обнажения в Сангиленском массиве каледонид Тувы.

1 - существенно кварцевые прослои „а“ в гнейсах; 2 - реликтовая сланцеватость S_1 в них; 3 - лейкосома „б“ состава микроклин-плагиоклазового гранита; 4 - сланцеватость S_2 ; 5 - жильный мус-

вательностью раннекембрийских гранитоидных формаций разных структур земной коры, намечаемой по комплексу разных признаков (Раннекембрийские..., 1975), и нуждается в дальнейшем уточнении методами структурного и одновременно вещественного анализа.

Положение мигматитов в структурной шкале. В конкретных обнажениях устанавливается, что в полосчатых гнейсах каждого комплекса светлые прослои (m_1 - в таблице и „а“ - на рис. 1) являются наиболее ранними структурными образованиями. Их сланцеватость S_1 и полосчатость m_1 изгибается складками F_2 , а сами они микробудинируются. В нашем регионе эти прослои представлены существенно кварцевым или плагиоклазовым материалом; они не должны относиться к лейкосом мигматитов, а являются, скорее, продуктами метаморфической дифференциации или седиментогенной слоистости. В примере А.Н. Казакова (настоящий сборник, с. 00, рис. 2, а) - это первоначально инъекционные гранитоидные жильные тела, т.е. если и мигматиты, то инъекционные, а не ультраметагенные автохтонные.

Собственно ультраметагенные мигматиты и их жильные производные в структурной шкале являются более поздними. На рис. 1 видно, что ранняя из складчатых гранитоидных лейкосом („б“) согласна и гармогична со структурами F_2 и S_2 , она не несет в себе реликтов еще более ранней сланцеватости S_1 , а потому мы ее относим к образованиям соскладчатым с F_2 . (В обнажении видно только южное крыло этой складки). Следующая жильно-складчатая лейкосома („в“) пересекает местами S_2 , а сама изгибается в складки F_{2+n} с наложенной сланцеватостью S_{2+n} , параллельной осевым поверхностям OP_{2+n} . Эта складчатость, естествен-

но, накладывается и на более ранние образования, а параллельно ее OP_{2+n} образуются еще более поздние жилы „г“, которые, вообще, принадлежат следующему, наложенному циклу.

В двухчленной последовательности лейкосом „б“ и „в“, принадлежащих одному циклу ($II m_2$ и $II m_3$ таблицы), состав гранитоидов меняется от микроклин-плагиоклазового гранита до мусковитового плагиомикроклинитового гранита. На физико-химических (петрологических) диаграммах (Раннедокембрийские..., 1975, рис. 40 и 41) это изменение соответствует регрессивной температурной направленности ультраметагенного процесса. Эта направленность изменения состава намечается для всех моноциклических мигматитовых рядов (Раннедокембрийские..., 1975) и может служить в некотором роде проверкой устанавливаемых структурно-возрастных соотношений.

Положение в структурной шкале крупных интрузий плагиогранитоидов, их значение. В подвижных областях разного возраста широкое развитие имеют плагиогранитоиды. Нередко устанавливаются их когенетические связи с базитами и с вулканитами натриевого ряда. Часто определяется, что эти породы являются интрузивными образованиями разных фаций магматической кристаллизации (от абиссальных до субвулканических) и продуктами последующих метаморфических и ультраметагенных преобразований различных фаций — сланцами (в зеленосланцевой фации), альбит-эпидотовыми гельсинкситами (в эпидот-амфиболитовой фации), ортогнейсами (бластомилонитами) и плагиогранито-гнейсами-мигматитами (в амфиболитовой фации), эндербитовыми гранулитами (в гранулитовой фации).

Такие данные уже позволили отнести эти плагиогранитоиды к серии формаций раннего этапа развития мобильных зон (Митрофанов, 1975). Теперь предстоит уточнение их взаимоотношений со складками каждого из этапов структурно-возрастных шкал регионов. Эта задача не из легких, поскольку крупные тела такие плагиогранитоидов несоизмеримы с малыми размерами складок, наблюдаемых в обнажениях. Кроме того, несомненно, что морфология структурных превращений таких крупных однородных тел магматических пород отлична от таковой полосчатых вмещающих пород рамы и мелких жильных проявлений. В связи с этим главным методом изучения таких структурных взаимоотношений должно являться геологическое картирование и детальное изучение приконтактных зон методами структурно-метаморфической петрологии (Милькевич, Седова, 1975; Митрофанов, 1975).

Подробная структурно-метаморфическая характеристика таких гранитоидов разного возраста Сангиленского массива (межскладчатые тела до F_2 каждого цикла таблицы) приведена недавно И.К. Козаковым (1976). На рис. 2 показан контакт одного из тел.

Вмещающими породами для Баянкольского массива являются сланцы и метапесчаники зеленосланцевой фации, имеющими восточ-

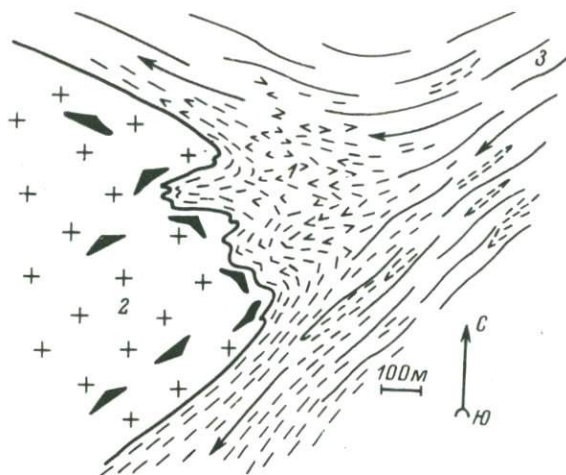


Рис. 2. Межскладчатое тело плагиогранитоидов. Восточный контакт Баянкольского массива в Сангилене.

1 — реликты контактово-измененных пород с сохранившимися порфиробластами и более ранней S_1 ; 2 — массивные, трахитоидные и протогнейсовидные неизмененные плагиогранитоиды; 3 — складчатые породы рамы с субвертикальными осевыми поверхностями складок F_2 , с совпадающими с ними сланцеватостью S_2 и с указанными направлениями погружения шарниров складок под углами $20-40^\circ$.

но-северо-восточное простирание. В экзоконтакте и в ксенолитах эндоконтакта они представлены роговиками с крупными постдеформационными андалузитами, ставролитами и гранатами. В таблице это показано расположением гранитоидов после этапа формирования $1У S_1$. В эндоконтакте трахитоидные и протогнейсовидные плагиогранитоиды конформны с контактами массива и гармоничны со складчатыми структурами рамы F_2 . Эта складчатость в раме (изоклиальная с субвертикальными ОП) сопровождается развитием кристаллизационной сланцеватости S_2 . Порфиробласты андалузита и ставролита подвергаются дроблению, развальцеванию. При этой складчатости в целом тело гранитоидов ведет себя как жесткий упор, раздвигающий шарниры складок F_2 , а в деталях контактовая поверхность тела деформируется и будинируется, облекается деформированными сланцами рамы.

Таким образом, Баянкольский массив берется здесь в структурно-метаморфическую вилку: его образование происходило после этапа формирования сланцеватости S_1 (по А.Н. Казакову, это,

вероятно, структурный эквивалент складок F_1 обычно с субгоризонтальными ОП - Миллер, 1973) и до этапа складчатости F_2 с субвертикальными ОП.

Такое положение плагиогранитоидных тел устанавливается для всех четырех докембрийских структурно-метаморфических комплексов Сангиленского массива (Козаков, 1976). Детально структурными методами оно определяется также для архейских комплексов Гренландии (McGregor, 1973), намечается для позднеархейских и протерозойских образований Канадского щита, для раннекарельских и раннесвекофенских комплексов, для протерозойских образований Вост. Саяна и т.д. Во всех случаях эти плагиогранитоиды домигматитовые. Больше того, мигматизация как таковая в большинстве случаев устанавливается как процесс ультраметагенного структурного и вещественного преобразования именно этих пород и когенетичных с ними эффузивов лептитового типа в условиях складкообразующих деформаций F_2 и F_3 .

Поэтому нам представляется одной из важнейших задач структурного анализа помочь изучению именно этих преобразований, приводящих в конечном счете к формированию мощной гранито-мигматито-гнейсовой земной коры (Раннедокембрийские..., 1975).

Список литературы

К о з а к о в И.К. Структурно-метаморфическая характеристика раннескладчатых гранитоидов Сангиленского нагорья Тувы. - Геология и геофизика, 1976, № 12.

М и л л е р Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с. 83-93.

М и л ь к е в и ч Р.И., С е д о в а И.С. Структурно-метаморфические методы расчленения гранитоидов в полиметаморфических областях. - В кн.: Раннедокембрийск. гранитоид. формации. Л., 1975, с. 51-55.

М и т р о ф а н о в Ф.П. Структурный анализ при изучении магматогенных и ультраметагенных образований. - Там же, с. 32-50.

М и т р о ф а н о в Ф.П., К о з а к о в И.К. Докембрий Сангиленского массива. - В кн.: Докембрий Евразии. М., 1977.

Р а н н е д о к е м б р и й с к и е гранитоидные формации. Л., 1975. 292 с.

М c G r e g o r V.R. The early Precambrian gneisses of the Godthab district, West Greenland. - In: A discussion on the evolution of the precambrian crust. Phil. Trans. R. Soc. London, 1973, vol. 273, p. 343-352.

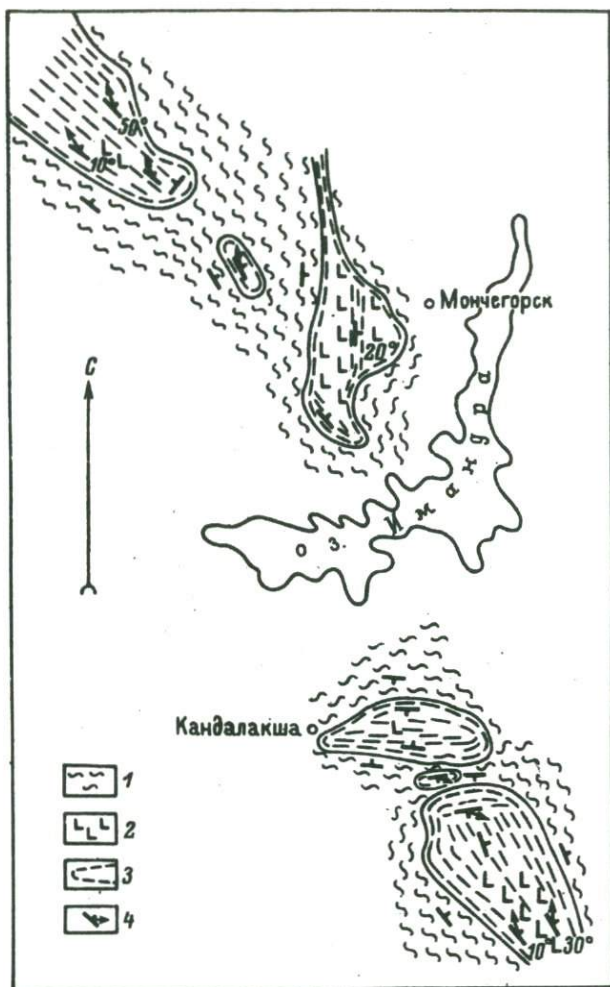
СТРУКТУРЫ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ ГАББРОИДОВ
В ЗОНЕ ЛАПЛАНДСКОГО РАЗЛОМА
(КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

В современной отечественной и зарубежной литературе все чаще появляются работы, в которых устанавливается неизофациальность метаморфических преобразований, развивающихся по магматическим породам основного состава и вмещающим супракрустальным толщам. Очень наглядным примером в этом отношении является зона Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите, где неоднократное внедрение основных и ультраосновных магм приводит к повторяющемуся появлению гранулитовых парагенезисов в связи с увеличением температуры в локально ограниченных участках на фоне более низкого теплового потока, отвечавшего на уровне современного эрозионного среза условиям амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Гранулитовые парагенезисы возникают в апикальных частях расслоенных интрузий и в центральных частях мелких тел габброидов. В меньшей степени они развиты в экзоконтакте, в кровле крупных интрузий.

По определению В.Е. Хаина (1973) признаками глубинного разлома являются: сгущение разрывов в узкой полосе, появление крупных региональных надвигов, изменение литологических фаций по разным сторонам зоны разлома, резкое увеличение интенсивности складчатости в определенной полосе, развитие сильно сжатых линейных складок, интенсивная сланцеватость, метаморфизм, внедрение больших масс расплавов основного и ультраосновного состава, протяженность зоны и т.д. Все эти признаки широко представлены в зоне Лапландского глубинного разлома, которая устанавливается по развитию широкой (до 15–20 км) полосы пород с резко выраженными плоскостными структурами, близкими к структурам blastomylonites, с широким развитием сплюснутых пластинчатых форм минералов (гиперстенов, плагиоклазов, гранатов), свидетельствующим о формировании этих структур в условиях значительной анизотропии поля напряжения.

Простирание структур меняется от субширотного на западе до северо-западного на юго-востоке зоны с общим пологим падением в северных румбах. Пологое положение структур на современном эрозионном срезе связано с развитием пологих надвигов. На хорошо обнаженных участках во вмещающих породах наблюдаются резко выраженные линейные изоклиналильные складки (F_1), сильно сплюснутые и сорванные на крыльях. Шарниры складок погружаются на запад и северо-запад, осевая поверхность параллельна описанным выше плоскостным структурам. К этим структурам приурочено развитие расслоенных интрузий габбро-норит-анорто-



1 - поля мигматизированных пород; 2 - реликты магматических структур; 3 - положение сланцеватости в массивах габброидов; 4 - элементы залегания (сланцеватость, линейность).

зитов, образующих крупные (до 60 км) пластообразные тела, ориентированные параллельно плоскостным структурам вмещающих пород. В плане эти тела образуют сильно вытянутые линзы, осланцеванные параллельно контактам, наподобие огромных будин, обтекаемых более пластичными вмещающими их сланцами и мигматитами (рисунок). Нередко замыкания таких структур на концах линз рассматриваются как складчатые деформации, которым придается

принципиальное значение при построении структурных шкал и решении стратиграфических вопросов.

Постмагматическая сланцеватость в ортопородах развивается в условиях продолжающихся сжимающих напряжений, ориентированных субмеридионально на западе и в северо-восточном направлении на востоке зоны, вследствие чего возникают плоскостные (S_1) (сланцеватость, полосчатость) и линейные структуры, параллельные соответственно осевым поверхностям и шарнирам сжатых изоклинальных складок (F_1) во вмещающих породах. В отличие от последних в магматических телах нигде не наблюдались складки, отвечающие этому этапу деформации, что, по-видимому, связано с гомогенностью вещества породы. В то же время появление больших масс расплавов в тектонически напряженной зоне, приводит к формированию надвигов, приуроченных именно к участкам развития крупных магматических тел, выполнявших, вероятно, роль „смазки“, по которой „соскальзывали“ пластины жестких плотных пород под действием сжимающих напряжений, что сопровождалось пластическими деформациями во фронтальной части аллохтонных пластин и расплющиванием и рассланцеванием магматических тел (Прияткина, 1974). Расплющивание и рассланцевание магматических пород происходило сразу после их кристаллизации в условиях пластического течения вещества с образованием специфических структур, изученных французскими петрологами Булье и Гегеном (Boulier, Gueguen, 1975) и названных ими супермилонитами. Такие структуры, по мнению Булье и Гегена, возникают при сверхпластическом течении, возможном при стрессовом напряжении и высокой температуре, при условии $T/T_m > 0.5$, где T – температура при формировании милонитов и T_m – температура плавления породы. Именно эти структуры в ортопородах и сопровождаются метаморфическими преобразованиями гранулитовой фации, свидетельствующими о значениях T выше температуры метаморфизма вмещающих пород, отвечающей условиям амфиболитовой фации. Пространственная приуроченность гранулитовых парагенезисов к апикальным частям крупных интрузий или к центральным частям мелких интрузивных тел на всем протяжении разлома также заставляет связывать температуру их образования с температурой интрузирующей магмы.

В процессе дальнейшего развития надвиговых структур возникают более мелкие разломы, секущие фронт надвига и ориентированные параллельно надвиговому движению. Такие разломы 2-го порядка картируются по долине р. Колвица на юго-восточном окончании Сальных тундр и в западной части зоны, между Нотозером и Яврозером. Формирование мелких разломов также сопровождается пластическими деформациями пород с образованием сжатых складок (F_2), * крутопадающие осевые поверхности которых

* Здесь не приводится вся последовательность складчатых деформаций. Описаны только те генерации складок, которые необходимы для задач настоящей статьи, и принятая здесь номенклатура складок относится только к данной работе.

ориентированы параллельно разломам. Кристаллизационная сланцеватость S_2 , параллельная осевым поверхностям складок F_2 , развивается в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Полевыми наблюдениями однозначно устанавливаются возрастные соотношения складок F_1 и F_2 . Параллельно квиважу осевых поверхностей складок F_2 развиваются метаморфические парагенезисы амфиболитовой фации, свидетельствующие о заметном остывании ортопород, слагающих крупные массивы габбро-норит-анортозитов к моменту развития складок F_2 .

Структуры второго порядка, секущие главную зону разлома поперек, также используются магматическими расплавами с образованием мелких тел оливиновых габбро-норитов. Формы этих тел в плане образуют узкие вытянутые линзы, ориентированные параллельно линии простираения сланцеватости, образующейся одновременно с внедрением магм во вмещающих породах, т.е. параллельно S_2 . Минеральная и нередко агрегатная линейность, образованная первичномагматическими минералами — ромбическим и моноклинным пироксеном, основным плагиоклазом, ориентирована почти вертикально или круто погружается на север-запад и не совпадает не только с линейными элементами складок F_2 , но и ни с какими другими линейными структурами, наблюдавшимися в этом районе, по-видимому отражая направление перемещения кристаллизующейся магмы. Первичноплоскостные ориентировки не наблюдались. Постмагматическая сланцеватость ориентирована параллельно осевым поверхностям складок F_2 , т.е. параллельно длинной оси линзовидных тел с замыканием структур на концах линз. Структуры вмещающих сланцев обтекают тела ортопород, как и в первом случае, но все соотношения структур здесь более доступны наблюдениям в связи с меньшими размерами интрузий.

Рассланцевание ортопород сопровождается образованием метаморфических минералов — граната, пироксена, плагиоклаза. Ориентировка вторичных минералов или скоплений минералов образует нечетко выраженную линейность, субпараллельную шарнирам складок F_2 . Возникающие метаморфические ассоциации относятся к гранулитовой фации. Анализ граната из образца, взятого в центре интрузивного тела, характеризуется составом (пироп — 43.5, альмандин — 29.5, гроссуляр — 26.1, спессартин — 0.6, андрадит — 0.3), типичным для гранатов гранулитовой фации. Таким образом, возникновение высокотемпературных парагенезисов гранулитовой фации происходит одновременно с амфиболитовым метаморфизмом вмещающих пород и контролируется теми же структурами. Ранее консолидированные крупные расслоенные тела габбро-анортозитов к этому времени уже остыли до уровня вмещающих пород и испытывали метаморфические преобразования амфиболитовой фации.

Вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. В изученной зоне в течение одного тектоно-метаморфического цикла происходит неоднократное внедрение основных магм

с образованием крупных расслоенных тел габбро-норит-анортозитов и более поздних мелких тел оливиновых габбро.

2. Консолидация и тех и других интрузивных массивов происходит в условиях анизотропного поля напряжения, обусловивших сильно вытянутую сплюснутую форму массивов.

3. Резкая анизотропия напряжения, при которой происходит формирование сланцеватости вмещающих пород, не реализуется внутри магматических камер при кристаллизации минералов из расплава. Ориентировка первичномагматических минералов не подчиняется закономерностям линейных ориентировок во вмещающих породах, а определяется направлением течения магм.

4. После затвердевания в магматических телах, представляющих собой жесткие блоки пород, способные передавать ориентированные давления, развивается сланцеватость и линейность, ориентировка которых совпадает с ориентировкой плоскостных и, возможно, линейных структур вмещающих пород.

5. Температура кристаллизации основных магм превышает температуру вмещающих пород, и формирование сланцеватости и линейности в ортопородах сопровождается образованием более высокотемпературных минеральных парагенезисов, не изофациальных с метаморфизмом вмещающих пород.

6. При дальнейшем развитии структурных и метаморфических преобразований первично магматические черты основных пород будут все более и более затухиваться. В таких случаях находки реликтовых высокотемпературных парагенезисов, а иногда и специфика ориентировки трудно диагностируемых первичномагматических минералов ошибочно принимаются за доказательство более ранних этапов развития подвижной области с характерным для этих этапов более высокотемпературным региональным метаморфизмом.

Список литературы

П р и я т к и н а Л.А. Строение протерозойского разлома на Кольском полуострове. - Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 5, с. 1153-1155.

Х а и н В.Е. Глубинные разломы. - В кн.: Общая геотектоника. М., 1973, с. 310-340.

B o u l i e r A.M., G u e g u e n Y. SP-mylonites: Origin of some mylonites by superplastic flow. - Contr. Miner. and Petrol., 1975, vol. 50, N 2, p. 93-104.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА ПРИ ПОСТРОЕНИИ СТРУКТУРНО-ВОЗРАСТНОЙ ШКАЛЫ

В докембрийских глубоко метаморфизованных толщах, испытавших неоднократную складчатость, для реставрации последовательности геологических событий все чаще прибегают к составлению структурно-возрастных шкал как для целых регионов, так и для ограниченных районов.

Восстановление последовательности геологических событий может быть осуществлено несколькими путями. Попытаемся определить влияние разных подходов к построению шкалы на ее содержание путем сравнения трех шкал, построенных для одного и того же района северо-западных беломорид в нижнем течении р. Канды. Более подробно остановимся на опыте применения наложенной складчатости и сопряженного с нею ультраметаморфизма для построения структурно-возрастной шкалы.

Первая подробная структурно-возрастная шкала для района, составленная на основе представления о наложенной складчатости, была продемонстрирована В.В. Эзом (1968). Последовательность структурных событий восстанавливалась, исходя из макроструктурного геометрического анализа геологических границ на карте, полученной в результате детального картирования, и из непосредственных прямых наблюдений над наложением складок в обнажениях. Сходство минералов, составляющих линейные и плоскостные элементы складок разных генераций, позволило предположить, что в течение рассматриваемого времени существенных изменений условий метаморфизма, сопряженных с разновозрастными деформациями, не произошло. Все генерации складок представлялись равнозначными (таблица).

Вторая возрастная шкала была установлена на одном из наибольших участков того же района (около 1 км²), где были проведены микроструктурные исследования пород, наименее затронутых ультраметаморфизмом (Наяр, 1969). Они показали, что минералы гнейсов и амфиболитов, не изменяясь по составу, испытали неоднократную перекристаллизацию, различно соотносящуюся с деформациями. В этом варианте шкалы этапы были выделены по признаку синдеформационного образования минералов, участвующих в сланцеватости и линейности, сопряженных с наложенной складчатостью. В один этап выделялись либо одна генерация складок, сопровождавшаяся становлением ориентированного расположения минералов, либо две генерации складок, в течение формирования которых минералы, образующие сланцеватость и линейность на ранней стадии, на последующей стадии испытывали механическое вращение вокруг осей, параллельных шарнирам складок. В общем структурно-возрастная шкала, составленная на основании микроструктур-

ного анализа, оказалась сопоставимой со шкалой, составленной на основании макроструктурного анализа, * хотя некоторые стадии в первой шкале оказались соответствующими' этапам последней.

Третий вариант структурно-возрастной шкалы был составлен нами, исходя из соотношений ультраметаморфизма с наложенной складчатостью. Прежде чем рассмотреть роль этого фактора на построение шкалы, остановимся кратко на некоторых особенностях ультраметаморфизма, которые имеют непосредственное отношение к рассматриваемому вопросу.

Основные черты ультраметаморфизма района. Известно, что под ультраметаморфизмом подразумевают преобразование пород в мигматиты, гранитизированные породы и граниты.

Среди процессов, ответственных за ультраметаморфизм, называют, с одной стороны, перекристаллизацию, метаморфическую дифференциацию, диффузию, селективное плавление, которые могут происходить в закрытой системе, а с другой — метасоматоз или магматическое замещение, происходящие аллохимически с привнесом извне некоторых элементов. В Беломоридях ультраметаморфизм рассматривался ранее как ультраметагенный, т.е. весь комплекс обуславливающих его процессов признавался единым по времени и месту их проявления (Шуркин и др., 1957, 1962).

Закономерности локализации ультраметаморфитов Беломорья, различающихся по петрографическим и геологическим особенностям, выявленные на основе детальных геолого-структурных исследований, позволяют предполагать, что изохимический ультраметаморфизм является более ранним, чем аллохимический. К ранним ультраметаморфитам в рассматриваемом районе относятся мигматиты, у которых минеральный состав лейкосомы, преимущественно кварц-плаггиоклазовый, тождествен по составу лейкократовой составляющей вмещающих их гнейсов; редкие включения в лейкосоме других минералов и рестит, иногда образующий оторочку вокруг мобилизата, представлены укрупненными индивидами минералов, по составу сходных с цветными минералами субстрата. В небольших участках слабо мигматизированных пород при усреднении многочисленных замеров минерального состава можно непосредственно установить баланс вещества между суммой лейкосомы и рестита, с одной стороны, и неизмененным гнейсом — с другой. Особенности минеральных соотношений в ранних мигматитах позволяют полагать, что обособление лейкосомы в них шло путем метаморфической дифференциации, предвещающей расплавление (Гафт, 1976). Изохимическая гранитизация для района не характерна.

* Складки постметаморфического этапа по П.К.Р. Наяру представляются морфологически сходными со складками этапа F_{n+2} по В.В. Эзу и макроскопически не отличимы от них.

Сопоставление структурно-возрастных шкал

На основе ультраметаморфизма		На основе макроструктурного анализа по В.В. Эзу (1968)	На основе микроструктурного анализа по П.К. Наяру (1969)	
Этапы	Эпизоды	Этапы	Этапы	Стадии
Поздний F_{II}		F_{n+2}	Постметаморфический	F_{II}
			II синметаморфический	F_{II}
Ранний F_I	F_I^3	F_{n+1}	I синметаморфический	F_I'
	F_I^2	F_n		F_I
	F_I^1			

Поздние мигматиты в противоположность ранним имеет состав лейкосом, отличающийся от состава лейкократовой составляющей вмещающих гнейсов. Поздние мигматиты и гранитизированные породы (граниты в районе редки) характеризуются широко проявленным кварцево-калиевым замещением как минералов субстрата, так и ранних лейкосом. Этот широко распространенный и многократно обсуждавшийся в литературе процесс не оставляет сомнений в его аллохимическом происхождении.

Соотношение ультраметаморфизма и деформаций. Эволюция ультраметаморфизма, как мы покажем дальше, оказала большое влияние на морфологические особенности различных генераций складок. Выяснилось, что смену генераций складок, характеризующихся спецификой сопровождающих их ультраметаморфических процессов, можно использовать в качестве рубежей, разделяющих временные интервалы (этапы, эпизоды), в которые происходило деформирование пород. В предлагаемой структурно-возрастной шкале исходя из структурных соотношений выделяются два этапа: ранний и поздний. При этом к складчатости F_{II} , относимой нами к позднему этапу деформации (таблица, левая графа), оказался приуроченным аллохимический ультраметаморфизм. Все более ранние генерации складок (F_I), сформировавшиеся до него и характеризующие ранний этап деформации, оказались сопряженными с развитием раннего изохимического ультраметаморфизма. В зависимости от соотношения с ним ранний этап складчатости подразделяется на три эпизода (рис. 1): доультра-

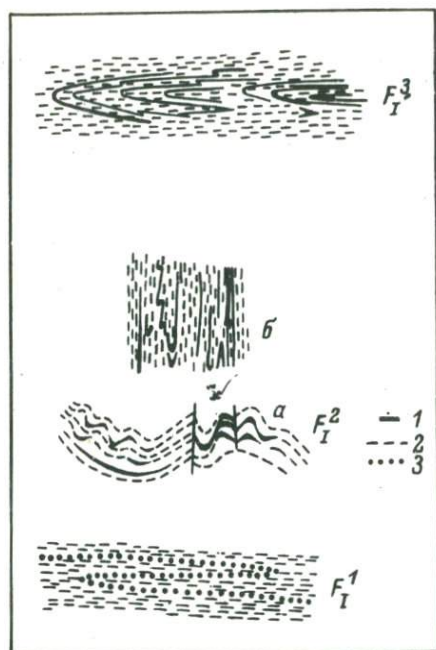


Рис. 1. Схема последовательности эпизодов складчатости на раннем этапе.

1 - лейкосома; 2 - сланцеватость; 3 - слоистость.

метаморфический F_I^1 синультраметаморфический F_I^2 и послеультраметаморфический F_I^3 .

Самый ранний эпизод складчатости F_I^1 предполагается по косвенному признаку - по наличию сланцеватой текстуры в редко наблюдающихся немигматизированных гнейсах. Если сланцеватость, как считают многие геологи (Эз, Черноморский, Дук, 1972), возникает в процессе деформации, развиваясь вдоль осевых поверхностей изоклинальных складок, то можно предполагать, что еще до ультраметаморфизма породы испытали складчатость F_I^1 . Отсутствие в других шкалах генерации складок F_I^1 можно объяснить ее возможной интенсивной последующей переработкой.

Складки эпизода F_I^2 в виде крупных форм обнаруживаются редко, по-видимому в связи с тем, что они замаскированы наложенными деформациями. Формирование складок F_I^2 прошло, как будет видно ниже, две стадии. На ранней стадии F_I^{2a} формировалась открытая складчатость. На следующей стадии F_I^{2b} открытые складки трансформировались в тесно сжатые до изоклинальных (рис. 1). Складки F_I^{2a} наблюдаются обычно в виде реликтов на крыльях более молодых складок, образуя причудливые серпы, крючки и линзы, обрывки складок и всевозможные их сочетания с резкими переломами мощностей ранней лейкосомы на незначительном протяжении (рис. 2). Там, где складки лучше сохранились и можно различить их замки и крылья, наблюдается увеличение мощности лейкосомы в замках по сравнению с крыльями, более ярко выраженное, чем

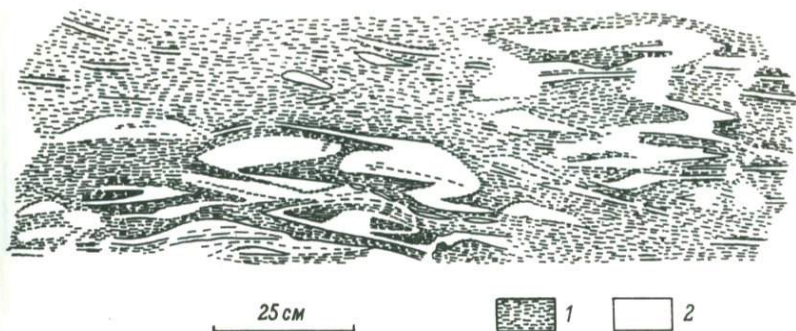


Рис. 2. Реликты ранней складчатости (F_I^{2a}) с резкими перепадающими мощностями лейкосомы в ложной моноклинали на крыле поздней синформы.

1 - гнейсы; 2 - лейкосома.

в субстрате. Из этого очевидно, что лейкосома была во время деформации менее вязкой, чем вмещающий ее субстрат, что обычно связывают с расплавлением.

Однако, как выше упоминалось, расплавлению лейкосомы предшествовала метаморфическая дифференциация. Она обуславливалась локальными перепадами давления, возникавшими в ходе деформации. Растворение, перенос и переотложение минералов, составляющие сущность этого процесса, получили отражение в образовании ряда типоморфных минералов и в закономерностях их распределения (Гафт, 1976). Удалось установить, что эти закономерности четко соотносятся с различными элементами мелких складок F_I^{2a} . Исходя из них, уже в период обособления лейкосомы своды таких складок оказываются аналогичными зонами пониженного давления, а крылья - повышенного, что позволяет предполагать синхронность рассматриваемой складчатости с формированием лейкосомы.

Последующее плавление и перераспределение лейкосомы, очевидно, часто затушевывает эти процессы, следы которых обнаруживаются далеко не повсеместно. Не только обособление, но и перераспределение лейкосомы, вероятно, происходило еще на стадии образования открытых складок, о чем свидетельствует довольно широкое распространение седловидных жил лейкосомы на сводах складок (рис. 1).

Среди форм F_I^{2b} широко распространены такие, которые можно рассматривать как результат последующего преобразования открытых складок в тесно сжатые. Примером их могут служить складки с увеличенной мощностью лейкосомы на своде (рис. 3), осложненные асимметричными складками набегаания

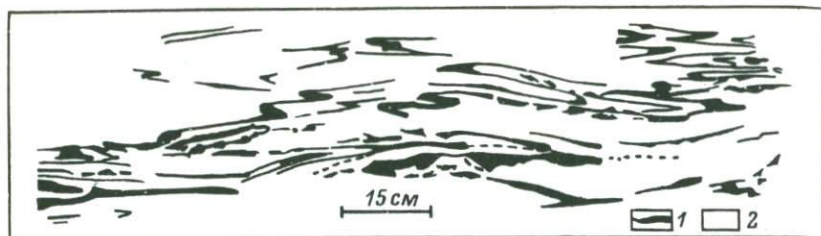


Рис. 3. Тесно сжатые складки F_1^{2b} .

Оттянутые замки — результат раздавливания раздутых замков предыдущей стадии. На коротких крыльях асимметричных складок мощность лейкосомы увеличена.

1 — лейкосома; 2 — гнейсы.

(Белоусов, 1971). Морфология тех и других взаимосвязана. Связь проявляется в том, что от степени сжатия основной складки зависит степень сжатия асимметричных складок, развивающихся на ее крыльях. Пределом сжатия последних является, вероятно, соприкосновение лейкосом, составляющих разные крылья, вплоть до образования из них линзовидных раздувов, соединенных тонкими „проводниками“ (рис. 3). Замки складок часто узкие оттянутые. Нередко замок превращается в один тонкий пропласток лейкосомы, по ширине сходный с пропластками лейкосомы на крыльях. Короткие крылья асимметричных складок иногда имеют увеличенную мощность лейкосомы по сравнению с ее мощностью на длинных крыльях (рис. 3), что можно рассматривать как свидетельство продолжающегося перераспределения лейкосомы и во время сплющивания ранее тесно сжатых складок нормально к их осевым поверхностям.

В складки F_1^3 изогнуты тела ранних лейкосом, не проявляющих признаков состояния более пластичного, чем у вмещающего их гнейса, что позволяет думать об образовании ранних лейкосом до этого эпизода. Для F_1^3 характерно незначительное изменение мощности метатектовых прослоев на сводах, иногда много меньше, чем у вмещающих их гнейсов, или равное ему. В складках, близких к изоклинальным, на участках, где радиус кривизны наименьший, иногда наблюдается взламывание лейкокротовых прослоев на сводах, которым заканчивается изгибание (рис. 4). На крыльях тесно сжатых складок широкое распространение получает разлинзование и будинаж лейкокротовых прослоев. Зоны разрывных нарушений не выполнены продуктами ультраметаморфизма, которые во время этого эпизода не формировались.

Наблюдая поздние складки, мы видим, что ранние и поздние мигматиты (рис. 5) проявляют себя в них по-разному. Ранняя мигматитовая полосчатость, повсеместно изогнутая в складки

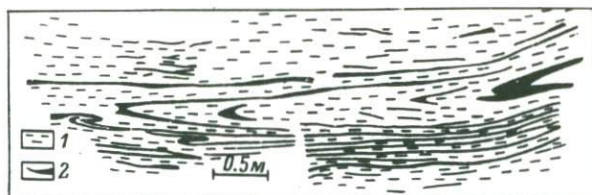


Рис. 4. Взламывание лейкосомы в замке складки F_I^3 .

1 - гнейсы; 2 - лейкосома.

F_{II} , сформировалась до этой складчатости. Во время формирования F_{II} она не была более пластичной, чем вмещающие ее гнейсы, и, по-видимому, находилась в твердом состоянии. В связи с этим ранняя лейкосома нередко принимает участие в образовании концентрических складок F_{II} (рис. 6, а) и вообще не изменяет мощности в зависимости от расположения на сводах и крыльях поздних складок. Контакты ранних лейкосом с вмещающими гнейсами при образовании складок F_{II} проявили себя как контакты достаточно вязких тел. По ним происходило проскальзывание с образованием трещин отслоения на сводах складок и зон повышенной проницаемости, используемых поздней ультраметаморфизирующей субстанцией. В совершенно других соотношениях с F_{II} находилась поздняя мигматизация. Поздние лейкосомы выполняют зоны разрывных нарушений, осложняющих складки F_{II} , в том числе отмеченные выше трещины отслоения на сводах F_{II} . Здесь лейкосома выступает как более мобильное, чем вмещающий ее субстрат, образование. Поздние лейкосомы как занимают секущее положение по отношению к ранней мигматитовой полосчатости, так и образуют параллельные согласные с последней жилы, иногда, но не всегда обнаруживающие непосредственную связь с секущими (рис. 6).

При гранитизации снижение вязкости пород, сопутствующее расплавлению, происходит по мере пропитывания пород ультраметаморфизирующей субстанцией. Отсюда интенсивно гранитизированные породы также участвуют в F_{II} в роли пород более пластичных, чем вмещающие их менее гранитизированные породы. Гранитизированные породы образуют особые формы, среди которых широко известны куполовидные структуры, по крайней мере частично приуроченные к поздним антиформам. Гранитизированными породами, судя по данным Л.Н. Куклея (1969), бывает представлен цемент своеобразных агматитовых структур, тяготеющих также к поздним антиформам. Осевые поверхности складок, в которые смяты гранитизированные породы, часто характеризуются сильным разбросом их элементов залегания, почти не свойственным более ранним структурам района.

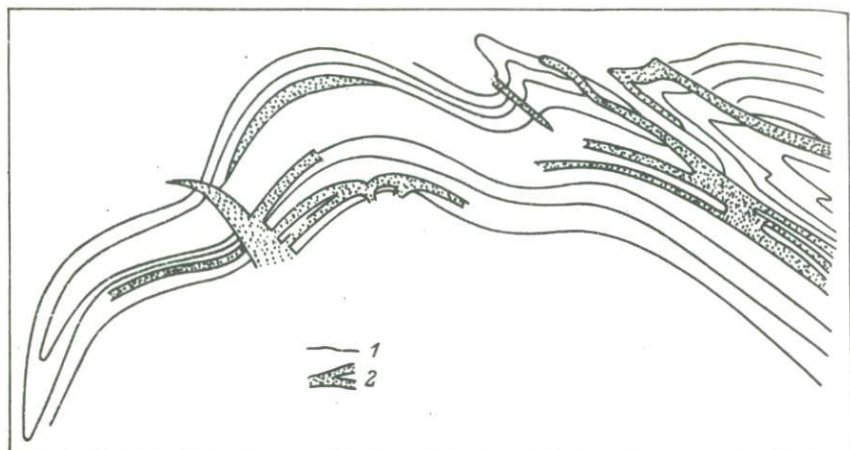


Рис. 5. Схема соотношений ранних и поздних лейкосом в F_{II} .

1 - ранняя лейкосома; 2 - поздняя лейкосома,

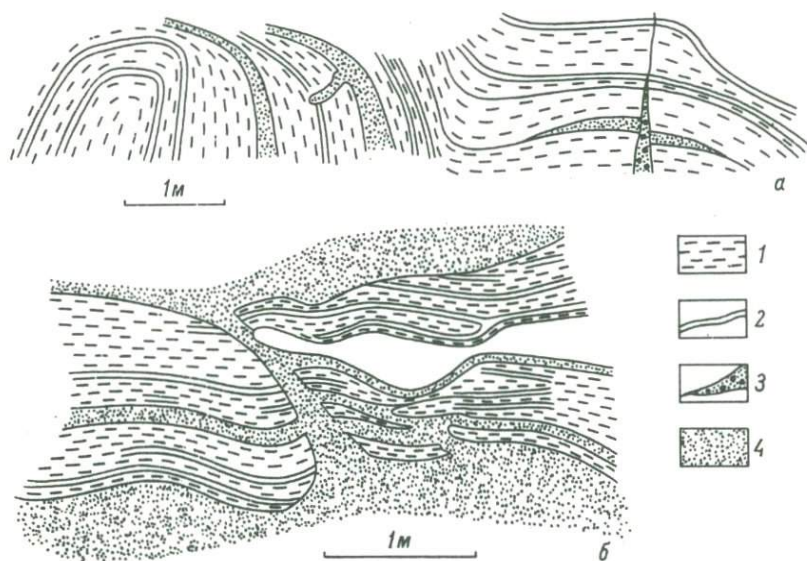


Рис. 6. Соотношение ранних и поздних лейкосом в обнажениях F_{II} .

1 - гнейсы; 2 - ранняя лейкосома; 3 - поздний разрыв; 4 - поздняя лейкосома.

В рассмотренной структурно-возрастной шкале сопряженность F_I и F_{II} с двумя различными типами ультраметаморфизма, обусловленными, по-видимому, сменой глубинного режима, позволяет предполагать, что трансформация складчатостей, соответствующая этой смене, может быть также связана с глубинными процессами. Такую складчатость представляется целесообразным соотносить с этапами деформаций.

В основе разделения складчатостей на эпизоды, протекающие в пределах этапов, могут лежать косвенные признаки: характер сопряженности ультраметаморфизма со складчатостью и относительная вязкость субстрата по отношению к лейкоosome, обуславливающие особенности морфологии складчатых и разрывных нарушений.

Эпизоды разделяются на стадии в том случае, если можно предполагать, что последовательная смена стадий создает единые складчатые формы, усложняя их, без наложения складок другого плана.

Последовательность наложенных генераций складчатости, установленная разными путями в одном и том же районе, оказалась в общем сопоставимой. Наиболее надежно такая последовательность устанавливается, исходя из макроструктурного геометрического анализа геологических границ на детальной геологической карте. Однако при таком способе восстановления структурно-возрастной шкалы выясняется только ее основной скелет, по сути дела обедненный содержанием.

Привязка к такой шкале процессов преобразования состава деформируемых пород и, в частности, явлений ультраметаморфизма не только служит восстановлению последовательности самих геологических событий, но и в свою очередь преобразует структурно-возрастную шкалу. Она позволяет объединять между собой отдельные промежутки между структурными реперами в более крупные подразделения по общности или различию геологических событий, протекающих сопряженно с ними. С другой стороны, представляется, что в некоторых случаях процессы ультраметаморфизма, происходившие сопряженно со складчатостью, могут служить геологическими реперами для разделения деформаций внутри крупных подразделений на более дробные части, если выявлена направленность в эволюции процессов.

Список литературы

Белюсов В.В. Структурная геология. Изд. 2-е. М., Изд-во Моск. гос. ун-та, 1971. 207 с.

Гафг Д.Е. Закономерности распределения типоморфных минералов как критерий ранней изохимической мигматизации. - Зап. ВМО, 1976, ч. 105, вып. 2, с. 173-183.

К у к л е й Л.Н. Связь морфологии мигматитов с тектоническими деформациями. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1969, т. XIV (6), с. 43–47.

Н а я р П.К.Р. Деформации в беломорском метаморфическом комплексе г. Канда (Кандалакшский р-н). Автореф. канд. дис., 1969. 18 с.

Ш у р к и н К.А. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и мигматитов в частности. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1957, вып. 7, с. 74–108.

Ш у р к и н К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е., Дук В.Л., Никитин Ю.В. Беломорский комплекс северной Карелии и Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1962. 306 с.

Э з В.В. Особенности складчатой структуры ультраметаморфических толщ на примере беломорского комплекса архея Балтийского щита. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. М., „Наука“, 1968, с. 74–77.

Э з В.В., Черноморский М.А., Дук В.Л. Методы изучения структуры метаморфических толщ. — В кн.: Методич. указания по геол. съемке м-ба 1:50 000. Вып. 4, Геол. съемка в областях развития метаморфич. образований. Л., „Недра“, 1972, с. 117–166.

В.С. Ф е д о р о в с к и й
(ГИН АН СССР)

СООТНОШЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ И МЕТАМОРФИЗМА КАК ОБОСНОВАНИЕ МОНОМЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ДОКЕМБРИЙСКОГО КОМПЛЕКСА ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Патомское нагорье, как и Мамская кристаллическая полоса, — территория с великолепно выраженным зональным метаморфизмом докембрийской первичноосадочной толщи. Специальные петрологические исследования показывают, что зональность возникла в результате прогрессивного регионального метаморфизма и в плане отражает контуры теплового потока, вызвавшего этот метаморфизм.

Тектоническая позиция нагорья определяется его положением в зоне кульминации гигантской Байкало-Патомской складчатой дуги. Согласно традиционным взглядам, основанным на концепции фиксизма, дугообразная система является изначальной, т.е. отражает первичные контуры геосинклиналиного бассейна, а складчатая структура рассматривается как результат одноактной деформации. Между тем в последние годы получены новые данные, которые позволили вскрыть сложный и многоэтапный характер тектонических

процессов, приведших к формированию как самой складчатой структуры Патомского нагорья, так и всей дугообразной складчатой системы. С другой стороны, выяснение пространственно-временных соотношений деформаций и метаморфизма свидетельствует о том, что и метаморфизм, хотя он и отражал единый с историко-геологической точки зрения направленный акт преобразования горных пород, осуществлялся в определенной последовательности, поэтапно. Таким образом, имеющиеся материалы заставляют признать, что один только парагенетический анализ, как бы высокопрофессионально он ни был выполнен, оперирует, как правило, с конечным результатом и вряд ли способен вскрыть во всех деталях эволюцию геологических процессов в глубинных зонах. Такую задачу можно выполнить только комплексно, изучая структурно-метаморфические соотношения и их изменения во времени. Конечной целью такого изучения должна быть разработка структурно-метаморфической возрастной шкалы.

В западной части Патомского нагорья последовательность структурных и метаморфических преобразований докембрийских пород впервые изучил А.С. Флаасс, выделивший четыре генерации складок, последовательно сменявших друг друга, и показавший, что регионально проявленный зеленосланцевый метаморфизм сопровождал деформацию первого этапа, а высокотемпературный метаморфизм амфиболитовой фации совпадал с деформациями более поздних этапов. В южной части Патомского нагорья подобные данные получили А.Н. Неелов и Л.Ф. Добржинская. Наши (с С.П. Кориновским) исследования охватили практически всю территорию нагорья. Выяснилось, что интегральная структура докембрийской метаморфической толщи представляет собой сложнейший складчатый ансамбль, возникший в результате интенсивного горизонтального сжатия.

В пределах Патомского нагорья деформации и метаморфизм проявлены неравномерно. Однако вполне определенно устанавливается прямая зависимость: площади, охваченные повторной (наложенной) складчатостью, совпадают с площадями резко выраженного зонального метаморфизма, достигавшего амфиболитовой фации. И наоборот — участки, на которых проявлен только первый этап деформаций, характеризуются равномерным слабым метаморфизмом (добиотитовая зона зеленосланцевой фации). Такое территориальное совпадение явлений метаморфизма и складчатости однозначно указывает на их взаимозависимый или взаимообусловленный характер в региональном масштабе и заставляет искать какую-то единую для них генетическую причину.

Самые ранние складки (F_1) — линейные изоклинальные структуры протяженностью в десятки и даже сотни километров. Они развиты на всей территории Байкало-Патомской дуги, однако на большей ее части переработаны складками более поздних этапов. В „чистом виде“ F_1 сохранились только в пределах относительно небольшого района площадью 1500–2000 км² в бассейне среднего

течения рек Бодайбо, Энгажимо и их притоков. Для F_1 характерно господствующее широтное простирание, субгоризонтальное положение шарниров и субвертикальное — осевых поверхностей. Равномерное общее смятие толщи сопровождалось слабым метаморфизмом, который носил региональный характер. Параллельно осевым поверхностям складок F_1 интенсивно развит кливаж. Палинспастические реконструкции, проведенные с учетом данных геометрического анализа, подтверждают выводы А.С. Флаасса и показывают, что в результате первого этапа деформаций докембрийская осадочная толща Патомского нагорья образовала систему тесно сжатых крупных изоклиальных складок широтной ориентировки. Причина складчатости — тангенциальное сжатие, ориентированное перпендикулярно к осевым поверхностям возникших структур, т.е. меридионально.

Складки второго (F_2) и более поздних этапов получили распространение в северо-западной, юго-восточной и крайней южной частях Патомского нагорья. Все районы развития F_2 характеризуются резким повышением метаморфизма и обрисовываются на карте тесно сближенными изоградами биотита, граната, ставролита и силлиманита. Складки F_2 — очень крупные, протяженные; нередко их длина превышает 100 км. Ширина складок достигает нескольких километров, в отдельных случаях — 10–20 км.

Северо-западный район повторной складчатости охватывает верховья рек Б. и М. Чипикета, Челончена, Тоноды, Хайверги, Б. Патома, бассейны рек Максимихи, Быстрой и Тахтыги. F_2 имеют здесь северо-восточное простирание, их шарниры круто (60–80°) погружаются в том же направлении. Складки второго этапа деформируют все структурные элементы первого этапа складчатости. Хорошие примеры наложенных деформаций можно наблюдать во многих местах. Детальное картирование, прослеживание маркирующих горизонтов и прекрасная дешифрируемость аэрофотоснимков позволили обнаружить зоны замков F_2 и доказать в этих местах явления резкого изгиба осевых поверхностей структур первой генерации.

Юго-восточный район развития складок второй генерации охватывает бассейн р. Олонгро и правобережье р. Жуи с ее притоками Нечерой и Додьхтой. Крупные линейные изоклиальные складки первой генерации испытали здесь изгибы структурных элементов вокруг шарниров складок второй генерации. Точно так же, как и в северо-западном районе, с зоной развития складок F_2 совпадает ареал резкого усиления степени метаморфизма, достигавшего здесь изограды силлиманита. Сближенные изограды биотита, граната и силлиманита, фиксирующие изменение термодинамических условий, почти точно совпадают с линией, соединяющей точки резкого изгиба осевых поверхностей F_1 . Эта линия имеет северо-восточное простирание, однако складки F_2 , обладающие крутыми шарнирами и локализованные в пределах площади, очерченной этой линией, характеризуются северо-западной ориентировкой осевых

поверхностей. Таким образом, мы видим, что в двух основных районах развития наложенной деформации, сопровождавшейся резким повышением метаморфизма, возникли структурные формы противоположной ориентировки — в одном случае северо-восточной, а в другом — северо-западной. Учитывая это, а также и то, что два этих района наложенной складчатости разделены зоной, где повторные деформации и высокотемпературный метаморфизм не проявились, можно утверждать, что складки второго этапа отражали уже не общее региональное сжатие, а являются реакцией на деформации локального характера.

Рисунок в плане следов осевых поверхностей складок первой генерации в зоне сочленения районов однократной и многократной деформаций очень разнообразен. Здесь происходит в одних местах плавный, а в других очень резкий изгиб (излом) осевых поверхностей, что хорошо видно на карте. Предполагавшееся ранее торцовое сочленение, хотя и имеет место, но не является единственным. Зоны сочленения хорошо выражены в геофизических полях; они совпадают с гравитационными ступенями и имеют разрывную природу. Однако важнейшая особенность разрывов состоит в том, что по каждому из них устанавливается неодинаковая амплитуда перемещений. В южных румбах амплитуда очень велика, в северных она быстро уменьшается и сходит на нет. В таких местах разрывы относятся к классу диаклазов. Подобный, как бы прикрепленный с одной стороны (или шарнирный) характер сочленения тектонических блоков или пластин свидетельствует о надвиговой природе их движений, а анализ геологической карты убеждает в том, что эти движения происходили с севера на юг. В процессе таких движений нагромождались аллохтонные пластины, а к их фронтальным (лобовым) частям были приурочены зоны резкого повышения степени метаморфизма и наложенной складчатости. В геофизических полях здесь устанавливается резкое увеличение мощности континентальной земной коры. В целом совпадение гравитационных ступеней с зонами высокотемпературного метаморфизма и наложенной складчатости со всей очевидностью указывает на взаимосвязанный характер этих явлений с процессами шарьирования, генерированными в результате движений литосферных плит Сибирской платформы, направленных с севера на юг.

Не рассматривая весь процесс в деталях, можно все же констатировать, что в целом складчатость и метаморфизм были взаимосвязаны во времени и пространстве, а их проявление носило этапный характер. Установление структурно-возрастной шкалы, т.е. последовательности структурных событий, позволило выяснить и последовательность метаморфизма, не поддававшуюся расшифровке при применении только петрологических методов. В начальную стадию, отвечавшую времени формирования F_1 , метаморфизм имел региональный характер без признаков зональности. В течение последующих стадий, совпадающих со временем возникновения F_2 и складок более высоких порядков, формируется зональный мета-

морфический комплекс, приуроченный только к тектонически ослабленным зонам шарьяжей. Выяснение пространственно-временных соотношений деформаций и метаморфизма служит, таким образом, фактической основой для разработки региональной структурно-метаморфической шкалы, учитывающей практически весь комплекс событий, происходивших в процессе формирования континентальной коры, после того как закончилось осадконакопление. В нашем случае анализ такого рода показывает, что если возникновение системы тесносжатых изоклинальных складок первого этапа было связано с общим тангенциальным сжатием толщи и сопровождалось ее слабым метаморфизмом, то в следующий промежуток времени, по-видимому после достижения максимума складчатости толщи, но в условиях продолжающегося сжатия, направленного по меридиану с севера на юг, это сжатие реализуется выжиманием покровов, шарьированием аллохтонных пластин, утолщением коры (скупиванием), сопровождается новой складчатостью и усилением метаморфизма. Последнее явление объясняется резким подъемом теплового потока по шарьяжным зонам, что и обеспечило образование метаморфической зональности. Имеющиеся петрологические данные свидетельствуют о том, что после первого этапа деформаций метаморфизм не прекращался и не шел на спад. Второй этап деформаций сопровождался локальным, но мощным усилением метаморфизма. В целом это позволяет считать рассматренный докембрийский комплекс Патомского нагорья монометаморфическим.

Выяснение последовательности структурных и метаморфических событий (структурно-метаморфическая шкала) дает, таким образом, наиболее полную и объективную картину эволюции геологических процессов на постседиментационном этапе развития.

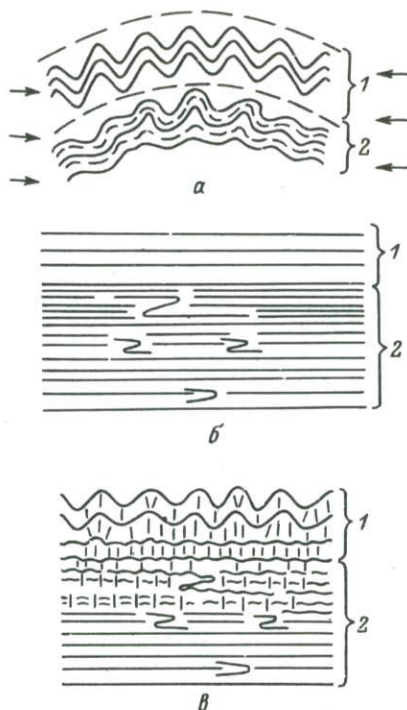
Ю.В. Миллер, А.Л. Харитонов
(ИГД АН СССР)

СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ И НЕМЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ПОРОД В ЗОНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Из всех известных особенностей деформации метаморфических комплексов важнейшей является их способность нести информацию о многократных сменах полей напряжений в условиях пластической реакции пород на внешние силы (Миллер, 1973, 1976; Эз, 1976, и др.). Этим метаморфические комплексы резко отличаются от неметаморфизованных складчатых комплексов, которые обычно запечатлевают 1, редко 2-3 этапа пластической деформации. Таким несоответствием в первую очередь и определяется проблема структурных соотношений метаморфизованных и неметаморфизованных пород в единой метаморфической зональности. Конкрет-

Рис. 1. Принципиальные схемы развития складчатости в неметаморфизованных и метаморфических породах.

А — развитие линейной складчатости по Е.И. Паталахе и Ю.В. Кузьмину (1 — нормальной, — 2 — метаморфической); б, в — схема развития складчатости по В.К. Физону: б — становление пологой сланцеватости и лежачих складок в метаморфических породах (2) в результате горизонтальной трансляции материала; в — совместное тангенциальное сжатие неметаморфизованных (1) и метаморфических (2) пород, сопровождающееся развитием системы прямых складок с крутой сланцеватостью или кливажем.



ный фактический материал, позволяющий определенно решить этот вопрос, крайне ограничен, поэтому проблема в настоящее время разными исследователями решается по-разному. При этом любое решение находится в прямой зависимости от того, как представляет себе тот или иной исследователь структурное развитие метаморфических комплексов.

Для геологов, отрицающих принципиальные особенности структурного развития метаморфических комплексов, проблемы соотношения складчатых комплексов в метаморфической зональности практически не существует. Близкую точку зрения высказывают Е.И. Паталах и Ю.В. Кузьмин (1975). По мнению этих исследователей, метаморфическая линейная складчатость и линейная складчатость в неметаморфизованных породах развиваются синхронно в результате тангенциального сжатия (рис. 1, а). Особенности метаморфической складчатости: послойная кристаллизационная сланцеватость, линейность параллельная шарнирам складок, неупорядоченный вид складчатости в поперечном сечении при упорядоченном в плане и некоторые другие — рассматриваются как результат специфических условий деформации. В частности, подчеркивается, что на уровнях проявления метаморфизма толщи приобретают свойства гидродинамических систем и литостатическое давление превалирует над стрессом.

Исследователи, которые вслед за В.В. Эзом (1976) видят моноциклическое структурное развитие метаморфических комплексов как неоднократное чередование тангенциального и радиального сжатия, вынуждены повсеместно предполагать наличие разрывов между метаморфическими комплексами и гораздо более просто деформированными неметаморфизованными образованиями. Такие соотношения не являются редкостью. И все-таки в ряде районов установлены и изучены совершенно постепенные переходы между неметаморфизованными и глубокометаморфизованными породами.

В.К. Физон (Fyson, 1971) на основе изучения зональных комплексов Канады и Пиринеев, а также обобщения материалов по некоторым другим регионам пришел к выводу, что на первой стадии становления складчатой структуры — на уровнях проявления метаморфизма — имеет место „Горизонтальная трансляция материала”, благодаря чему развиваются послынная кристаллизационная сланцеватость и системы лежащих складок (рис. 1, б). Позднее метаморфизованные и неметаморфизованные породы сминаются в складки тангенциального сжатия, постепенно затухающие на нижних уровнях земной коры (рис. 1, в). Проведенные нами исследования структурных соотношений метаморфических и неметаморфизованных комплексов в основном подтвердили факты, положенные В.К. Физоном в основу его концепции, но интерпретация этих фактов дана существенно иная. Нами изучались два зонально метаморфизованных комплекса, обнаруживающие совершенно постепенные переходы от пород, практически неметаморфизованных, к глубокометаморфизованным — удоканский в Восточной Сибири и рушанский * на Памире. Часть работы, посвященная удоканскому комплексу, написана А.Л. Харитоновым, остальное — Ю.В. Миллером.

Удоканский комплекс нижнего протерозоя в составе одноименной серии выполняет Кодаро-Удоканский прогиб, расположенный в пределах Олекмо-Витимской горной страны. Комплекс сложен неравномерно метаморфизованными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, достигает 9–11 км мощности (Салоп, 1958) и залегает с резким структурным несогласием на глубокометаморфизованных и интенсивно дислоцированных архейских образованиях олекминской серии. Породы удоканского комплекса зонально метаморфизованы в условиях андалузит-силлиманитовой фациальной серии. Метаморфизм повышается от центра прогиба, где терригенные отложения практически неметаморфизованы, к его краям и по мере приближения к комплексу основания достигает амфиболитовой фации. Одни исследователи вслед за Л.И. Салопом (1958) относят удоканский комплекс к образованиям внешнего миеогео-

* Рушанский метаморфический комплекс как совокупность пород, испытавших синхронный первичный прогрессивный метаморфизм, не совпадает строго с одноименным вещественно-литологическим комплексом, выделенным В.Н. Дроновым.

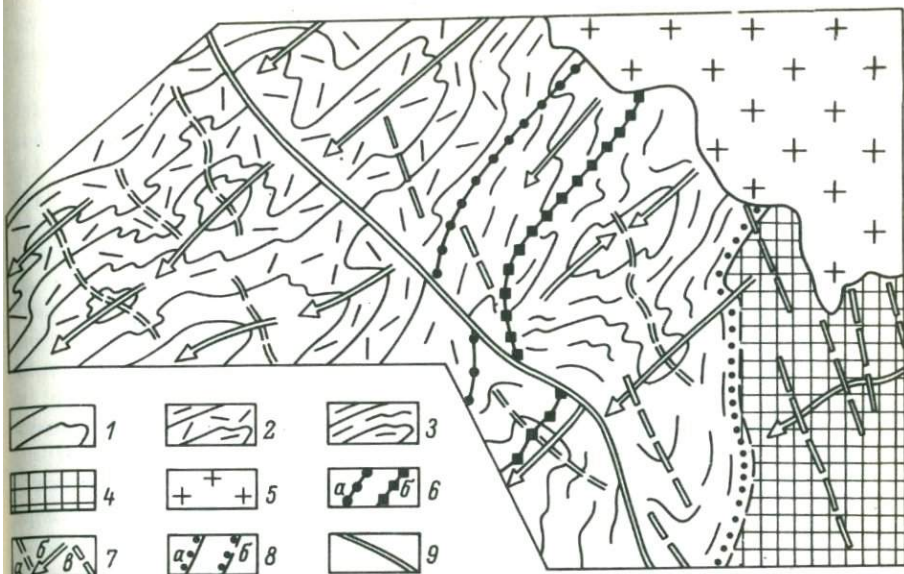
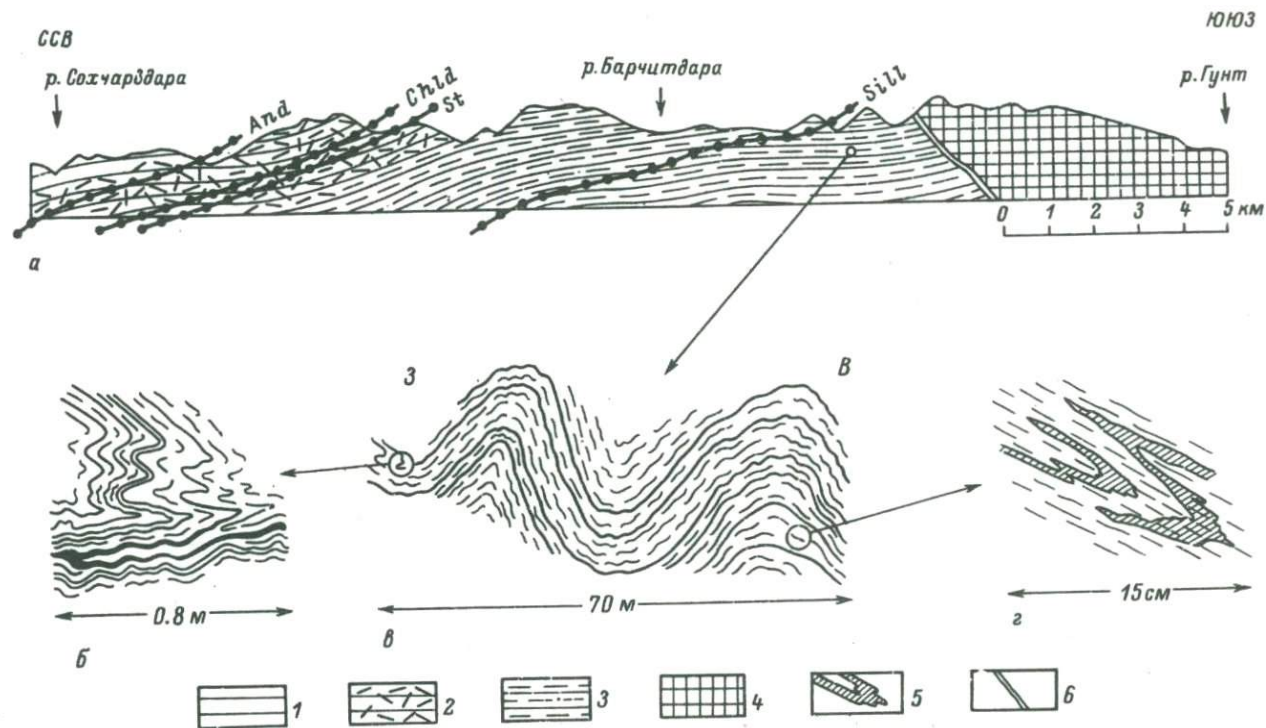


Рис. 2. Структурная схема северо-восточной части Удоканского прогиба. Составлена А.Л. Харитоновым.

1 - 3 - песчаники нижнего протерозоя (удоканская серия): 1 - слабометаморфизованные, 2 - метаморфизованные, но нерассланцованные, со структурами, близкими к роговиковым, 3 - метаморфизованные и рассланцованные, со сланцеватостью, параллельной слоистости; 4 - глубокометаморфизованные и гранитизированные образования архея (олекминская серия); 5 - сиенито-диориты и grano-сиениты палеозоя; 6 - изограды метаморфизма (а - граната, б - кордиерита); 7 - складки (а - F_2 , б - F_3 , в - F_4); 8 - контакт трансгрессивный (а - установленный, б - предполагаемый); 9 - Читкандинский разлом.

синклинального пояса байкалид, другие вслед за В.С. Федоровским и А.М. Лейтесом (1968) рассматривают его как образования эндопротоплатформенного прогиба.

Специальные структурные исследования проводились в северо-восточной части Удоканского прогиба (рис. 2). Древнейшим структурным элементом, развитым в породах удоканской серии, является послойная сланцеватость S_1 , развитая преимущественно в нижних частях разреза серии, в области повышенного метаморфизма. По мере перехода к верхним слабометаморфизованным частям разреза сланцеватость S_1 получает прерывистое развитие и, наконец, сохраняется только в пачках глинистого состава. В слабометаморфизованных песчаниках метаморфическая перекристаллизация не



сопровождается развитием сланцеватости, благодаря чему в этих породах развивается структура, близкая к роговиковой.

Слоистость и совпадающая с нею сланцеватость S_1 (там, где она развита) деформированы системой линейных складок F_2 , имевших первоначально выдержанное северо-западное простирание, но впоследствии сильно искаженных наложенными деформациями. Это пологие симметричные складки с субвертикальными осевыми поверхностями. Вероятно, складки F_2 распространены шире, чем показано на структурной схеме (рис. 2), но выявить их в условиях наложенной складчатости не всегда представлялось возможным. Складки F_3 развиты на всей изученной территории. Это крупные линейные структуры с размахом крыльев в несколько километров, определяющие доминирующее северо-восточное простирание пород в пределах изученного участка. С крутыми осевыми поверхностями складок в глубокометаморфизованных породах связана сланцеватость, в слабометаморфизованных и нематоморфизованных — кливаж. Соответственно наблюдается совершенно постепенный переход от кристаллизационной сланцеватости, строго параллельной осевым поверхностям складок, через минерализованный кливаж к грубому кливажу, образуемому в замках антиклиналей конвергентный веер. Складки F_4 северо-северо-западного простирания в пределах удоканского комплекса развиты локально — в узких изолированных зонах, но в комплексе основания именно эти складки получили повсеместное развитие и в значительной степени затушеввали ранее сформированные структурные формы — и удоканские, и доудоканские. Последовательно развитые складки F_2, F_3, F_4 определили сложный, интерференционный характер результирующей структуры удоканского комплекса. Складчатая структура осложнена системами разрывов, из которых на исследованной территории наиболее крупный — Читкандинский, совпадающий с долиной р. Читканды.

В рушанском метаморфическом комплексе на Памире зональному метаморфизму подвергаются миогеосинклинальные отложения пермо-триасового возраста. Нами изучалась узкая полоса, вытяну-

Рис. 3. Структура рушанского метаморфического комплекса.

а — разрез по правому склону долины Пянджа; б — складки F_2 ; в — складки F_3 ; г — соотношение сланцеватости S_1 с деформированными гранитными жилами; 1-3 — алевриты и мелкозернистые песчаники верхнего триаса: 1 — нематоморфизованные, 2 — метаморфизованные, но нерассланцованные, со структурами, близкими к роговиковым, 3 — метаморфизованные и рассланцованные, со сланцеватостью, параллельной слоистости; 4 — глубокометаморфизованные и гранитизированные образования архея (ваханская серия); 5 — деформированные гранитные жилы; 6 — разлом. Метаморфические изограды (на разрезе): And — андалузита, Chld — хлоритоида, St — ставролита, Sili — силлиманита.

тая в северо-северо-восточном направлении по правому склону долины Пянджа, к северу от Хорога. Здесь комплекс представлен неравномерно метаморфизованными монотонными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, обогащенными органическим веществом и содержащими флористические остатки верхнего триаса. Метаморфизм повышается с севера на юг: по мере приближения к комплексу основания, представленному ваханской серией архея (Бадахшанский массив), последовательно располагаются изограды андалузита, хлоритоида, ставролита, силлиманита (рис. 3, а). В зонах ставролита и силлиманита установлен локально развитый дистен, что свидетельствует о последовательном проявлении метаморфизма фациальных серий низких и высоких давлений.

Первый структурный элемент — кристаллизационная сланцеватость S_1 располагается параллельно слоистости. Между породами, метаморфизованными и рассланцованными по системе S_1 , и породами, практически неметаморфизованными, расположена обширная зона, в которой породы испытали значительную перекристаллизацию (до условий эпидот-амфиболитовой фации включительно), но лишены сланцеватости, благодаря чему по структурным особенностям напоминают роговики. В обнажениях можно проследить весь процесс становления сланцеватой текстуры от момента ее зарождения до весьма совершенной сланцеватости, в образовании которой принимает участие все вещество породы. В высокотемпературной зоне, вблизи контакта с комплексом основания, сланцеватость S_1 пересекает гранитные жилы и оказывается расположенной таким образом, что отвечает осевым поверхностям складок, деформирующих эти жилы (рис. 3, г).

Структурные формы следующего этапа деформации — складки F_2 мелкие, лежачие, сжатые или изоклинные, изгибают слоистость и совпадающую с нею сланцеватость S_1 (рис. 3, б). Они распространены только в породах метаморфизованных и рассланцованных. На третьем этапе деформации развиваются крупные и мелкие складки F_3 с крутыми осевыми поверхностями (рис. 3, в), определяющие региональную структуру Памира — дуги, обращенные выпуклой стороной к северу. В отличие от ранее сформированных форм складки F_3 получают сквозное развитие и в метаморфизованных и в неметаморфизованных породах. При выходе в породы неметаморфизованные их морфология значительно упрощается, в частности утрачиваются мелкие дополнительные формы. На разрезе (рис. 3, а) складки не получили отражения: F_2 — поскольку они весьма мелкие, F_3 — ввиду того, что разрез примерно совпадает с простиранием их осевых поверхностей. История структурного развития завершается образованием нескольких систем трещин, получивших распространение во всех метаморфических зонах и в неметаморфизованных породах.

Таковы структурные соотношения метаморфических и неметаморфизованных пород в изученных зонально метаморфизованных комплексах. Но чтобы разобраться в том, какие геологические

события и в какой последовательности проявленные могли привести к наблюдаемым соотношениям, необходимо ответить на вопрос, как сформировалась сланцеватость S_1 , совпадающая с напластованием: является ли она миметической – пассивно наследующей слоистость или представляет собой структурный элемент – результат пластической деформации. Действительно, сланцеватость S_1 обнаруживает свойства, которые могут показаться противоречивыми: с одной стороны, располагается строго параллельно слоистости, что, как будто бы, легче объяснить с позиции миметической сланцеватости, с другой – отвечает осевым поверхностям складок и пересекает гранитные жилы, т.е. ведет себя как деформационный плоскостной элемент.

На первый взгляд, повсеместное совпадение сланцеватости S_1 с напластованием явно указывает на ее миметический генезис. И все-таки такое объяснение вызывает серьезные возражения. Во-первых, слоистость в обоих рассмотренных комплексах грубая: она видна в обнажениях, но уже в образцах ее сплошь и рядом не видно, тем более она не наблюдается в шлифах. Сланцеватость, наследующая такую слоистую текстуру, должна развиваться локально – главным образом по границам слоев. Между тем реально развитая сланцеватость, там где она совершенная, пронизывает весь объем породы, отчетливо фиксируется в каждом мельчайшем ее фрагменте и явно не становится более интенсивной на границе слоев. Во-вторых, если все-таки допустить, что это сланцеватость миметическая, остается непонятным, почему в одних метаморфических зонах она развита, в других – нет, в то время как характер слоистости и литология пород сохраняются неизменными. Отсутствие сланцеватой текстуры в краевых метаморфических зонах зонально метаморфизованных комплексов ясно показывает, что для получения сланцеватости недостаточно поместить слоистые породы в условия метаморфизма и литостатического давления, необходимо еще одно условие – стресс. Об этом же свидетельствуют общеизвестные особенности роговиков: для них характерна массивная текстура, лишенная сланцеватости, хотя роговики развиваются, как правило, по слоистым породам. Причина все та же – отсутствие деформации, синхронной с метаморфической перекристаллизацией. Таким образом, даже если не принимать во внимание расположение сланцеватости, параллельное осевым поверхностям складок, изгибающих гранитные жилы, – факт совершенно недвусмысленный, но установленный лишь для рушанского комплекса, – даже в этом случае объяснить наблюдаемые явления возможно лишь с позиции деформационного генезиса сланцеватости S_1 . Сланцеватость как деформационный плоскостной элемент занимает в поле напряжений совершенно определенное положение – она располагается субперпендикулярно к максимальному сжимающему напряжению (Паталаха, 1970; Миллер, Милькевич, 1975; Roberts, Stromgard, 1972; Wickham, 1972, и др.). Это значит, что сланцеватость деформационного генезиса, параллельная напластованию, может рассматри-

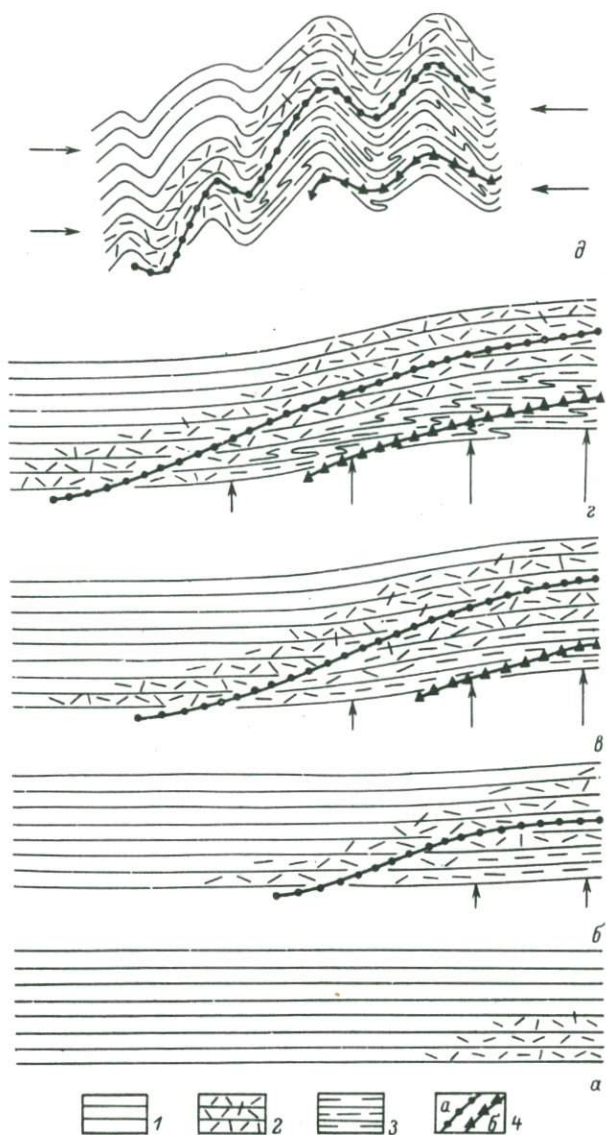


Рис. 4. Принципиальная схема становления складчатой структуры и метаморфической зональности в области перехода от неметаморфизованных пород к метаморфизованным.

1 - неметаморфизованные породы; 2 - метаморфизованные, но нерассланцованные породы, со структурами, близкими к роговиковым; 3 - метаморфизованные и рассланцованные породы, со сланцеватостью, параллельной слоистости; 4 - метаморфические изограды (а - низкотемпературная, б - высокотемпературная).

ваться как отражение радиального сжатия, ориентированного субперпендикулярно к слоистости.

Теперь попробуем восстановить характер и общую последовательность геологических событий, приведших к наблюдаемым соотношениям метаморфических и неметаморфизованных складчатых комплексов. На первой стадии становления метаморфической зональности (рис. 4, а) перекристаллизация не сопровождается деформацией, что выражается в развитии структур, близких к роговикам. Не исключено, что в ряде случаев одновременно с такой перекристаллизацией происходит локальное развитие миметической сланцеватости, наследующей первичноосадочные текстуры, подводно-оползневые смятия, знаки ряби и пр.

При дальнейшем подъеме фронта метаморфической перекристаллизации (рис. 4, б, в) на нижних уровнях комплексов в результате действия радиальных сил происходит становление деформационной кристаллизационной сланцеватости, которая может повсеместно располагаться параллельно слоистости (как это имеет место в рассмотренных комплексах), а может лишь приблизительно совпадать с напластованием и на отдельных участках пересекать слоистость (как это имеет место во многих комплексах). При этом первая сланцеватость повсеместно развивается по породам, предварительно испытывавшим большую или меньшую перекристаллизацию. Развитие сланцеватости, параллельной напластованию, по существу представляет собой синхронное с метаморфической перекристаллизацией сплющивание пород в плоскости слоистости. При этом плоскостные элементы, которые до деформации были ориентированы под углом к слоистости, например жилы гранитов, должны сминаться в складки, с осевыми поверхностями которых совпадает сланцеватость S_1 . Сама слоистость в этом случае складки не образует, поскольку занимает положение плоскости нулевой складчатой деформации (Миллер, 1970). Так или примерно так можно объяснить наблюдаемые в рушанском комплексе соотношения сланцеватости S_1 со слоистостью и деформированными в складки гранитными жилами.

В некоторых случаях радиальное сжатие находит отражение в развитии структурных форм только одного этапа деформации, подобно тому как это имело место в удоканском комплексе. Значительно чаще система сформированной сланцеватости рано или поздно приходит в противоречие с полем напряжений (Миллер, 1976) и сама начинает сминаться в складки под действием тех же радиальных сил (рис. 4, г). Происходит это или в результате непостоянства ориентировки действующих сил, или в результате изменения угла наклона сланцеватости при постоянной ориентировке сжатия. Обращает на себя внимание, что структурные формы, обусловленные радиальным сжатием, нигде не выходят за контуры метаморфических пород.

Наконец, на определенной стадии становления складчатой структуры происходит коренная смена полей напряжения — радиаль-

ное сжатие сменяется тангенциальным (рис. 4, д). В результате ранее сформированная структура, обусловленная одним или несколькими последовательно проявленными этапами деформации, сминается в складки с крутыми осевыми поверхностями. К началу тангенциального сжатия оказываются сформированными не только структурные формы, обусловленные радиальными движениями, но и системы метаморфических изоград, которые также сминаются в складки (рис. 4, д). В то же время деформацию изометаморфических поверхностей удается выявить лишь в редчайших случаях (В. Нагорный, Ю. Нагорный, 1971), что связано с рядом причин: нечеткостью изоград как геометрических поверхностей, продолжающихся в процессе тангенциального сжатия подъемом фронта метаморфической перекристаллизации и др. Тангенциальное сжатие может быть устойчивым по направлению и приводить к становлению одной четко выраженной системы складок, как в рушанском комплексе, или меняться по направлению и приводить к нескольким системам складок разного простирания, как это установлено для удоканского комплекса. В отличие от предшествующих структурных форм складки, формирующиеся в условиях тангенциального сжатия, получают развитие в породах как метаморфических, так и в неметаморфизованных. В породах метаморфических они накладываются на ранее сформированные сланцеватость и лежачие складки, отражающие радиальное сжатие, в породах неметаморфизованных оказываются практически первыми наблюдаемыми структурными формами.

Рассмотренный фактический материал и его интерпретация показывают, что для метаморфических комплексов характерно структурное развитие, начинающееся с радиального сжатия, после чего следует сжатие тангенциальное. Такое развитие соответствует выделенному нами полному деформационному циклу (Миллер, 1973, 1977). В неметаморфизованных комплексах радиальное сжатие не проявляется и структурное развитие сразу начинается с тангенциального сжатия — такое развитие соответствует сокращенному или редуцированному деформационному циклу (Миллер, 1977). При переходе от метаморфизованных пород к неметаморфизованным структурные формы, отражающие радиальное сжатие, утрачиваются — происходит смена полного деформационного цикла редуцированным. В этом, по-видимому, и заключается сущность структурных соотношений метаморфических и неметаморфизованных складчатых комплексов, развивающихся в рамках единой метаморфической зональности.

Список литературы

М и л л е р Ю. В. О складчатой деформации плоскостей, ориентированных под углом к оси вращения, при складкообразовании. — В кн.: Петрология и структур. анализ кристаллич. образований. — Л., 1970, с. 193–203.

Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с. 88-93.

Миллер Ю.В. Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм. - Геотектоника, 1976, № 6, с. 99-108.

Миллер Ю.В. Закономерности развития деформационных циклов. - В кн.: Структур. эволюция метаморфич. комплексов. Л., 1977, с. 112-129.

Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. О структурных преобразованиях, сопряженных с наложенным зональным метаморфизмом. - Геотектоника, 1975, № 6, с. 91-100.

Нагорний В.М., Нагорний Ю.М. Положения меж групп метаморфізму вугілля відносно складчастих дислокацій північно-західної частини Донбасу. - Доповіді АН УРСР, 1971, № 12, с. 1070-1073.

Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течений в зонах смятия. Алма-Ата, 1970. 216 с.

Паталаха Е.И., Кузьмин Ю.В. Метаморфическая складчатость линейного типа - структурная модель. - Труды Ин-та геол. наук АН Каз. СССР, 1975, т. 35, с. 106-118.

Салоп Л.И. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. - В кн.: Труды межведомств. совещ. по разработке унифицир. схем Сибири. М., 1958, с. 170-206.

Федоровский В.С., Лейтес А.М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны. - Геотектоника, 1968, № 4, с. 114-127.

Эз В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М., 1976. 167 с.

Fyson W.K. Fold attitudes in metamorphic rocks. - Amer. J. Sci., 1971, vol. 270, N 5, p. 373-382.

Roberts D., Stromgard K. A comparison of natural and experimental strain patterns around fold hinge zones. - Tectonophysics, 1972, vol. 14, N 2, с. 105-120.

Wickham J.S. Structural history of Portion Blue Ridge, Northern Virginia. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, vol. 83, N 3, p. 723-760.

ОСОБЕННОСТИ
СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ КОМПЛЕКСОВ
В ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

М.Л. С о м и н
(ИФЗ АН СССР)

СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ФАНЕРОЗОЯ

Изучение тех фанерозойских метаморфических комплексов, возраст исходных пород, время метаморфизма и положение в региональной структуре которых может быть хорошо установлено, имеет особо важное значение для понимания условий образования гранитно-метаморфического слоя складчатых систем. Комплексы именно такого типа известны на Большом Кавказе и Кубе, и результаты их структурного исследования, проведенного автором совместно с Ю.П. Видяпиным (на Кавказе) и Г.Мильяном (на Кубе), положены в основу этого сообщения.

Центрально-кавказский метаморфический комплекс выступает в пределах тектонической зоны Главного хребта Большого Кавказа. Возраст его раннегерцинский. Верхняя часть этого комплекса, выделяемая под названием лабино-бульгенской (или лабинской) серии, относится к среднему девону-нижнему карбону, что доказывалось совокупностью палеонтологических, литологических и радиометрических данных (Сомин, 1971; Адамия и др., 1975). Согласно залегающая ниже макерская серия соответствует, по-видимому, нижнему палеозою-среднему девону; не исключено, что среди ее выходов имеются реоморфизованные блоки докембрия. Описываемый комплекс испытал полиметаморфизм, прогрессивная стадия которого осуществлялась при низком давлении (андалузит-силлиманитовый тип) и крутом вертикальном температурном градиенте; подавляющая часть его пород была при этом метаморфизована в условиях алмадин-амфиболитовой фации. Минеральные ассоциации, возникшие при диафорезе, соответствуют зеленосланцевой фации. Галька претерпевших полиметаморфизм пород присутствует в неметаморфизованных отложениях среднего карбона, более молодых толщ верхнего палеозоя и нижней юры, которые несогласно налегают на метаморфическое основание. Эти отложения дислоцированы; метаморфизм их, как правило, не глубже ступени аспидных сланцев.

Участки Дамхурц, Лаштрак и Гвандра, где было проведено структурное изучение метаморфических толщ, находятся в поле развития лабино-бульгенской серии. На участках Дукка (Аркасара) и Имеретинка обнажается макерская серия. Все названные участки, кроме гвандринского, были закартированы нами в масштабе от 1:2000 до 1:14000; размер участков от 2 до 30 км².

Карта участка Дамхурц, где обнажается стратотипический разрез лабинской серии, была опубликована ранее (Сомин, Видяпин, 1974). Самые ранние из распознаваемых деформаций здесь представлены разрывами, заполненными роговообманковыми жилками. Жилки под различными углами пересекают плоскости слоистости вмещающих плагиогнейсов. Они смяты в сильно сжатые складки F_1 , при этом роговая обманка жилок ориентирована параллельно осевым поверхностям (ОП) этих складок и сланцеватости вмещающих слоистых пород. В последних складки F_1 всегда мелкие, развиты спорадически, причем их количество и размеры зависят от состава пород. Кристаллизационная сланцеватость S_1 (биотит, роговая обманка, мусковит, кварц-плагиоклазовые агрегаты) пересекает слоистость в замках этих тесно сжатых и изоклинальных форм, но так как последние развиты ограниченно, то сланцеватость практически параллельна слоистости (Сомин, Видяпин, 1974). Крылья складок F_1 часто срезаются косопроходными разрывами, минерализованными так же, как и сланцеватость. Следовательно, эти разрывы образовались в стадию прогрессивного метаморфизма. Соосевые с F_1 складки F_2 изгибают S_1 и сами обычно не несут сланцеватости; исключительно редко с ними связан веерообразный кливаж. Размер этих субизоклинальных форм также невелик — первые метры, но за пределами участка их амплитуда достигает по меньшей мере первых десятков метров. Разрывы, срезающие крылья F_2 и образовавшиеся раньше складок F_3 , минерализованы кварцем и эпидотом. Породы с обрывками складок F_2 включены, по данным Ю.П. Видяпина, в виде ксенолитов в пегматоидные плагиограниты. Последние подверглись разлинованию и изгибанию в складки F_3 , морфологически сходные с формами предшествующей генерации, но имеющие иную ориентировку шарниров. Разрывы, возникшие на этой стадии деформации, выполнены кварцевым и кварц-хлоритовым материалом. По-видимому, именно эти разрывы, срезающие отдельные литологические горизонты, сильно усложнили общую структуру участка. Ряд мезоскопических форм завершается локально развитыми открытыми складками F_4 , деформирующими все более ранние структуры. Вслед за ними образовались разрывы, минерализованные кварцем, хлоритом и кальцитом. Хлоритизация затронула биотит как метаморфических пород, так и плагиогранитов. Важно отметить, что все эти события произошли до среднего карбона, т.е. в интервале, соответствующем судетской фазе складчатости.

Основная складчатая структура района — Дамхурцевская синклиналь, имеющая килевидно-воронкообразную форму и сопряженная

с более пологими антиклиналями. Она определенно наложена на складки по крайней мере первых трех генераций, что доказывается их вращением вокруг ее шарнира. Развитие этой структуры, вероятно, началось еще в конце раннего карбона, но в основном происходило в позднем палеозое и на альпийском этапе. На это указывает сходный характер и аналогичная ориентировка крупных складок в отложениях лейаса, соприкасающихся с метаморфическими толщами участка. Заканчивая краткую характеристику последнего, важно отметить, что в связи с незначительной ролью складок ранних генераций здесь удается вполне однозначно восстановить стратиграфическую последовательность толщ, которая в целом контролируется Дамхурцевской синклиналью и другими сопряженными с ней структурами поздней генерации.

На участке Лаштрак, в 25 км восточнее, структура тех же горизонтов разреза значительно сложнее. Здесь повсеместно развиты изоклиналильные складки F_2 с амплитудой до 30 м и, возможно, больше. Вдоль ОП этих складок развита кристаллизационная сланцеватость, выраженная ассоциациями альмандин-амфиболитовой фации; широко развиты стерженьковые структуры. Упомянутая сланцеватость пересекает кварц-плагиоклазовые агрегаты, связанные с тесно сжатыми складками F_1 . Таким образом, на Лаштраке имеются две генерации складок, формирование которых происходило одновременно с прогрессивным метаморфизмом. Тогда же имело место и образование первых разрывов. Складки F_3 деформируют S_2 и не несут собственной сланцеватости. Это сильно сжатые, обычно опрокинутые формы, соосевые с F_2 . Складки следующей, четвертой, генерации, развиты локально и представлены открытыми формами с длиной волны до 10 м. Альпийские движения, по-видимому, привели к наклону всех структурных элементов на юго-запад (рисунок).

В 80 км юго-восточнее, на участке Гвандра, наблюдается еще более сложная эволюция структур мезоскопического ранга. Наиболее ранний (из распознаваемых в обнажении) структурный элемент представлен мигматитовой полосчатостью S_1 . По-видимому, ее формированию предшествовало развитие сланцеватости и сжатых складок. Эта полосчатость изогнута в подобные складки F_2 , с которыми ассоциирует кристаллизационная сланцеватость S_2 (по биотиту, мусковиту, роговой обманке), часто переходящая в бластомилонитовую полосчатость. На следующей стадии образовались локальные кососекущие зоны рассланцевания, в которых кристаллизовались биотит и кварц, и мелкие асимметричные складки. Складкообразование завершилось опрокинутыми к югу формами F_4 , имеющими довольно крутые шарниры. По-видимому, они одновозрастны с основной структурой этого района — опрокинутой Клычской антиклиналью, ширина которой достигает 12 км при амплитуде в десятки километров (Сомин, 1971). Это в значительной мере уже альпийская структура: лейас на ее южном крыле также залегает в опрокинутом положении.



Геологическая карта северной части участка Лаштрак. Составил Ю.П. Видяпин.

1 - четвертичные отложения; 2-4 - метаморфический комплекс: 2 - кварцитовые сланцы; 3 - кварц-слюда-ные сланцы, 4 - амфиболиты; 5 - альпийские диабазы; 6 - геологические границы (а - прослеженные, б - предполагаемые); 7 - границы с четвертичными отложениями; 8 - разрывы (а - прослеженные, б - предполагаемые); 9 - ориентировка кристаллизационной сланцеватости (а - наклонная, б - вертикальная, в - горизонтальная); 10 - ориентировка элементов складок (а - шарниры, б - осевые поверхности).

Детальная геологическая карта и характеристика структуры участка Дукка были опубликованы в более ранних работах (Сомин, 1971; Видяпин, Сомин, 1975). Здесь устанавливается смена до четырех поколений складок и связанных с ними разрывов, из которых складки F_1 несут сланцеватость осевой поверхности, а остальные лишены ее. Три первых генерации складок представлены изоклинальными и субизоклинальными формами; при этом F_1 и F_2 мелкие, развиты отнюдь не повсеместно, а складки F_3 достигают по амплитуде 500 м и, возможно, 2–3 км, причем зеркало этих складок расположено довольно круто, что делает общую структурную картину района весьма сложной. Складки F_3 и срезающие их крылья продольные разрывы (надвиги) изогнуты в куполовидные антиформы, сопряженные с сильно сжатой синаформой. На крутом крыле антиформы Дукка так же круто залегают отложения лейаса, что позволяет судить о времени оформления этой структуры. Как и во всех остальных районах Главного хребта, строение его метаморфического комплекса в данном случае сильно осложнено крутыми альпийскими разрывами. Однако значительно большую роль здесь должны играть пологие разрывные нарушения типа надвигов, образовавшиеся во временном интервале F_1 – F_2 . Это предположение позволяет объяснить выпадение из разреза южной части хребта Аркасара мощной существенно гнейсовой толщи.

Крупные пологие надвиги, вероятно, имеются и на участке Имеретинка (междуречье Мамхурца и Цахвоа), что объясняет присутствие здесь полого залегающих линз серпентинитов на границе толщ разного состава. Что касается складчатой структуры участка, то она выглядит значительно проще, чем на Дукке. Амплитуда складок F_3 не превышает 15 м, ранее возникшие складки, в том числе синметаморфические F_1 , еще меньше по размеру и не имеют повсеместного распространения. В результате, как показало картирование, на этом участке площадью около 30 км² распределение стратиграфических горизонтов контролируется в основном поздней складчатой структурой – обширной (до 8 км в поперечнике) коробчатой антиклиналью. Она имеет существенно альпийский возраст, о чем можно судить по условиям залегания отложений лейаса на ее северном крыле.

Севернее структур Главного хребта, отделяясь от них грабен-синклинальной депрессией, выступают фаунистически охарактеризованные девон-нижнекаменноугольные отложения зоны Передового хребта. В литолого-стратиграфическом отношении они аналогичны разрезу участка Дамхурц, но их метаморфизм не выходит за пределы первой ступени зеленосланцевой фации. Характер складчатой структуры этого комплекса легко устанавливается по маркирующим пачкам мраморов и конгломератов. Это крупные пологие брахиформные складки F_2 и волнистые моноклинали. В их пределах удается обнаружить более ранние складки F_1 , представленные лишь мелкими (дециметры, редко первые метры по амплитуде) резко асимметричными формами, зеркало которых практически параллельно

плоскостям слоистости и сланцеватости. Два последних элемента пересекаются в замках этих лежащих субизоклинальных форм. Обшая структура доверхнепалеозойского комплекса Передового хребта, однако, далека от простой, так как здесь широко развиты шарьяжи. Аллохтонные пластины силурийских кремнисто-глинистых сланцев, нижнепалеозойских офиолитов (местами значительно метаморфизованных) и метаморфических толщ неизвестного возраста на большей части Передового хребта перекрывают умянутые выше автохтонные массы среднего палеозоя, а сами трансгрессивно и несогласно перекрываются неметаморфизованными отложениями среднего карбона. Складки F_2 общие для авто- и аллохтонных элементов; они, так же как и разрезающие их некоторые крутые разломы, образовались до среднего карбона, т.е. в связи с судетской фазой складчатости. Однако значительное количество разломов нарушает и верхнепалеозойские отложения. Складчатые деформации послесреднекаменноугольного возраста были весьма незначительными.

На территории Республики Куба были изучены метаморфические толщ мезозойского возраста (Сомин, Мильян, 1974; Мильян, 1975). Они разделяются на два формационных типа: карбонатно-терригенный и вулканогенный. Находки органических остатков и литологическая корреляция показывают, что в состав первого из них входят юрские и, возможно, какая-то часть нижнемеловых отложений. Метаморфизм произошел в предкампанское время, очевидно, в связи с субгерцинской фазой складчатости. Он относится к барроусскому (о-в Пинос) и глаукофансланцевому (горы Эскамбрай) типам и характеризуется отчетливой зональностью.

В метатерригенных породах зеленосланцевой зоны Пиноса хорошо различаются слоистость S_0 и сланцеватость S_1 по мусковиту и кварцу. Сланцеватость связана с очень мелкими складками F_1 , шарниры которых создают стерженьковые структуры на поверхности S_0 . Гораздо больше складки F_2 , амплитуда которых достигает первых километров (см. карту в работе Сомина, Мильяна, 1974). Это субизоклинальные, соосевые с F_1 формы, вдоль ОП которых обычно развит интенсивный кливаж; в его плоскостях происходит частичная переориентировка мусковита. Большая амплитуда данных складок и крутое положение их зеркала определяют их важнейшую роль в общей структуре. Осевые поверхности F_2 испытали изгибание в связи с формированием складок F_3 - открытых форм, с которыми лишь локально связан кливаж разлома. Основная же структура третьей генерации представлена крупной антиформой с очень пологим сводом и крутыми крыльями. Судя по сходному простираанию шарниров более ранних складок на крыльях этой структуры, она сформировалась при вертикально направленных усилиях. Принципиально сходный характер имела структурная эволюция толщ в альмандин-амфиболитовой зоне Пиноса. Следует лишь отметить несколько больший размер (амплитуду) складок F_1 , а также то, что складки F_2 здесь сжаты сильнее, чем в зеленосланцевой зоне. Значительно теснее сжаты и складки F_3 , которые в

этой зоне опрокинуты на запад. Суммарная структурная картина в обеих зонах оказывается столь сложной, что о стратиграфической последовательности толщ можно судить лишь на основе литологической корреляции с неметаморфизованными толщами юры Западной Кубы.

Структура карбонатно-метатерригенного комплекса в горах Эскамбрай похожа на структуру зеленосланцевой зоны Пиноса. Самые поздние складчатые структуры здесь представлены куполовидной и куполовидной-веерообразной антиформами с размерами поперечника до 40 км. В купола деформированы две генерации крупных субизоклинальных складок, из которых практически повсеместное распространение имеют складки F_2 с амплитудой до 8 км (Сомин и Мильян, 1974, рис. 4). Их ОП изогнуты параллельно краям антиформ и наклонены к их плоским сводам; вдоль ОП обычно развит кливаж, наложенный на кристаллизационную сланцеватость. Шарниры F_2 обычно имеют северо-западное простирание. Складки F_3 сжаты слабее, не несут кливажа, простираются обычно на северо-восток, развиты локально. Складки F_1 , синхронные с кристаллизационной сланцеватостью, удается видеть исключительно редко и только в виде очень мелких форм. Разрывные нарушения комплекса относятся по крайней мере к трем генерациям. Одни из них образовались непосредственно вслед за складками F_2 , срезают их крылья, сами же деформированы при формировании антиформ. На поздних стадиях развития последних возникли местные шарьяжи и надвиги массивных мраморов. Наконец, в связи с поднятием куполов в третичное и четвертичное время, возникла система радиальных и кольцевых крутых разломов.

Следует указать, что тот же комплекс юрских пород Кубы вне области регионального метаморфизма характеризуется лишь одной генерацией складок. Они обычно опрокинуты и в глинистых породах несут кливаж осевой плоскости.

Одна система крупных, частью опрокинутых складок развита и в вулканогенном меловом комплексе острова в тех районах, где он не был охвачен метаморфизмом. В пределах ареалов последнего (юг Центральной Кубы, горы Пурьяль) к этой единственной генерации складок добавляются еще одна или две, более ранние, всегда незначительные по размеру, самая первая из которых связана с метаморфической сланцеватостью. Метаморфизм (в зеленосланцевой фации) и складкообразование в меловом комплексе произошли в узком интервале между сеноном и кампан-маастрихтом.

Все вышележащее позволяет сделать следующие выводы.

Изученные комплексы существенно различаются по возрасту, формационному составу, тектоническому положению, типу и интенсивности регионального метаморфизма. Тем не менее они обладают рядом общих важных черт структуры и структурной эволюции, что позволяет считать эти черты характерными для всех или для большей части метаморфических комплексов фанерозоя. Литературные

данные по молодым метаморфическим толщам других регионов подтверждают правомочность такого вывода.

1. Для структуры этих комплексов характерно развитие сильно сжатых вплоть до изоклинальных и предельно сплюснутых, нередко будинированных складок и сопряженных с ними продольных и косопродольных разрывов, наложение одних складчато-разрывных дислокаций и плоскостных текстур (сланцеватости, мигматитовой полосчатости, кливажа) на другие. В этом отношении комплексы фанерозоя аналогичны комплексам метаморфитов докембрия.

Наиболее специфический элемент их строения — тесно сжатые складки, осевые поверхности которых параллельны кристаллизационной сланцеватости пород. В большей части случаев это формы очень незначительного размера, развитые не повсеместно, иногда весьма локально; частота их встречаемости и размеры зависят от состава пород. По-видимому, наиболее типичен случай, когда эти складки не имеют в общей структуре сколько-нибудь заметного значения. Это резко отличает их от складок общего смятия (продольного сжатия) в неметаморфизованных толщах, с которыми связан кливаж осевой плоскости. Последний всегда на значительных участках несогласен со слоистостью, тогда как сланцеватость в связи с характером ранних синметаморфических складок может пересекать слоистость в очень редких случаях. Ю.В. Миллер и др. (1973) описывают примеры практически полного совпадения слоистости и сланцеватости в некоторых метаморфических комплексах докембрия. Ю.В. Миллер считает такую ситуацию не исключением, а правилом. Очевидно, можно сделать вывод, что кристаллизационная сланцеватость и кливаж часто (всегда?) образуются в разных кинематических обстановках; первая не является, как это принято считать, кливажем, вовлеченным в область метаморфизма. Если это заключение верно хотя бы для части случаев, то оно имеет важное практическое значение для геологов: наличие сланцеватости еще не означает обязательного присутствия системы крупных, разновозрастных с ней складок.

2. Степень сложности структуры фанерозойских комплексов варьирует в широких пределах. В одних случаях она настолько велика, что установить стратиграфическую последовательность толщ невозможно или чрезвычайно трудно (например, в горах Эскамбрия на Кубе). В других случаях, когда роль складок и разрывов ранних генераций незначительна, эта последовательность устанавливается вполне однозначно уже при картировании в относительно мелком масштабе (участки Имеретинка и Дамхурц на Кавказе). Наконец, складчатая структура таких комплексов, как зеленосланцевый средний палеозой Передового хребта Большого Кавказа, сложна лишь в мельчайших деталях, в целом же можно уверенно говорить и о последовательности напластования, и о соотношениях мощностей толщ. Приведенные примеры показывают, что степень сложности структуры разных комплексов не коррелируется прямо ни с их возрастом, ни с уровнем прогрессивного метаморфизма:

мезозойские зеленосланцевые толщи Эскамбрия имеют в целом более сложную структуру, чем палеозойский центрально-кавказский комплекс, метаморфизованный в основном в альмандин-амфиболовой фации. Хорошо известна чрезвычайная сложность структуры мезозойских зональных метаморфических толщ пеннинских покровов Альп. Вместе с тем в пределах единых зональных комплексов в толщах, занимающих одинаковую структурно-стратиграфическую позицию, складки первых генераций в зонах более глубокого метаморфизма обычно сильнее сплюснены, имеют большую амплитуду и встречаются чаще. В целом, если говорить о сравнении разных комплексов, то можно прийти к достаточно тривиальному выводу, что степень сложности структуры зависит от интенсивности напряжений. Все это в конечном счете должно определяться тектоническим положением пород данного комплекса среди региональных структур первого порядка и динамическими соотношениями последних.

3. Структурная эволюция метаморфических комплексов фанерозоя сходна с таковой докембрийских толщ. И там, и здесь сильно сжатые складчатые формы сменяются в конечном счете открытыми складками и крутыми разрывами. Не являются спецификой докембрия и структуры типа куполов. Они, как было показано, оформляются на поздних стадиях эволюции метаморфических комплексов и часто сопряжены с подчиненными им узкими, шелевидными, иногда пережатыми синклиналями. Купола (антиформы), сложенные палеозойскими толщами, известны помимо Большого Кавказа на Восточном Урале, в Альпах, осевой зоне Пиренеев, Аппалачах; мезозойские купола описаны в Забайкалье, на юге Канадских Кордильер, юго-востоке Новой Гвинеи. Развитие куполов, как это видно на примерах Кавказа, Кубы или массива Пельву в Альпах, обычно выходит за пределы одной эпохи складчатости, т.е. является весьма длительным.

Деформации начинаются до достижения региональным метаморфизмом максимальных значений температуры и давления и, вполне вероятно, еще до начала метаморфизма. В рассмотренных примерах к этой ранней стадии относится формирование разрывов и, по данным Ю.П. Видяпина, расплющивание и периориентировка галек конгломератов в породах лабино-бульгенской серии. В каледониде Британии и Скандинавии и в более молодых комплексах Аппалачей и Альп на первом этапе возникли крупные надвиги, шарьяжи и лежащие складки, а уже затем произошел метаморфизм, синхронный образованию системы новых тесно сжатых складок. Это обстоятельство подчеркивали Ден Текс (Den Tex, 1963), многие британские геологи (Беннисон, Райт, 1972), а в советской литературе В.С. Буртман (1972) и В.А. Глебовицкий (1973). Поскольку в упомянутых и некоторых других комплексах структурообразование началось с тангенциальных движений, нельзя согласиться с мнением (Миллер, 1973), что для начала истории деформаций метаморфических комплексов типично радиальное сжатие.

Важно отметить, что наиболее ранними распознаваемыми структурами значительного размера часто являются разрывы. Они образуются также на последующих стадиях структурной эволюции метаморфических комплексов, и при этом не только на ее завершающей стадии, как это иногда утверждается. На участках Дамхурц и Лаштрак на Кавказе разрывы сопровождают большую часть генераций складок. При этом часть разрывов должна была иметь вид пологих нарушений и приводить к появлению чешуйчатой структуры, обуславливающей линзовидный характер выходов многих пащек пород в плане. В Главном и Передовом хребтах Большого Кавказа и в Эскамбрае на Кубе основные надвиги и шарьяжи предшествуют завершающей стадии складчатости. В Итальянских Альпах шарьирование происходило на еще более раннем этапе, одновременно с метаморфизмом (Laduron, Merlyn, 1974). Таким образом, структурная эволюция метаморфических комплексов происходит весьма сложно, с неоднократной сменой складчатых дислокаций разрывными, что определяется соотношениями скорости деформации и физических свойств пород. Сказанное, очевидно, относится не только к фанерозойским метаморфическим комплексам, так как В.В. Эз (1967) и В.Л. Дук (1975), характеризую структуру раннедокембрийских комплексов Беломорья и Андана, также указывают на появление разрывных нарушений на относительно ранних синметаморфических этапах их структурного развития.

4. Имеющиеся данные позволяют говорить о структурной неоднородности единых метаморфических комплексов. Наиболее существенное ее проявление — разный набор генераций складчато-разрывных нарушений в разных участках одного комплекса пород. Неоднородность может выражаться также в сильном изменении морфологии разновозрастных структур, их размера, частоты встречаемости и других признаков. На примере центрально-кавказского комплекса было показано, что в разновозрастных, находящихся в одной тектонической подзоне толщах в одних участках развита единственная генерация кристаллизационной сланцеватости и соответственно синметаморфических складок, а в других — два или даже три поколения этих структур. Роль синметаморфических складок здесь варьирует от ничтожной (Дамхурц) до весьма значительной (Лаштрак). То же можно сказать, сравнивая значение складок F_3 на другом стратиграфическом уровне (участки Дукка и Имеретинка). Существенное изменение характера складок F_3 фиксируется на Пиносе.

Таким образом, даже скромные по объему материалы, представленные в этой работе, позволяют говорить, что условия деформации (и метаморфизма) определенно менялись от места к месту уже в пределах разновозрастных толщ на расстоянии до первых десятков километров. Данные других исследователей, описывающих структуру как фанерозойских, так и докембрийских комплексов, подтверждают реальность существования таких ситуаций. Действительно, в большинстве работ по структурной геологии конкретных комплексов указывается, что та или иная генерация складок или разрывов

в одних участках присутствует, а в других не проявлена. Так, А.С. Флаасс (1975) установил, что единый комплекс протерозойских отложений Бодайбо-Мамы существенно меняет свою структуру при переходе по латерали из зеленосланцевой зоны в амфиболитовую: в первой известна лишь одна генерация складок, а во второй их три. В работах по геологии зонального палеозой-триасового комплекса Шусвал на юге Канадских Коридильер описывается изменение характера дислокаций при переходе от мигматизированных ядер куполов к слабо метаморфизованным частям разреза в их кровле; при этом отмечается уменьшение количества генераций складок в этом направлении (Fyson, 1970; Campbell, 1970). Дж. Беннисон и А. Райт (1972) неоднократно подчеркивают структурную неоднородность детально изученных метаморфических серий британских каледонид. Особое внимание явлению неповсеместного развития эпизодов деформации в одном и том же комплексе и их разного выражения в разных местах уделил Р.Г. Парк (Park, 1969), который пришел к отрицательному заключению относительно возможности стратиграфической корреляции метаморфических комплексов по структурным признакам. Если мы обратимся к кавказским материалам, то на основании сравнения структурно-метаморфической эволюции участка Дахмурц, с одной стороны, и участков Лаштрак и Гвандра - с другой, то приходим к выводу о принадлежности слагающих их толщ разновозрастным комплексам, хотя результаты картирования (Адамия и др., 1975) противоречат этому выводу. Тем не менее скепсис Р.Г. Парка, по-видимому, чрезмерен. Не вдаваясь глубоко в проблему корреляции комплексов (это тема статьи Л.Ф. Добржиницкой в настоящем сборнике, с. 32), отметим, что одинаковая структурно-метаморфическая история толщ, расположенных - это надо подчеркнуть - в одной тектонической зоне и не разделенных крупными постметаморфическими разрывами, может служить доказательством одновременности их формирования как метаморфических образований. Именно к такому выводу мы приходим в результате сравнения макерской и лабино-буульгенской серий центрально-кавказского комплекса. Вместе с тем отличие структурного развития еще не доказывает автоматически разновозрастность комплексов.

Из признания факта структурной неоднородности метаморфических комплексов должны следовать выводы, касающиеся методики их изучения и картирования.

5. Материалы по фанерозойским комплексам позволяют рассмотреть вопрос о том, какие структурные события происходят в участках земной коры, охваченных региональным метаморфизмом, в связи с фазой складчатости (в смысле Г. Штилле) и эпохой (циклом) складчатости. Этот вопрос имеет важнейшее значение для анализа тектонической истории областей преимущественного развития метаморфических толщ, особенно тех, которые лишены неметаморфизованной кровли. Многие авторы, особенно западно-европейские, связывают образование каждой генерации складок

с отдельной фазой складчатости и дают им собственные наименования. Иногда такие генерации связывают даже с проявлениями эпохи складчатости (работы Пандэ по Гималаям). Возникновению такой точки зрения, по-видимому, в немалой степени способствовало то обстоятельство, что во многих случаях метаморфические комплексы выступают в пределах складчатых систем, становление структуры которых происходило не в один прием, длительно.

Нами раньше было показано на примере Кавказа и ряда других регионов, что с первой же фазой складчатости, охватившей данный комплекс всегда связаны три генерации складок (Сомин, 1971). Согласно приведенному материалу, изредка, в зеленосланцевых комплексах, могут быть представлены лишь две генерации пликативных структур, хотя типичен набор из трех-четырёх поколений складчато-разрывных нарушений. Ю.В. Миллер (1973) высказал предположение, что весь набор структурных форм, укладываемый в рамки так называемого деформационного цикла, соответствует фазе складчатости. В.А. Глебовицкий и др. (1972) считают, что он формируется в течение цикла складчатости, т.е. в связи с рядом фаз последней. Рассматривая эту альтернативу — фаза или цикл складчатости, следует отметить, что объективные критерии, позволяющие четко определить верхнюю границу деформационного цикла, не установлены. Еще более важно напомнить, что отнюдь не все фазы складчатости в пределах одной эпохи, или цикла, складчатости (тектоно-магматического цикла) равнозначны. Главную роль в формировании разрывно-складчатой структуры геосинклинальных областей играет первая, главная, предорогенная фаза складчатости, в связи с которой и происходит общее смятие, покровообразование, прогрессивный региональный метаморфизм, диафторез и последующее внедрение большой массы гранитоидов. Такая роль судетской фазы на Большом Кавказе, субгерцинской на Центральной Кубе, астурийской в Пиренеях. Следующие фазы складчатости, отвечающие уже орогенной стадии развития подвижного пояса, сопровождаются гораздо более умеренными деформациями пликативного типа, но одновременно образуются глубокие сквозькоровые разломы. Они не могут не затрагивать метаморфического основания геосинклинального пояса. Следовательно, набор структур, наблюдающийся в пределах метаморфического комплекса геосинклинального пояса „моноциклического” развития, должен отвечать эпохе (циклу), а не фазе складчатости, даже если под последней понимать только главную, предорогенную фазу. Вместе с тем надо подчеркнуть, что с главной фазой связано формирование большей части структур комплекса и полностью тех из них, образование которых происходило одновременно с метаморфизмом.

6. В разновозрастных метаморфических комплексах последовательность структурных событий, как это уже отмечалось рядом авторов, в том числе и нами, сходна. Это, казалось бы, позволяет говорить о существовании некой цикличности. Однако в фанерозойских областях одни и те же тектоно-магматические события

в объеме, отвечающем понятию полного и завершенного (по терминологии В.Е. Хаина) геосинклинального цикла, не проявляются на одном и том же месте после таких же событий предыдущей эпохи складчатости. Это было показано и на примере Большого Кавказа, ошибочно считающегося классической областью полициклического развития (Сомин, 1971). Следовательно, если в связи с каждой тектоно-магматической (-метаморфической) эпохой, или циклом, в глубоких сечениях подвижного пояса действительно формируется вполне определенный набор структурных форм, то такие полные наборы не могут формироваться непосредственно друг над другом. Отсюда вытекает наше критическое отношение к термину „деформационный цикл“ и к геологическим построениям, в основу которых положено выделение подобных „циклов“ в пределах единых тектонических зон.

Список литературы

- А да м и я Ш.А., З а р и д з е Г.М., Р у б и н - ш т е й н М.М., Ш е н г е л и а Д.М. Время и условия формирования кристаллического ядра Большого Кавказа. - Изв. вузов, Геология и разведка, 1975, № 12, с. 3-10.
- Б е н н и с о н Дж., Р а й т А. Геологическая история Британских островов. М., „Мир“, 1972. 319 с.
- Б у р т м а н В.С. О развитии геосинклинальной складчатости. - Геотектоника, 1972, № 2, с. 15-23.
- В и д я п и н Ю.П., С о м и н М.Л. О дислокациях кристаллических сланцев в бассейне р. Большая Дукка (Главный Кавказский хребет). - Сообщ. АН Груз. ССР, 1975, 79, № 2, с. 381-383.
- Г л е б о в и ц к и й В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., „Наука“, 1973, 127 с.
- Г л е б о в и ц к и й В.А., П р и я т к и н а Л.А., Д у к В.Л., Д р у г о в а Г.М. Геология гранулитовых комплексов. - В кн.: Гранулитовая фация (вопросы геологии и петрологии). Л., „Наука“, 1972. 256 с.
- Д у к В.Л., С а л ь е М.Е., Б а й к о в а В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность Алдана. Л., „Наука“, 1975. 227 с.
- М и л л е р Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с. 83-93.
- М и л л е р Ю.В., М и л ь к е в и ч Р.И., Г л е б о в и ц к и й В.А. Структура северо-восточной части Агинского массива. - Геотектоника, 1973, № 2, с. 72-83.
- М и л ь я н Г. Новые данные по геологии метаморфического комплекса о. Пинос (Куба). - Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 1, с. 119-125.

С о м и н М.Л. Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М., „Наука“, 1971, 246 с.

С о м и н М.Л., В и д я п и н Ю.П. Складки ранней генерации в породах лабинской серии Большого Кавказа. - Бюл. МОИП, отд. геол., 1974, № 3, с. 6-17.

С о м и н М.Л., М и л ь я н Г. Некоторые особенности структуры мезозойских метаморфических толщ Кубы. - Геотектоника, 1974, № 5, с. 19-30.

Ф л а а с с А.С. Особенности геологического строения и структурная эволюция мамской кристаллической полосы. Автореф. канд. дис. Пермь, 1975, 21 с.

Э з В.В. О роли изоклиальной складчатости в структуре беломорид. - Геотектоника, 1967, № 3, с. 69-81.

C a m p b e l l R.B. Structural and metamorphic transitions from infrastructure to suprastructure, Cariboo Mountains, British Columbia. Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, 1970, N 6, p. 67-72.

D e n T e x E. A commentary on the correlation of metamorphism and deformation in space and time. - Geologie en Mijnbouw, 1963, ja. 42, N 5, p. 112-118.

F y s o n W.K. Structural relations in metamorphic rocks Shuswap Lake area, British Columbia. - Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper, 1970, N 6, p. 107-122.

L a d u r o n D., M e r l y n M. Evolution structurale et metamorphique de l'antiforme de Vanzone (Valle Anzasca et valle Antronaprovince de Novara - Italie). - Bul. Soc. Geol. France, 1974, 16, N 3, p. 264-265.

P a r k R.G. Structural correlation in metamorphic belts. - Tectonophysics, 1969, 7, N 4, p. 323-328.

В.Д. Вознесенский
(ВСЕГЕИ)

РАЗВИТИЕ СКЛАДЧАТОСТИ В ДОКЕМБРИЙСКОМ ЦОКОЛЕ КАЗАХСТАНА

Цель настоящего сообщения - обратить внимание на некоторые черты структурной эволюции в выступах докембрийского цоколя (фундамента) Казахстанской складчатой области. Такими выступами (глыбами, массивами) являются, как известно, Кокчетавский, Улутауский, Атасу-Моинтинский, Чуйский, Джунгарский, Макбальский (рис. 1) и ряд других более мелких. В современной тектони-



Рис. 1. Схема расположения выступов фундамента Казахстанской складчатой области.

1 - Кокчетавский; 2 - Улутауский; 3 - Атасу-Моинтинский; 4 - Чуйский; 5 - Джунгарский; 6 - Макбальский.

ческой структуре каждый из таких выступов представлен мозаикой герцинских тектонических блоков, сложенных в основном докембрийскими образованиями — гнейсами, кристаллическими и микрокристаллическими сланцами, кварцитами, доломитами, липаритовыми порфирами, нередко превращенными в порфириды, массивными и милонитизированными гранитами. Несмотря на достаточно хорошую обнаженность и довольно высокую детальность уже проведенных исследований, ни один из перечисленных выступов не может считаться достаточно изученным, поскольку ни для одного из них не выработано надежно обоснованной стратиграфической схемы, однозначно определяющей последовательность залегания толщ. Причиной этого является прежде всего исключительная сложность морфологии складчатых структур, характеризующихся дугообразным в плане рисунком складчатых зон, обилием соскладчатых разрывов, дисгармонией складчатости, сочетанием складок различных порядков и ориентировки, неравномерностью проявления процессов динамометаморфизма.

Вплоть до недавнего времени господствовало мнение о докембрийском возрасте складчатых структур фундамента Казахстанской области. В тех случаях, когда древние толщи рассматривались как нижнепалеозойские, возраст складчатых структур считался каледонским, но неизменным оставалось главное положение — представление о сравнительно небольшом временном интервале между заключительным этапом седиментаций и эпохой складкообразования. Только за последние 10–15 лет по мере увеличения детальности исследований начали накапливаться данные, подтверждающие правильность наблюдений В.А. Николаева (1928) и свидетельствующие, во-первых, о весьма значительном разрыве во времени между периодом осадконакопления древних толщ и эпохой диастрофизма, создавшей основные структуры фундамента, и, во-вторых, о весьма заметной дальнейшей переработке этих структур. В складчатых структурах выступов фундамента Казахстанской складчатой области запечатлены несколько эпох складкообразования

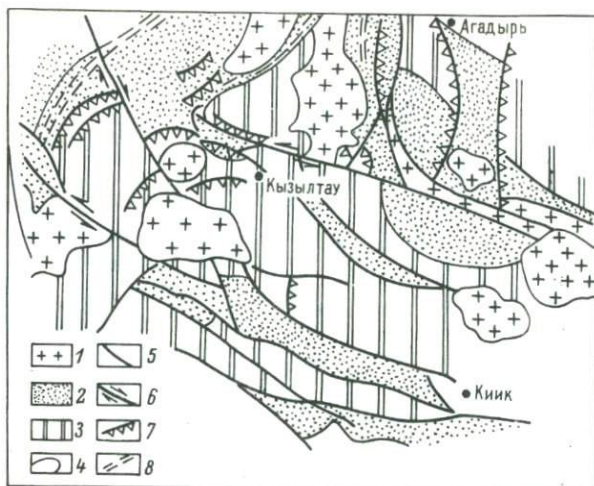


Рис. 2. Схема строения Атасу-Моинтинского выступа.

1 - герцинские гранитоиды; 2 - девонские и нижнекаменноугольные отложения; 3 - допалеозойские и нижнепалеозойские образования; 4 - стратиграфические и интрузивные контакты; 5 - сбросы и сбросо-сдвиги; 6 - сдвиги; 7 - взбросы; 8 - зоны смятия.

и целая цепь последовательных эпизодов деформации, все более и более искажавших с течением времени первоначальный облик докембрийских складок.

Рассмотрим, как видоизменялась структура одного из выступов фундамента - Атасу-Моинтинского (рис. 2, 3).

Формирование наиболее ранних складчатых структур связано здесь, по-видимому, с элсонской складчатостью (возраст около 1.5 млрд лет), когда складчатыми дислокациями был охвачен самый древний в этом регионе кварцито-сланцевый комплекс. Доказательством может служить то обстоятельство, что вышележащий конгломерато-песчаниково-порфиroidный комплекс покоится на глубоко эродированной поверхности кварцито-сланцевого комплекса и содержит породы последнего в виде валунов, галек и обломков.

Элсонские структуры оказались почти полностью переработанными каледонской складчатостью - мощными складкообразующими движениями, проявившимися на Атасу-Моинтинском выступе в позднем ордовике. Каледонские структуры являются главными структурами Атасу-Моинтинского выступа. Позднеордовикский их возраст подтверждается следующими фактами: 1) единым структурным планом всего докембрийского-нижне-

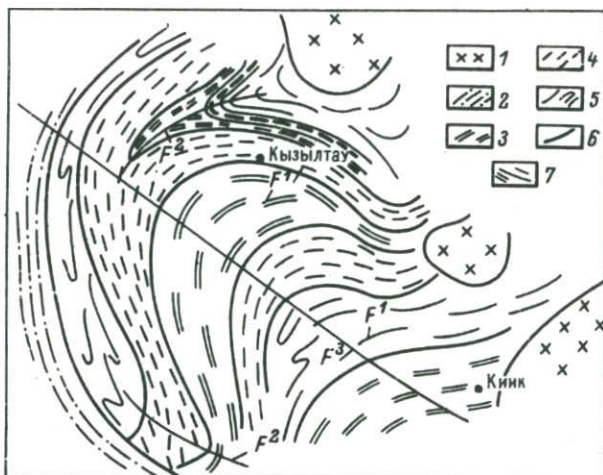


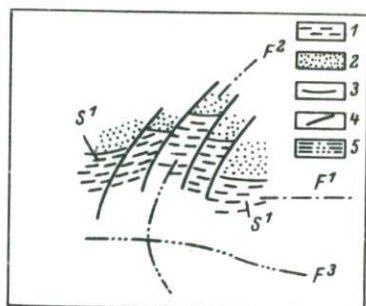
Рис. 3. Каледонская структура Атасу-Моинтинского выступа.

1 – каледонские (позднеордовикские) гранитоиды; 2 – комплекс дислоцированных средне-верхнеордовикских отложений на западном обрамлении Атасу-Моинтинского выступа; 3–5 – допалеозойские и нижнепалеозойские образования Атасу-Моинтинского выступа: 3 – позднедокембрийский-раннепалеозойский карбонатный комплекс, 4 – докембрийский конгломерато-песчаниково-порфиroidный комплекс, 5 – докембрийский кварцито-сланцевый комплекс, вмещающий тела докембрийских милонитизированных гранитов; 6 – границы геологических комплексов; 7 – осевые линии складок; F^1, F^2, F^3 – каледонские складки первой, второй и третьей генерации.

палеозойского вулканогенно-осадочного комплекса, увенчанного среднеордовикскими отложениями (рис. 3); 2) дискордантным расположением по отношению к дугообразным складчатым зонам гранитоидных интрузий позднего ордовика, а также силурийских и раннедевонских фациальных зон; 3) наличием в гальке нижнедевонских, а по некоторым данным и нижнесилурийских отложений, милонитизированных липаритовых порфиров из постэлсонского конгломерато-песчаниково-порфиroidного комплекса и связанных с этим же комплексом милонитизированных гранитов.

Детальные структурные исследования, проведенные на различных участках Атасу-Моинтинского выступа, позволили выделить в системе каледонских складок складки нескольких генераций (Методические указания ..., 1972, с. 57–59; Вознесенский, 1974). Как выяснилось, складки первой генерации (F^1) характеризуются изменчивым простиранием, отражающим простирание

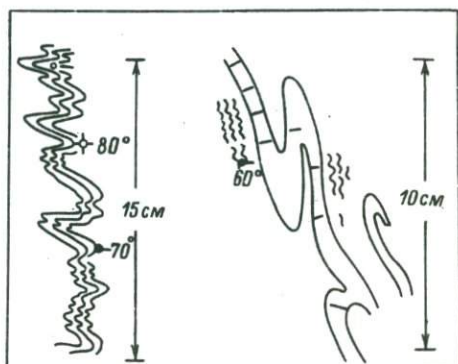
Рис. 4. Соотношение каледонских складок первой (F^1), второй (F^2) и третьей (F^3) генераций.



1 - порфириоиды (ориентировка штрихов отражает простирание поверхностей сланцеватости и простирание осевых поверхностей складок); 2 - кварциты; 3 - стратиграфические контакты;

4 - разрывные нарушения; 5 - осевые линии складок; F^1 , F^2 и F^3 - складки первой, второй и третьей генерации; S^1 - поверхности сланцеватости.

Рис. 5. Крутопогружающиеся мелкие складки северо-западного простирания (западная окраина Атасу-Моинтинского выступа, горы Таскоралы).



Цифрами обозначены углы погружения шарниров складок.

докембрийских толщ; простирание складок второй генерации (F^2) изменяется от северо-западного на юго-западном крае выступа до северо-восточного и субширотного на его северном крае; крупный складчатый изгиб третьей генерации (F^3) определяет облик современной структуры Атасу-Моинтинского выступа (рис.3). Следует отметить, что образование складок F^2 является результатом смещения микролитонов или крупных блоков-пластин вдоль системы параллельно расположенных кливажных трещин и круто наклоненных разрывных нарушений (рис. 4) и не отличается в принципе от механизма образования складок второй генерации в герцинских зонах смятия, известных в этом же районе. Направленность процесса и этапы его в обоих случаях примерно одинаковы: за начальным этапом тектонического течения, ведущим к возникновению системы линейных складок F^1 , сопровождающихся сланцеватостью S^1 , следует этап скальвания (складки F^2 и кливаж скальвания S^2) и затем этап изгибания, с которым связано образование крупных сигмоид F^3 .



Рис. 6. Соотношение поверхностей слоистости (подчеркиваются рельефно выделяющимися песчаниковыми прослоями), сланцеватости (тонкие субгоризонтальные трещины) и кливажа (тонкие круто наклоненные трещины) в песчано-сланцевой пачке каиндинской свиты на северо-восточной окраине Макбальского поднятия. Левый берег р. Макбель, вид с юга.

Каледонские структуры Атасу-Моинтинского выступа в свою очередь несколько переработаны герцинскими движениями (Лукьянов, 1965). Такого рода переработка яснее всего проявилась в середине визе, в саурскую фазу герцинской складчатости, когда отдельные части Атасу-Моинтинского выступа были вовлечены в саурские зоны динамометаморфизма, древние образования выступа были рассечены саурскими взбросами и возобновились горизонтальные и вертикальные смещения блоков по крутопадающим тектоническим швам, заложенным в раннем и среднем девоне. При этом могла увеличиться крутизна главных и второстепенных складчатых дуг, созданных каледонской складчатостью, а в преде-

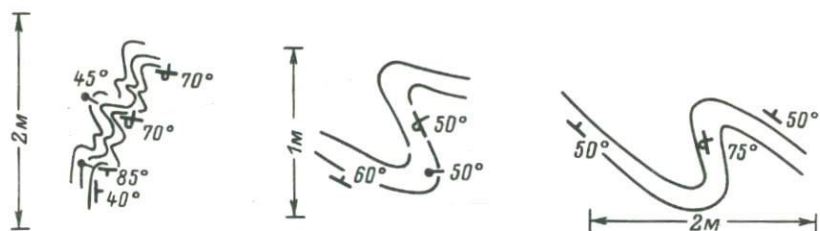


Рис. 7. Асимметричные складки на северном крыле Макбальского выступа (р. Мамай-Каинды).

лах зон динамометаморфизма, в полосах шириной до нескольких километров, несомненно должны были возникать герцинские складки F^1 , F^2 и F^3 , в значительной степени затусшевавшие каледонские складчатые формы. Микроскладки с осевыми линиями запад-северо-западного и север-северо-западного простирания, параллельные простиранию важнейших систем герцинских разрывов, в большинстве случаев являются, по-видимому, герцинскими и связаны с горизонтальными перемещениями вдоль малоамплитудных сдвигов (рис. 5).

Таким образом, наблюдаемая ныне складчатая структура Атасу-Моинтинского выступа неоднородна не только в морфологическом, но и в возрастном отношении. В основе своей это структура каледонская, но отдельные фрагменты ее сохранили, по-видимому, стиль элсонских структур; наряду с этим на многих участках выступа заметным оказался влияние герцинской складчатости. Можно предполагать, что примерно такое же соотношение элсонских, каледонских и герцинских структур характерно и для других выступов докембрийского цоколя Казахстана. Некоторое подтверждение этому можно найти в работах по Макбальскому, Кокчетавскому и Джунгарскому выступам (Николаев, 1928; Киселев, Королев, 1964; Малов и др., 1971; Паталаха и др., 1974). Детальное структурное изучение древних толщ Макбальского выступа привело автора к выводу, что наблюдаемые здесь тектонические структуры сходны в морфологическом отношении и возрастной последовательности с тектоническими структурами Атасу-Моинтинского выступа. Так же как на Атасу-Моинтинском выступе, в пределах Макбальского отчетливо различаются две генерации кливажа – кливаж течения (сланцеватость) и маскирующий его кливаж скальвания (рис. 6), что позволяет надежно выделять две генерации складок. Так же как для Атасу-Моинтинского выступа, для Макбальского выступа характерны складки, образование которых хорошо увязывается со сдвиговыми перемещениями по системам разрывов и микроразрывов запад-северо-западного и север-северо-западного направления (рис. 7). Оба эти направления типичны для каледонид и герцинид Казахстана,

что лишний раз может свидетельствовать о заметном влиянии каледонских и герцинских тектонических движений на современный облик складчатых структур в выступах фундамента Казахской складчатой области.

Список литературы

Вознесенский В.Д. О соотношении разновозрастных складчатых структур на Сарысу-Балхашском водоразделе. - В кн.: Материалы по геологии и полез. ископаемым Юж. Казахстана, вып. 5 (30), Алма-Ата, 1974, с. 189-195.

Киселев В.В., Королев В.Г. Основные черты тектоники западной части Киргизского хребта. - В кн.: Тектоника зап. р-нов Сев. Тянь-Шаня. Фрунзе, изд-во „Илим“, 1964, с. 15-34.

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. - Труды ГИН АН СССР, вып. 136. М., „Наука“, 1965, 212 с.

Малов В.Д., Михайлов В.А., Харламов М.Г. О докембрии и возрасте метаморфизма в Северном Казахстане. - В кн.: Стратигр. совещ. по допалеозою и палеозою Казахстана (тезисы докл.). Алма-Ата, 1971, с. 46-47.

Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 4. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., „Недра“, 1972. 376 с.

Николаев В.А. Щелочные породы Ири-Су и западное окончание Александровского хребта. Путеводитель экскурсий III Всесоюз. съезда геологов, вып. 1. Ташкент, 1928, с. 6-24.

Паталаха В.И., Смирнов А.В., Поляков А.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, изд-во „Наука“, Каз. ССР, 1974, 208 с.

Е.И. Паталаха, А.В. Смирнов
(ИГН АН Каз. ССР)

ПЕРЕСЕКАЮЩАЯСЯ СКЛАДЧАТОСТЬ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ ФАНОРОЗОЯ ЛИНЕЙНО-МОЗАИЧНОГО ТИПА (КАЗАХСТАН)

Пересекающаяся складчатость, как известно, чрезвычайно характерна для глубоко метаморфизованного докембрия. В свою очередь при геологическом изучении геосинклинальных складчатых областей фанерозоя, а также анализа геологических карт обзорных

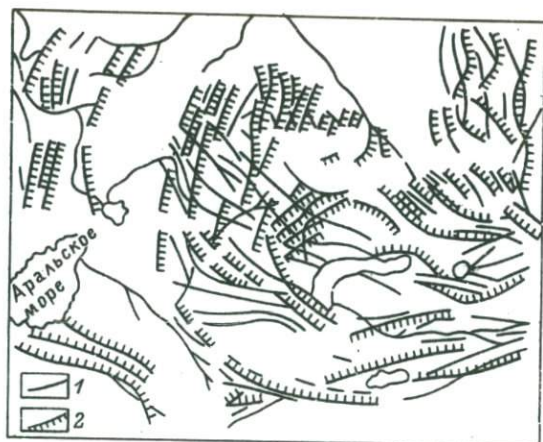


Рис. 1. Соотношение структурных планов каледонид (2) и герцинид (1) в Восточном Казахстане (по Н.Г. Кассину, 1934 г.).

масштабов прежде всего бросается в глаза плановая линейность структурного рисунка деформированных слоистых толщ. Отсюда сложилось господствующее ныне мнение о том, что фанерозойская геосинклиальная складчатость в принципе линейна и однопланова, а всякие отклонения от линейности чаще всего вызывают недоумение и воспринимаются как явления аномальные. Вместе с тем детальное среднемасштабное геологическое картирование в различных складчатых областях фанерозоя выявило многочисленные случаи, когда структурные формы не укладываются в рамки линейности и одноплановости. Особенно характерными такие ситуации оказались для складчатых палеозойских областей линейно-мозаичного типа и, в частности, Казахстана.

Так, разноплановость каледонских и герцинских структур этого региона настолько очевидна, что была специально отмечена уже Н.Г. Кассиным (рис. 1). Явление пересекающейся складчатости в среднем масштабе можно проиллюстрировать примером из среднепалеозойских толщ Калба-Нарымского синклиория (рис. 2).

Как структурный рисунок Казахской складчатой области в целом, так и приведенный пример среднемасштабной складчатости не поддается иной интерпретации, кроме как результат последовательного наложения складкообразовательных деформаций разного плана. Невозможность формирования таких структур одновременными разнонаправленными силами нетрудно показать с помощью простейших экспериментов. В указанных опытах формируется складчатость, подчиненная плану, определяемому равнодействующим вектором приложенных усилий. Эти и многие другие аспекты пересекающейся складчатости, как и проблема в целом, рассмотрены в геологическом, структурном и экспериментальном плане в работе Е.И. Па-

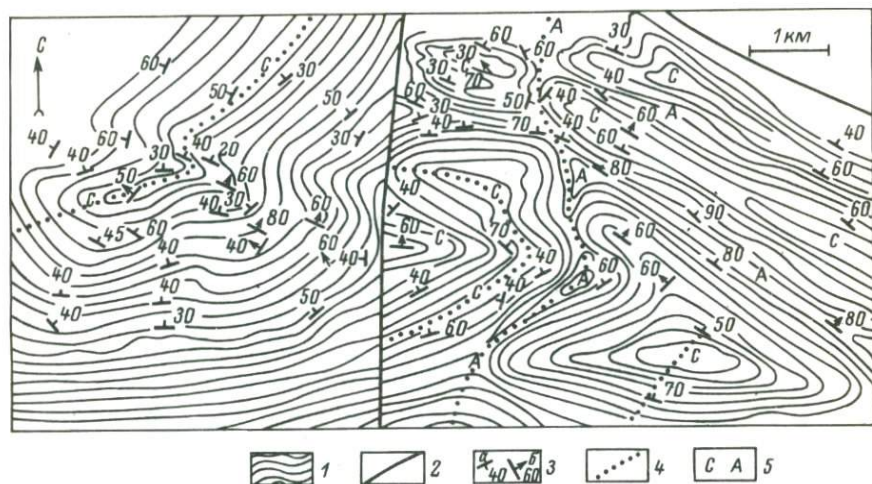


Рис. 2. Структурная карта одного из участков Калба-Нарымского синклиория.

1 - переслаивание песчаников и углистых алевролитов такырской свиты; 2 - разломы; 3 - залегание слоистости (а) и кливажа (б); 4 - конфигурация выходов осевых плоскостей первоначально северо-восточных складок на дневную поверхность; 5 - синклинали (С) и антиклинали (А).

талахи и Ю.Ф. Слепых (1974). Результаты моделирования показывают, что при наложении складчатостей одинаковой интенсивности возникают куполовидные формы, а при наложении более сжатой складчатости на менее сжатую - линейные складчатые формы с ундулирующими шарнирами. В реальных складчатых структурах можно найти аналоги всех полученных экспериментально типов. Таким образом, мы получаем возможность кинематического анализа многократно и разнопланово деформированных складчатых комплексов в случае их относительной простоты. Однако не все встречающиеся в природе складчатые структурные формы первично линейны.

Практика изучения складчатых комплексов показывает, что многие морфологически весьма сложные нелинейные структурные формы сформированы одноактно, т.е. часто мы сталкиваемся со случаями, когда самая первая система складок изначально нелинейна либо изучение строения складчатого комплекса не только не выявляет каких-либо закономерно ориентированных элементов, а наоборот указывает на их полную хаотичность.

Для понимания условий образования пересекающейся складчатости принципиальное значение имеет учет двух основных факторов:

1) особенностей механизма деформируемых толщ; 2) наличия координирующих структурных элементов. Рассмотрим эти факторы.

Механизмы течения горных пород подразделяются нами следующим образом.

1. Гидропластическое течение осадков. 2. Изгибное течение слоистых литифицированных толщ. 3. Кливажное ламинарное течение в условиях слабого метаморфизма серицит-хлоритовой субфаций. 4. Метаморфическое течение на уровне отдельных зерен путем их перекристаллизации в условиях амфиболитовой и более высокотемпературных фаций метаморфизма.

Гидропластическое течение осадков и метаморфическое течение осуществляются в условиях низкой вязкости и гомогенизации реологических свойств толщ. При метаморфическом течении сопротивление зерен породы изменению формы путем перекристаллизации, вероятно, становится меньше межзернового трения. Слои и микролитоны теряют координирующую роль, и направление течения горных пород, так же как и ориентировка зерен, целиком подчинены перепадам гидростатического давления. Последнее может меняться от точки к точке, резко или постепенно в зависимости от градиентов температур, которые в свою очередь зависят от особенностей и интенсивности теплового потока. Характер формируемых при этом складчатых структур зависит также от скоростей движения вещества в разных точках, а именно от градиентов скоростей. Отсутствие в ориентированных зернах следов дробления и иногда даже волнистого угасания можно объяснить только решающей ролью перекристаллизации. Широко распространенные субгоризонтальные залегания кристаллизационной сланцеватости отвечают наиболее типичному случаю, когда гидростатическое давление уменьшается вверх, а градиенты температур весьма малы. Случаям высоких градиентов давлений, температур и скоростей движения соответствуют участки распространения сплошных складчатых форм, в которых углы падения сланцеватости резко изменяются по падению и простиранию, а закономерности ориентировки структурных элементов чрезвычайно сложны либо вовсе не улавливаются. Простое и естественное объяснение получает часто наблюдаемая параллельность кристаллизационной сланцеватости замкам складок, так как она в каждой точке ориентируется перпендикулярно к направлению падения гидростатического давления и местного движения вещества. Сланцеватость не играет той координирующей движение роли, что кливаж, она сама ориентируется движением.

Описываемым образом могут одноактно образовываться сложные структурные формы, не являющиеся результатом пересечения складчатостей разных ориентировок, в частности многие купольные формы.

Однако если поле векторов и скоростей движения вещества имеет достаточно простое строение, например подчинено линейным шовным зонам, возникнут линейные складки, а в случае значительных по масштабу горизонтальных движений — покровы типа пеннин-

ских. В этих случаях линейность определяется наличием координирующих структурных элементов крупного масштаба — глубинных разломов.

В случаях течения горных пород по способу изгибного и кливажного течения, осуществляющегося при низких температурах и давлениях, вещество горных пород характеризуется высокой вязкостью, резкой гетерогенностью и анизотропией механических свойств. Межзерновая вязкость значительно меньше внутризерновой. Поэтому главная роль при пластической деформации принадлежит межзерновым перемещениям. Первичная гетерогенность и анизотропность осадочных и вулканогенных толщ выражается также в наличии слоистости, что служит причиной концентрации движений при деформации на границах слоев с разной вязкостью или внутри менее вязких слоев. Эти условия деформации определяют формирование изгибных структур.

Кроме того, гетерогенность и анизотропность горных пород может определяться ориентировкой минеральных зерен. В качестве первичной она имеет место в глинистых породах, в которых высокодисперсные пластинчатые минералы ориентированы параллельно напластованию. При метаморфизме филлитовой фации в условиях одностороннего сжатия в горных породах формируется вторичная неоднородность такого рода, выраженная однообразной перпендикулярной к максимальному сжатию ориентировкой новообразованных пластинчатых минералов (серицита, хлорита).

При наличии однообразной ориентировки пластинчатых минералов складкообразующие движения концентрируются вдоль некоторых поверхностей, параллельных этой ориентировке. Таковы условия кливажного течения горных пород.

Как видим, в случаях кливажного и изгибного течения движение осуществляется вдоль определенных поверхностей, разделяющих более или менее внутренне неделимые части породы (слои, микролитоны). Последние обладают высокой вязкостью и способны передавать девиаторные напряжения, т.е. в случае этих типов течения закономерности формирования структур подчинены распределению касательных напряжений в слоях или микролитонах. Форма и ориентировка складок, так же как и движение, в этих случаях определяются координирующими структурными элементами, одни из которых (слои и микролитоны) служат для передачи напряжений, а по другим (поверхности напластования и кливажа) осуществляется движение отдельных частей толщи. Оба механизма в разных сочетаниях при доминирующем значении кливажного течения чрезвычайно характерны для линейного шовного типа складчатости, играющего выдающуюся роль в геосинклиналях фанерозоя (Паталаха и др., 1974, рис. 3). Этот основной тип геосинклинальной складчатости связан с раздроблением земной коры системами субпараллельных разломов, которые приобретают значение координирующих структурных элементов первого порядка.

Связь с разломами обуславливает развитие шовной складчатости в виде более или менее узких зон и горизонтальную зональность в поперечном направлении. Осевые части зон шовной складчатости характеризуются весьма интенсивным кливажем, дезинтегрированностью складок, тектоническим разлинованием слоистой структуры, развитием продольных вязких разрывов большой амплитуды. К периферии зон убывает степень сжатости, исчезают вязкие разрывы, складки приобретают целостность. Если формирующие шовную складчатость разломы в достаточной степени разобщены, то в центральных частях межразломных блоков сохраняются участки совершенно ненарушенного залегания слоистых толщ.

Имеется также вертикальная зональность шовной складчатости. Она выражается в том, что сверху вниз структуры изгиба и хрупкого разрыва сменяются структурами кливажного течения, а затем метаморфического течения. На уровне структур кливажного течения наиболее полно проявлены все элементы динамометаморфического структурного парагенезиса. Этому уровню в большинстве случаев соответствует эрозионный срез складчатых систем палеозой Казахстана.

Еще одна важная особенность шовной складчатости состоит в том, что при пересечении ранних структур поздними под острым углом, при достаточной интенсивности наложенного складкообразовательного процесса поздние складчатые зоны наследуют простирание молодых.

Наблюдаемые в палеозоидах Казахстанской складчатой области случаи пересекающейся складчатости с точки зрения геологических условий бывают связаны, во-первых, с непосредственной интерференцией складчатых волн на одном и том же стратиграфическом уровне, в одном и том же структурном этаже. Такую пересекающуюся складчатость можно назвать интерференционной (рис. 2). Во-вторых, — с движениями различного плана в разных структурных этажах, принадлежащих, как правило, различным тектоническим циклам. Такую складчатость Н.Г. Кассин назвал перекрестной. Примером может служить соотношение каледонской и герцинской складчатости Сарысу-Тенизского водораздела (рис. 1). В-третьих, — с проявлением линейно-складчатых движений различного плана в породах одного и того же структурного этажа, так что складки одного простирания на коротких расстояниях переходят (плавно или резко, иногда с интерференцией) в складки иного простирания. Эта складчатость может быть названа линейно-мозаичной. Примером может служить во многих случаях складчатость девон-карбонных толщ Каратау.

Закономерности распространения пересекающейся складчатости подчинены особенностям шовной складчатости. Пересекающаяся складчатость обнаруживается всегда на участках пересечения разновозрастных линейных складчатых зон или на участках резких перегибов зон одного этапа. При этом непосредственно в зонах внутриразломной складчатости (зоны смятия) чаще всего пересекающаяся складчатость фиксируется с трудом, так как в них она почти

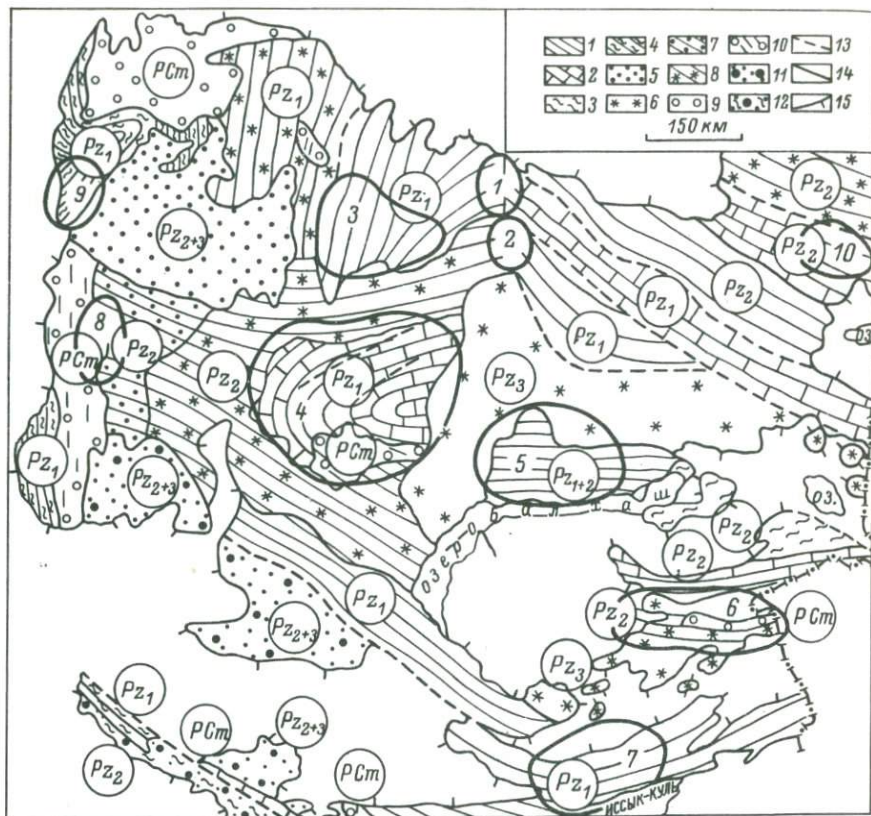


Рис. 3. Генерализованная схема генетических типов складчатости Восточного Казахстана.

1 - шовно-межразломная (здесь и далее ориентировка линий приближенно отображает генеральное простирание складок); 2 - комбинированная (шовно-внутриразломная + шовно-межразломная); 3 - поверхностно-гравитационная; 4 - комбинированная (шовно-межразломная + поверхностно-гравитационная); 5 - отраженная тектонической природы (отраженно-тектоническая); 6 - отраженная вулканотектонической природы (отраженно-вулканотектоническая); 7 - комбинированная (шовно-межразломная + отраженно-тектоническая); 8 - комбинированная (шовно-межразломная + отраженно-вулканотектоническая); 9 - глубинно-гравитационная метаморфическая; 10 - глубинно-гравитационно-метаморфическая, испытавшая линейризацию (преобразование в складчатость линейную) под влиянием палеозойских тектоногенезов; 11 - комбинированная (отраженно-тектоническая + глубинно-гравитационная нормальная); 12 - комбинированная (отраженно-тектоническая + глубинно-гравитационная нормальная + поверхностно-гравитационная); 13 -

полностью переработана (линеаризована в направлении поздней складчатости либо дезинтегрирована вязкими разрывами). В центральных частях блоков, деформированных слабо, пересекающаяся складчатость также проявлена слабо. В глубоко метаморфизованных толщах комплекса основания сложные структурные формы не обязательно объясняются пересекающейся складчатостью, а могут представлять собой следствие слабой координированности течения пород в условиях пониженной вязкости в направлении уменьшения гидростатического давления.

Таким образом, наиболее типичные участки распространения пересекающейся (чаще всего интерференционной) складчатости располагаются на ближайшей периферии геосинклинальных шовных зон, нередко по краям срединных массивов, в узлах сочленения разновозрастных складчатых систем или на перегибах одновозрастных систем. В палеозоидах Казахстана, в частности, ее можно наблюдать на следующих участках (рис. 3): 1) Баянаульском, 2) Карагайлинском, 3) Ерементауском, 4) Атаусуйском, 5) Северо-Балхашском, 6) Центрально-Джунгарском, 7) Кастекском, 8) Сарысу-Тенизском, 9) Прикокчетавском, 10) Нарымском.

Однако понятие „пересекающаяся складчатость“ целесообразно, по-видимому, применять и в более широком смысле, чем наложение одной линейной системы складок на другую. Сюда относятся, в частности, структуры, возникающие при кинематически сложном неплоскостном течении толщ, уже подвергшихся ранее столь же сложным деформациям. Такие ситуации, вероятно, характерны для глубоко метаморфизованного докембрия. Наряду с тем в природе часто встречаются случаи, когда плоскостная плано-линейная структура накладывается на сложно смятые толщи. В таких случаях мы говорим о линеаризации складчатой структуры. Они весьма типичны для зон смятия Казахстана, но зачастую имеющиеся возможности структурного анализа при их изучении не используются, хотя даже сам факт обнаружения таких зон обычно влечет за собой важные геологические выводы.

Примером наложения линейной шовной складчатости на неплоскостную межкупольную структуру может служить Салдатсайская шовная зона в Джунгарском Алатау (рис. 4). Здесь в зоне Западно-Джунгарского трансрегионального сдвига можно наблюдать предельно сжатые линейные изоклинальные складки и реликты морфологически сложных межкупольных форм. Последние сохранились в

некоторые важнейшие узкие зоны внутриразломной и приразломной складчатости; 14 – внутренние контуры областей развития складчатостей определенных типов; 15 – контур мезо-кайнозойских впадин. Цифрами 1–10 и жирным контуром показаны участки наиболее интенсивного развития интерференционной складчатости (название участков см. в тексте).

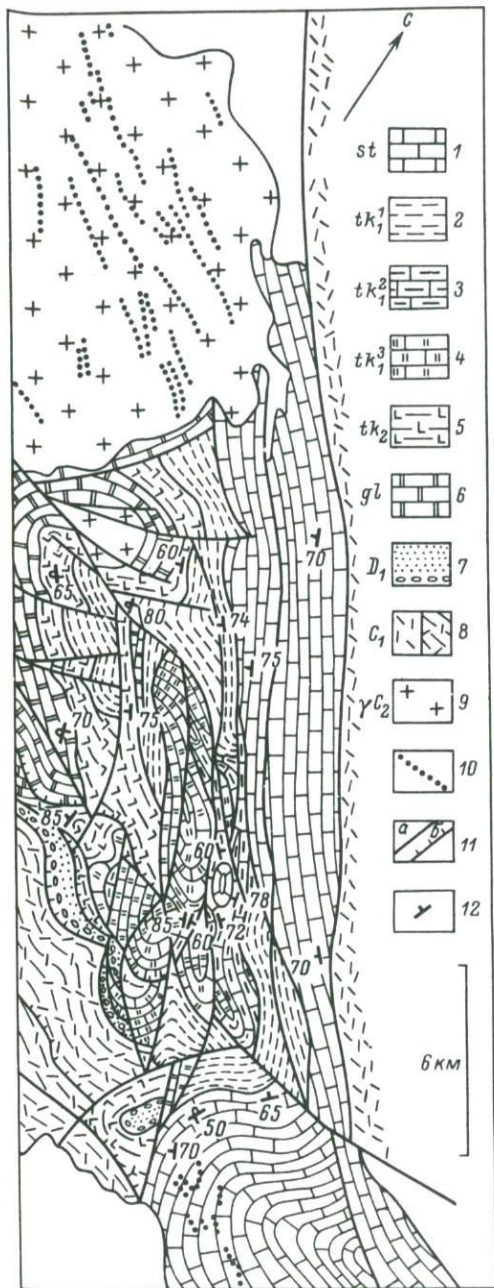


Рис. 4. Структурно-геологическая карта Салдатской зоны смятия в Джунгарском Алатау.

1 - известняки сууктобинской свиты; 2 - нижнетекелийская подсвита, кварцево-серицито-хлоритовые сланцы, кремнисто-карбонатный флиш; 3, 4 - среднетекелийская подсвита: 3 - известняки серые и темно-серые с розоватыми прослоями, доломиты; 4 - брекчиевидные кремнисто-карбонатные породы; 5 - тиллитоподобные конгломераты, песчаники, фтаниты, основные эффузивы верхнетекелийской подсвиты; 6 - известняки и мраморы жиладинской свиты; 7 - конгломераты, песчаники, средние эффузивы; 8 - эффузивы кислого состава, их туфы, туффиты; 9 - гранодиориты, граниты; 10 - дайки среднего и основного состава; 11 - разрывы крутые (а), пологие надвиги (б); 12 - залегание пород.

„тени давления” крупного жесткого тела кварцито-доломитовых пород.

Обнаружение явления линейаризации сложноскладчатых структур прежде всего означает, что мы имеем дело с участком земной коры, испытавшим консолидацию, в результате которой резко возросла общая вязкость толщ и появились условия для формирования разломных структур типа зон смятия. Ориентировка элементов динамометаморфического структурного парагенезиса позволяет определить тип глубинного разлома и направление относительного перемещения блоков.

Чрезвычайно важно, что зоны линейаризации очень часто, как зоны смятия вообще, контролируют размещение рудных полей и месторождений.

Все изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Закономерности развития пересекающейся складчатости подчинены особенностям шовной складчатости.

2. Пересекающаяся складчатость весьма характерна для фанерозойских геосинклинальных сооружений линейно-мозаичного типа (Казахстан) и, следовательно, она не является атрибутом только дофанерозойских толщ. Более того, если мы наблюдаем ее в срединных массивах каледонид или герцинид, то она может оказаться по возрасту и не докембрийской.

3. Пересекающаяся складчатость в пределах срединных массивов указывает на проявление тектонической активизации их.

4. Обнаружение пересекающейся складчатости является указанием на пересечение разновозрастных складчатых систем, а в более крупном масштабе — на узлы сочленения разломов одного или разных тектонических циклов.

5. Выявление пересекающейся складчатости очень важно не только для познания истории складчатых систем, но и для прогнозирования месторождений полезных ископаемых, так как в узлах пересечения складчатых систем и конкретных разломов меньшего масштаба располагаются рудные районы, узлы и месторождения. Примерами могут служить Атасуйский, Джунгарский и другие районы Казахстана.

Таким образом, дальнейшее целеустремленное изучение пересекающейся складчатости в геосинклинальных сооружениях фанерозоя может оказаться весьма плодотворным для решения как общих, так и прикладных вопросов тектоники.

Список литературы

П а т а л а х а Е.И., С л е п ы х Ю.Ф. Пересекающаяся складчатость. М., „Недра”, 1974.

П а т а л а х а Е.И., С м и р н о в А.В., П о л я к о в А.И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, изд-во „Наука” Каз, ССР, 1974.

УДК 551.243

К а з а к о в А.Н. Современное состояние и перспективы структурной геологии метаморфических комплексов. – В кн.: Принципы и методы изучения структур. эволюции метаморф. комплексов. Л. „Наука“, 1978, с. 5–14.

Кратко рассмотрена история становления идей и методов, применяемых при изучении структурной эволюции метаморфических комплексов. Существо методики обозначается как распознавание наложенных деформаций. Конечная ее цель – восстановление структурной истории комплекса. Структурно-возрастная шкала является основой, на которой могут быть скоррелированы этапы складчатости с этапами метаморфизма и магматизма. Сформулированы ближайшие задачи в области структурной геологии метаморфических комплексов. Илл. 1, лит. 31 назв.

УДК 551.243

Г о н ч а р о в М.А. Необходимость критического использования достижений структурной геологии неметаморфизованных комплексов. – В кн.: Принципы и методы изучения структур. эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 14–20.

Приводятся примеры, показывающие, с одной стороны, перспективность, а с другой – опасность использования представлений о возрасте, морфологии и механизме складчатости неметаморфизованных толщ при разработке теории метаморфогенного складкообразования: 1) Миграция фаз складкообразования во времени, установленная для областей развития неметаморфизованных комплексов, могла происходить и в регионах, сложенных метаморфическими толщами. 2) Типизация складчатых областей и районирование соответствующих регионов по типам складчатости могут оказаться плодотворными и в применении к метаморфическим комплексам. 3) Представления о механизме складкообразования, в частности, об изгибе слоев при горизонтальном сокращении осадочных толщ, нельзя без существенных оговорок распространять на складкообразование в метаморфических комплексах. Более того, необходимо принципиально новое направление в изучении кинематики и динамики метаморфогенного складкообразования. Илл. 2, лит. 16 назв.

М и л л е р Ю.В. Соответствие структурных форм полям напряжений – важнейший принцип определения разновозрастности деформаций. – В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 20–32.

Рассмотрены свойства поля напряжений и положение в нем важнейших структурных форм (с. ф.): сланцеватости (хливажа), линейности, образованной трехосными объектами, отличающимися по вязкости от окружающей среды, складок продольного и поперечного сжатия, разрывов, образованных по принципу скальвания. Показано, что структура, обусловленная единым полем напряжений, может располагать только одной системой каждой из указанных с. ф. При этом под одной системой понимается такая совокупность с.ф., которым присущи виргация и дискретность развития в пространстве и которые могут изначально обладать любой кривизной, но не могут пересекать сами себя. С. ф., отвечающие единому полю напряжений, рассматриваются в качестве условно разновозрастных и относятся к одному этапу деформации. С.ф., отвечающие разным полям напряжений, являются безусловно разновозрастными и соответственно относятся к разным этапам деформации. Приводятся случаи, допускающие неоднозначную интерпретацию с позиции данного принципа. Илл. 4, лит. 26 назв.

УДК 551.243

Д о б р ж и н е ц к а я Л.Ф. Принципы корреляции структурных форм метаморфических комплексов. – В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 32–44.

Разобраны методы, применяемые при корреляции структурно-метаморфических событий в метаморфических комплексах. Рассмотрены методологические аспекты корреляции, средства корреляции; выделены три основных коррелятивных уровня, соответствующие корреляции в пределах обнажения, в пределах участка, в пределах единой тектонической зоны. Для каждого коррелятивного уровня рассмотрены средства корреляции и границы их применения: стиль складок, ориентировка, структурно-метаморфические парагенезисы (сланцеватость и минеральная линейность), корреляции мелких и крупных складок, корреляция, основанная на соотношениях структурных форм с различными геологическими явлениями. Илл. 4, лит. 8 назв.

УДК 551.24.035

М и л е е в В.С. Структурный парагенез – основа корреляции структурных форм, сформированных в единых динамо-кинематических условиях. – В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 44–55.

Структурный парагенез – совокупность структурных форм, сформировавшихся одновременно в едином поле напряжений. Рассмотрены взаимоотноше-

ния разновозрастных парагенезов при интерференции складчатостей. Даны парагенезы складчатостей, формирующихся в глубинных и приповерхностных условиях. Табл. 2, илл. 1, лит. 16 назв.

УДК 551.243

Э з В.В. Особенности структуры метаморфических комплексов. - В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 56-64.

Рассматриваются наиболее характерные особенности структуры метаморфических комплексов: образование тесно сжатых складок, наложение деформаций разного плана, разрывные нарушения и различные виды новообразованной расслоенности. Разбираются вопросы механизма тектонических деформаций, специфика их протекания в условиях метаморфизма, неоднородное распределение деформаций в земной коре. Высказывается предположение о ведущей роли процессов гранитизации в формировании структуры кристаллического фундамента земной коры. Илл. 2.

УДК 551.243

Г о н ч а р о в М.А. Математическое и физическое моделирование глубинной метаморфогенной складчатости. - В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 64-75.

Получили распространение представления о метаморфизме осадочных толщ как причине нарушения гравитационного равновесия в земной коре и о восстанавливающих это равновесие адвективных тектонических движениях, сопровождающихся складкообразованием. Для их конкретизации автором принято моделирование. В качестве физического аналога метаморфогенной адвекции избрана тепловая конвекция в вязкой жидкости. По аналогии с тепловой конвекцией выделены три режима: 1) дилатация (увеличение объема при отсутствии адвекции); 2) линейная адвекция; 3) купольная адвекция. Границами режимов служат критические числа Рэлея. Эти режимы сопоставляются с природными стадиями (этапами) деформационно-метаморфического цикла. Моделирование показало, что можно воспроизвести практически весь спектр разнообразных природных складчатых деформаций, относящихся к различным этапам деформационного цикла. Метаморфогенная адвекция является лишь частным случаем более общего процесса адвекции, охватывающего и неметаморфизованные толщи и приводящего к формированию складчатости разного типа. При образовании метаморфогенной складчатости процесс адвекции заходит достаточно далеко, к поверхности „всплывают“ высоко метаморфизованные комплексы. Однако происходящее при этом усложнение складчатой структуры не приводит к полному исчезновению первичной стратификации и не распространяется на наиболее крупные формы - антиклинории, синклинории, купола, которые всегда более просты, чем осложняющая их складчатость. Илл. 3, лит. 21 назв.

Морозов Ю.А. Оценка критериев выделения наложенных деформаций. — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 75–82.

Рассмотрены реально существующие и теоретически возможные специфические ситуации, вносящие некоторые сложности в изучение структуры метаморфических толщ. На конкретных примерах показывается, что резко различные ориентировки шарниров и других структурных элементов складок не всегда свидетельствуют о многократных деформациях, точно так же как и под однообразием ориентировок могут скрываться неоднократные наложенные деформации. Отмечается, что синкинематическая минерализация в складках (линейность, сланцеватость, полосчатость), часто привлекаемая для разделения генераций складок, может объединять складки различного возраста, равно как и разъединять разновозрастные складки на разные группы (генерации). Аналогичная неоднозначность показана и для совместного статистического анализа линейных текстур и шарниров складок, а также для разрывных и псевдоразрывных соотношений в метаморфических толщах. Илл. 7, лит. 6 назв.

УДК 551.25 + 552.122

Розен О.М. Сланцеватость как унаследованная ориентировка частиц исходного осадка. — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 82–88.

Рассмотрены некоторые вопросы истории изучения и современного понимания генезиса плоскопараллельных текстур. Показано, что до рентгеноструктурных исследований осадков, интенсивно развивавшихся во второй половине столетия, было естественно отождествлять процессы возникновения ориентировки листоватых минералов с метаморфизмом. Вместе с тем изучение структуры глинистых осадков показывает отчетливую седиментационную ориентировку осажденных листоватых частиц (которую предложено называть скрытой сланцеватостью), обусловленную существованием нескомпенсированных разрывов на наружных поверхностях пакетов кристаллической решетки. Показано, что современные данные по преобразованию глинистых минералов выявляют структурную унаследованность положения кремнекислородных тетраэдров и других элементов кристаллической структуры исходных глин при метаморфизме каолинита до муллита, палыгорскита до энстатита и т.п. Поскольку глинистые породы слагают 70% объема всех осадочных пород, сделан вывод о том, что сланцеватость метаморфических пород представляет собой унаследованную ориентировку частиц исходного осадка, что подтверждается постоянным совпадением слоистости и сланцеватости в седиментогенных толщах метаморфических пород. Лит. 26 назв.

УДК 551.243

Видяпин Ю.П. Типы минеральной ориентировки в породах лабинской серии Большого Кавказа. — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 88–94.

Рассмотрены результаты микроструктурного изучения ориентировки слюд и роговой обманки. Выделен термодинамический способ образования ориентировки, при котором она возникает без механических деформаций в породе. Минеральная ориентировка, возникшая таким путем, является более чувствительным индикатором ориентировки поля напряжений, чем складчатая структура. Илл. 2, лит. 2 назв.

УДК 551.243 + 245.3

Павлова Т.Г. Стебельчатые гнейсы как результат повторных деформаций. — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 94–97.

На примере докембрийских гнейсов Восточно-Мугоджарского антиклинория выяснено, что их стебельчатое строение обязано наложению вторичной сланцеватости на порфиробластически измененные сланцы с первичной плоскостланцеватой текстурой. Илл. 1, лит. 4 назв.

УДК 551.243

Флаасс А.С. Геометрические принципы этапов деформации в сложно дислоцированных комплексах. — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 98–111.

Рассматриваются основные причины и закономерности изменения пространственной ориентировки макроструктурных элементов при наложении двух-трехэтапной складчатой деформации. Излагаются методические приемы геометрического анализа на стереографической сетке Вульфа, позволяющие произвести относительную возрастную классификацию структурных элементов, объединить их в ряд парагенетических ассоциаций и восстановить первоначальную ориентировку. Геометрический анализ, проведенный по предложенной схеме, позволяет дать кинематическую характеристику каждого этапа деформаций и в ряде случаев расшифровать геодинамическую обстановку, обусловившую происхождение тех или иных структурных форм и реориентировку более ранних структурных элементов. Ил. 5, лит. 8 назв.

УДК 551.243

Флаасс А.С. Геометрия конической складки. — В кн.: Принципы и методы изучения структур эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 112–117.

Отмечается широкое развитие конических складчатых форм различных размеров в Мамской кристаллической полосе, на Урале и в складчатом обрамлении Кузнецкой впадины. Рассматриваются методические приемы полного геометрического анализа конических складок. Для анализа ориентировки линейности, деформированной круговой конической складкой, приводится рассчитанная автором палетка и описывается принцип работы с ней. Изложенная методика рекомендуется для применения в различных складчатых областях. Илл. 2.

Сыстра Ю.И. Поведение линейных структурных элементов при неоднократной наложенной складчатости. — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов, Л., „Наука“, 1978, с. 117-131.

Описываются различные типы линейных структурных элементов в сложноскладчатых метаморфических образованиях. Дается их ориентировка в основных типах складчатых структур: в концентрических складках в большинстве случаев устанавливается В-линейность, параллельная шарниру, в подобных — а-линейность, параллельная а-осям складок. В наложенных цилиндрических структурах В-линейность рассеивается вдоль осевой плоскости, в конических — образует веер вокруг оси вращения (β -оси складчатости). Ранняя деформированная линейность на поверхности концентрической наложенной складки образует часть винтовой линии, а в подобных — искривляясь, остается в одной плоскости. В наложенных конических структурах ранняя линейность деформируется в спиралеобразную кривую на поверхности складки. Геометрический анализ поведения разновозрастных линейных структурных элементов позволяет получить данные об ориентировке плана движений и механизме складкообразования, форме наложенных структур, интенсивности деформаций и т.д., что указывает на их важное значение для расшифровки структуры метаморфических комплексов. Илл. 4, лит. 26 назв.

УДК 551.243:551.72 (571.53)

Васильев Е.П. Опыт палеоструктурного анализа сложно дислоцированных толщ (докембрий Южного Прибайкалья). — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов, Л., „Наука“, 1978, с. 131-138.

При анализе структурной эволюции раннедокембрийских толщ Южного Прибайкалья (слюдянская и хангарульская серии) применен метод палеоструктурных реконструкций, заключающийся в последовательном — от молодых к древним — графическом расправлении систем складок. Установлены три стадии формирования складчатой структуры района. Древнейшая система складок была сформирована при сжатии в направлении СВ-ЮЗ. После размыва и затем отложения хангарульской серии эти складки под действием сжатия с северо-запада испытали горизонтальный изгиб с образованием сигмоиды. Одновременно в хангарульской серии формировались вертикальные складки северо-восточного направления, а в зоне сочленения серий — структура гигантского горизонтального отслаивания и связанные с нею лежащие изоклинальные складки северо-западного простирания. Такая разноплановость деформаций на этой стадии объясняется различиями в предшествующем залегании отдельных толщ. На третьей стадии в условиях продолжающегося сдавливания с северо-запада была сформирована система наложенных вертикальных складок северо-восточного направления. Илл. 2, лит. 5 назв.

Московченко Н.И. Разработка структурно-возрастных шкал метаморфических комплексов на основании закономерностей рассеивания структурных элементов и кинематического плана деформаций. — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 139–151.

Разработка структурно-возрастных шкал, необходимых для временной корреляции различных эндогенных процессов, в своей основе содержит анализ последовательности деформаций. Структурная эволюция сложно дислоцированных комплексов характеризуется рассеиванием ориентировок складок и других синхронных со складчатостью структурных элементов. Анализ этого рассеивания необходим для корректного определения последовательности развития структурных форм. На примере моно- и полиметаморфических комплексов Карелии, Северного Тянь-Шаня и Юго-Западного Памира демонстрируется применение главных закономерностей рассеивания для выделения различных генераций структур. Илл. 4, лит. 7 назв.

К а з а к о в А.Н. Возрастные отношения складок и интрузивных тел и особенности магматизма на разных этапах структурной эволюции. — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 152–165.

Взаимный возраст интрузивных тел и складок определяется их структурными соотношениями, что позволяет разместить интрузивные проявления в структурно-возрастной шкале для исследуемого комплекса. Выделяются три крупные группы интрузий: доскладчатые (доинверсионные), интрузии, внедрившиеся одновременно со складчатостью какого-либо этапа, и интрузии, внедрившиеся между этапами складчатости. В целом размещение интрузий в структурно-возрастной шкале любого региона выступает как непрерывное. Это позволяет восстанавливать естественные ряды магматических горных пород. Рассмотрены естественные ряды ладожской серии Балтийского щита, метаморфических комплексов Юго-Западного Памира и Алданского щита. Выделяются продукты трех магм: глубинной основной, глубинной гранитной и палингенной гранитной магмы. Табл. 1, илл. 5, лит. 17 назв.

М и т р о ф а н о в Ф.П., К о з а к о в И.К. Применение методов структурного анализа к расчленению докембрийских гранитоидных образований. — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 165–171.

Гранитоиды в областях развития процессов полиметаморфизма испытывают наложенные или синхронные структурно-метаморфические преобразования. Формирование мигматитов происходит одновременно с образованием субверти-

кально ориентированных изоклинальных складок F_2 , более ранние жильные образования, синхронные с F_1 , сложены веществом негранитного состава. Корреляция явлегий ультраметаморфизма с этапами деформационного цикла показывает относительное накопление калия в составе гранитоидов, синхронных с поздними структурными формами (F_3, F_4). Интрузии глубинных плагиигранитоидов приурочены к интервалу между этапами образования пологих (F_1) и крутых (F_2) структур. Иными словами, если уровень метаморфизма вмещающих пород достигал амфиболитовой фации, то эти гранитоиды можно рассматривать, как домигматитовые, являющиеся поставщиком вещества в процессах ультраметаморфизма. Табл. 1, илл. 2, лит. 7 назв.

УДК 551.243

П р и я т к и н а Л.А. Структуры интрузивных тел габброидов в зоне Лапландского разлома (Кольский полуостров) – В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 172–176.

Развитие Лапландского глубинного разлома сопровождается формированием интенсивной сланцеватости и сжатых изоклинальных складок в узкой (до 15–20 км) полосе, протягивающейся на 300 км в южной части Кольского полуострова. К этой полосе приурочены многочисленные интрузии базитов и гипербазитов, последовательное внедрение которых приводит к повторяющемуся появлению гранулитовых парагенезисов, в связи с увеличением температуры в локально ограниченных участках, на фоне более низкого теплого потока, отвечавшего, на уровне современного эрозийного среза, условиям амфиболитовой фации. Внедрение больших масс расплавов в процессе складчатых деформаций оказывает влияние не только на метаморфические процессы, но и на общий характер структур в изученной зоне. Появление жидких расплавленных масс, выполняя роль „смазки“, облегчает развитие надвиговых структур в зоне, испытывающей сжимающие напряжения. Ориентировка первичной лчнейности в ортопорадах определяется направлением перемещения магм. Наложенная сланцеватость в эндоконтактах повторяет формы интрузивных тел подобно осланцеванию огромных будин, что нередко ошибочно принимается за складчатые деформации. Илл. 1, лит. 3 назв.

УДК 551.24

Г а ф т Д.Е. Использование ультраметаморфизма при построении структурно-возрастной шкалы. – В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 177–186.

Наиболее надежным репером для восстановления структурно-возрастной шкалы является структурная трансформация пород. Ультраметаморфические процессы в северо-западных беломорских породах испытали эволюцию во времени, сопряженную со складкообразованием. Привязка к структурно-возрастной шкале процессов ультраметаморфизма не только восстанавливает относительную возрастную последовательность этих процессов, но и детализирует шкалу, позволяя подразделять этапы деформаций на эпизоды и последние – на стадии. Сравниваются структурно-возрастные шкалы, составленные для одного и того же района разными способами. Табл. 1, илл. 6, лит. 8 назв.

Федоровский В.С. Соотношение деформаций и метаморфизма как обоснование монометаморфической природы докембрийского комплекса Патомского нагорья. — В кн.: Принципы и методы изучения структур. эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 186–190.

Складчатый ансамбль нижнепротерозойской толщи Патомского нагорья возник в результате нескольких этапов деформаций. Площади, охваченные наложенной (повторной) складчатостью (покровно-складчатая структура, аллохтонные пластины), совпадают с площадями резко выраженного зонального метаморфизма, достигавшего амфиболитовой фации. Участки, на которых проявлен только первый этап деформаций (относительный автохтон), характеризуются слабым метаморфизмом (добиотитовая зона зеленосланцевой фации). Комплексное изучение последовательности структурных и метаморфических событий (структурно-метаморфическая шкала) позволило установить, что формирование гигантской Байкало-Патомской складчатой дуги явилось результатом нескольких этапов деформаций, связанных с интенсивным горизонтальным сжатием, направленным с севера на юг и генерированным дрейфом литосферных плит.

УДК 551.243 + 551.25

Миллер Ю.В., Харитонов А.Л. Структурные соотношения метаморфизованных и неметаморфизованных пород в зональных комплексах. — В кн.: Принципы и методы изучения структур. эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 190–201.

Приведены результаты структурных исследований нижнепротерозойского удоканского (В. Сибирь) и мезозойского рушанского (Памир) зонально-метаморфизованных комплексов (к.), обнаруживающих постепенные переходы к породам неметаморфизованным. В обоих к. деформация несколько запаздывает относительно метаморфизма и начинается со становления сланцеватости, параллельной слоистости. В рушанском к., кроме того, развиваются мелкие лежачие изоклинальные складки. Эти структурные формы распространены только в метаморфических породах и интерпретируются как результат радиального сжатия (р. с.). Позднее развиваются системы складок с крутыми осевыми поверхностями: в рушанском к. — одна, в удоканском — три последовательно сформированные, различного простирания. Эти складки распространены как в метаморфических, так и в неметаморфизованных породах и интерпретируются как результат тангенциального сжатия (т. с.). Делается вывод, что для метаморфических к. характерно структурное развитие, начинающееся с р. с., после чего следует т. с. (полный деформационный цикл). В неметаморфизованных к. р. с. не проявляется, и структурное развитие сразу начинается с т. с. (редуцированный деформационный цикл). При переходе от метаморфизованных пород к неметаморфизованным структурные формы, отражающие р. с., постепенно утрачиваются — происходит смена полного деформационного цикла редуцированным. Улл. 4, лит. 14 назв.

С о м и н М.Л. Структурная эволюция метаморфических комплексов фанерозоя. — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 202–215.

Рассмотрены фанерозойские метаморфические комплексы Б. Кавказа, Кубы и других регионов. Их структура принципиально сходна со структурой комплексов докембрия: также характеризуется большой сложностью, обусловленной неоднократным наложением складчато-разрывных деформаций. Отмечено отсутствие однозначной корреляции между характером структуры и интенсивностью и режимом регионального метаморфизма. Установлена структурная неоднородность многих конкретных метаморфических комплексов, находящая отражение в изменении стиля складчатости и особенностей структурной эволюции от места к месту. Подчеркиваются неоднократная смена во времени складчатых и разрывных деформаций, существенная роль ранних полого ориентированных разрывов, специфика ранних синметаморфических складок. Показано, что основная часть структурных событий связана с первой, главной фазой складчатости, охватившей данный комплекс, тогда как полный набор складчато-разрывных нарушений отвечает уже эпохе, или „циклу“, складчатости. Илл. 1, лит. 20 назв.

УДК 551.243:551.72 (574)

В о з н е с е н с к и й В.Д. Развитие складчатости в докембрийском цоколе Казахстана. — В кн.: Принципы и методы изучения структур, эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978, с. 215–222.

В складчатых структурах докембрийского цокола Казахстана запечатлены несколько эпох складкообразования и целая цепь последовательных эпизодов деформации, все более и более изменявших с течением времени облик докембрийских складок. Изучение Атасу-Моинтинского выступа докембрия приводит к выводу, что докембрийские (элсонские) структуры почти полностью переработаны каледонской складчатостью с образованием складок трех генераций (F^1, F^2, F^3), а каледонские структуры в свою очередь искажены герцинскими движениями, приведшими к формированию в пределах зон смятия трех генераций герцинских складок. Такая же схема развития складчатости намечается для Макбальского, Кокчетавского, Джунгарского выступов. Илл. 7, лит. 7 назв.

П а т а л а х а Е.И., С м и р н о в А.В. Пересекающаяся складчатость в геосинклинальных областях фанерозоя линейно-мозаичного типа (Казахстан). - В кн.: Принципы и методы изучения структур. эволюции метаморф. комплексов. Л., „Наука“, 1978. с. 222-231.

Рассмотрена пересекающаяся складчатость как складчатость шовного типа, образованная вследствие пересечения разломов разных простираний. Показано, что такая складчатость - естественное свойство геосинклинально-складчатых сооружений фанерозоя и, в частности, линейно-мозаичного типа палеозоид Казахстана, для которых достаточно обычно несовпадение разновозрастных структурных планов. Поэтому пересекающаяся складчатость не является атрибутом одного глубокометаморфизованного докембрия, как это принято считать обычно. Показано значительное площадное распространение пересекающейся складчатости в палеозоидах Казахстана. Часто она фиксирует узлы пересечения крупных разломов, представляющих интерес в металлогеническом отношении. Илл. 4, лит. 2 назв.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И ГЛАВНЕЙШИЕ МЕТОДЫ СТРУКТУРНО-ВОЗРАСТНОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ	
А.Н. К а з а к о в (ИГГД АН СССР). Современное состояние и перспективы структурной геологии метаморфических комплексов	5
М.А. Г о н ч а р о в (Моск. гос. ун-т). Необходимость критического использования достижений структурной геологии неметаморфизованных комплексов	14
Ю.В. М и л л е р (ИГГД АН СССР). Соответствие структурных форм полям напряжений – важнейший принцип определения разновозрастности деформаций	20
Л.Ф. Д о б р ж и н е ц к а я (ИФЗ АН СССР). Принципы корреляции структурных форм метаморфических комплексов	32
В.С. М и л е е в (Моск. гос. ун-т). Структурный парагенез – основа корреляции структурных форм, сформированных в единых динамо-кинематических условиях	44
СКЛАДКИ, СЛАНЦЕВАТОСТЬ И ЛИНЕЙНОСТЬ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ	
В.В. Э з (ИФЗ АН СССР). Особенности структуры метаморфических комплексов	56
М.А. Г о н ч а р о в (Моск. гос. ун-т). Математическое и физическое моделирование глубинной метаморфогенной складчатости	64
Ю.А. М о р о з о в (ИФЗ АН СССР). Оценка некоторых критериев выделения наложенных деформаций	75
О.М. Р о з е н (ВИМС). Сланцеватость как унаследованная ориентировка частиц исходного осадка	82

Ю.И. В и д я п и н (ИФЗ АН СССР). Типы минеральной ориентировки в породах лабинской серии Большого Кавказа	88
Т.Г. П а в л о в а (ГИН АН СССР). Стебельчатые гнейсы как результат повторных деформаций	94

ГЕОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

А.С. Ф л а а с с (Пермский гос. ун-т). Геометрические принципы выделения этапов деформации в сложно дислоцированных комплексах ..	98
А.С. Ф л а а с с (Пермский гос. ун-т). Геометрия конической складки	112
Ю.Й. С ы с т р а . (Ин-т геологии Карельск. фил. АН СССР). Поведение линейных структурных элементов при неоднократной наложенной складчатости	117
Е.П. В а с и л ь е в (ИЗК СОАН СССР). Опыт палеоструктурного анализа сложно дислоцированных толщ (докембрий Южного Прибайкалья)	131
Н.И. М о с к о в ч е н к о (ИГГД АН СССР). Разработка структурно-возрастных шкал метаморфических комплексов на основании закономерностей рассеивания структурных элементов и кинематического плана деформаций	139

ИССЛЕДОВАНИЕ СООТНОШЕНИЙ СКЛАДЧАТОСТИ И МАГМАТИЗМА-МЕТАМОРФИЗМА

А.Н. К а з а к о в (ИГГД АН СССР). Возрастные отношения складок и интрузивных тел и особенности магматизма на разных этапах структурной эволюции	152
Ф.П. М и т р о ф а н о в , И.К. К о з а к о в (ИГГД АН СССР). Применение методов структурного анализа к расчленению докембрийских гранитоидных образований	165
Л.А. П р и я т к и н а (ИГГД АН СССР). Строение интрузивных тел габброидов в зоне Лапландского разлома (Кольский полуостров)	172
Д.Е. Г а ф т (ИФЗ АН СССР). Использование ультраметаморфизма при построении структурно-возрастной шкалы	177
В.С. Ф е д о р о в с к и я (ГИН АН СССР). Соотношение деформаций и метаморфизма как обоснование монометаморфической природы докембрийского комплекса Патомского нагорья	186
Ю.В. М и л л е р , А.Л. Х а р и т о н о в (ИГГД АН СССР). Структурные, соотношения метаморфизованных и неметаморфизованных пород в зональных комплексах	190

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ КОМПЛЕКСОВ
В ФАНЕРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

М.Л. С о м и н (ИФЗ АН СССР). Структурная эволюция метаморфических комплексов фанерозоя	202
В.Д. В о з н е с е н с к и й (ВСЕГЕИ). Развитие складчатости в докембрийском цоколе Казахстана	
Е.И. П а т а л а х а, А.В. С м и р н о в (ИГН АН Каз.ССР). Пересекающаяся складчатость в геосинклинальных областях фанерозоя линейно-мозаичного типа (Казахстан)	215
Р Е Ф Е Р А Т Ы	222

ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРУКТУРНОЙ
ЭВОЛЮЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Л.А. Рейхерт

Художник И.П. Кремлев

Технический редактор Г.А. Смирнова

Корректоры Е.А. Гинстлинг, Н.Г. Лихарева и Т.Г. Эдельман

ИБ № 8324

Подписано к печати 12.07.78. М-18165. Формат 60x90 1/16.
Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 15 1/2+1 вкл.
(1/2 печ. л.) = 16 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 16,63. Тираж 800.
Изд. № 6790. Тип. зак. № 87. Цена 2 р. 50 к.

Издательство „Наука“, Ленинградское отделение
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская линия, 1

Ордена Трудового Красного Знамени
первая типография издательства „Наука“
199034, Ленинград, В-31, 9 линия, 12

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА“
МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ
В МАГАЗИНАХ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“

Адреса и почтовые индексы магазинов:

- 480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13
320005 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24
734001 Душанбе, пр. Ленина, 95
375009 Ереван, ул. Туманяна, 31
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 303
252030 Киев, ул. Ленина, 42
277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28
343900 Краматорск, ул. Марата, 1
443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2
192104 Ленинград, Литейный пр., 57
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
199004 Ленинград, 9 линия, 16
220072 Минск, Ленинский пр., 72
103009 Москва, ул. Горького, 8
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
630076 Новосибирск, Красный пр., 51
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10
720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42
310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6

Для получения книг почтой
заказы просим направлять по адресу:

117464 МОСКВА, В-464, Мичуринский пр., 12

Магазин „Книга-почтой“ Центральной конторы „Академкнига“

197110 ЛЕНИНГРАД, П-110, Петрозаводская ул., 7

Магазин „Книга-почтой“ Северо-Западной конторы „Академ-
книга“

2 р. 50 к.

2775

10



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ