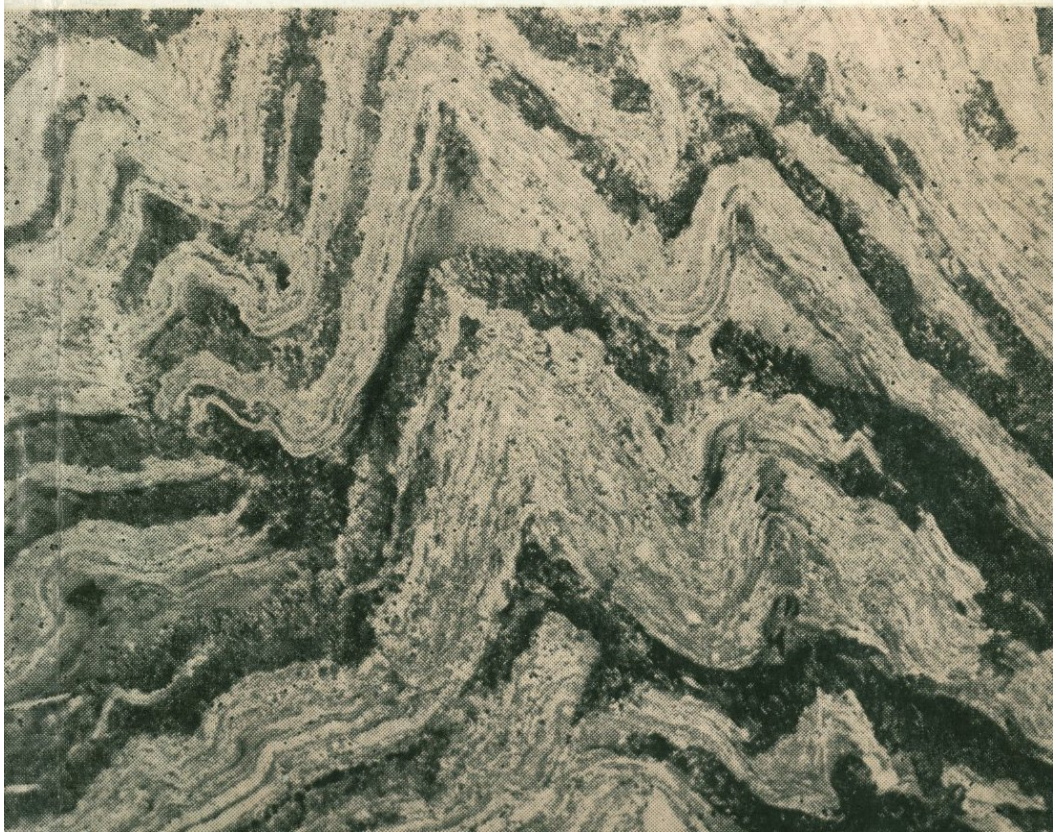


Ю. И. КАЗАНИН

МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ  
ПЛИКАТИВНЫХ СТРУКТУР  
ПО АСИММЕТРИЧНЫМ  
СКЛАДКАМ



АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

Ю. И. КАЗАНИН

МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ  
ПЛИКАТИВНЫХ СТРУКТУР  
ПО АСИММЕТРИЧНЫМ  
СКЛАДКАМ

1261



Издательство «НАУКА» Казахской  
АЛМА-АТА. 1976



Метод изучения пликативных структур по асимметричным складкам. Казанин Ю. И. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.

84 с.

*В книге рассматривается метод изучения стратиграфической последовательности пород и пликативных структур по рисункам и ориентировке конгруэнтных асимметричных складок разного порядка. В ней освещается история развития представлений о структурном картировании по складкам волочения, начиная с правила Дейла—Пампелли до введения понятия о морфологических рисунках складок. Высказываются новые положения о соотношениях крупных и осложняющих их дополнительных складок, формулируется ряд правил для определения по асимметричным складкам опрокинутого и нормального залегания пластов, для правильного изображения складок на разрезах и т. д. Эффективность применения метода иллюстрируется конкретными примерами по Джунгарскому Алатау, горам Кендыктас, рудному полю Колар.*

*Книга рассчитана на геологов, изучающих стратиграфию и структуры складчатых зон, рудных полей и месторождений.*

Ил. 19, библи. 104.

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
Е. И. ПАТАЛАХА

К  $\frac{20801-066}{407(07)-76}$  Дп — 76

© Издательство «НАУКА» Казахской ССР. 1976 г.

## ВВЕДЕНИЕ

Дополнительные асимметричные складки разных порядков на крыльях главных пликативных структур располагаются с определенной закономерностью, что позволяет по этим конгруэнтным складчатым формам выявлять стратиграфическую последовательность слоев и структуру участков. Первоначально такие определения основывались на правиле Дейла — Пампелли. С введением понятия о морфологических рисунках складок возможности решения подобных задач значительно расширились, и теперь уже можно говорить о появлении нового, вполне самостоятельного метода изучения стратиграфии и пликативных структур.

Во многих районах развития древних сложно дислоцированных и нередко глубоко метаморфизованных толщ, лишенных фаунистических остатков, этот метод оказывается одним из основных при изучении стратиграфии и тектонических структур. Он может быть с успехом использован и при картировании более молодых интенсивно смятых комплексов.

В нашей стране данный метод успешно применяли и совершенствовали В. А. Николаев, Н. В. Горлов, К. А. Шуркин, А. Н. Казаков, В. Л. Дук, В. В. Эз, А. С. Ярмоленко, Ш. А. Байкенов и др.

Однако этот весьма перспективный и достаточно надежный метод, к сожалению, еще не получил должного распространения и до сих пор мало известен широкому кругу

геологов, особенно геологов-съемщиков, которым он мог бы оказать существенную помощь при расшифровке стратиграфии и структуры изучаемых районов.

Автор настоящей работы начиная с 1957 г. вел наблюдения за продольными асимметричными складками с целью структурного картирования. За период полевых исследований на рудных полях и месторождениях Джунгарского Алатау, хр. Кетмень, гор Кендыктас, Южного Алтая и Западного Прибалхашья получены данные, уточняющие или даже принципиально меняющие представления о стратиграфической последовательности толщ и структуре ряда районов. Многолетний опыт привел к убеждению в том, что данный метод с успехом может применяться при изучении всех складчатых линейных зон, в которых развиты конгруэнтные асимметричные складки. Кроме того, он позволил объяснить ряд широко распространенных проявлений складок, до последнего времени считавшихся беспорядочными или непонятными.

## ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Наблюдения за второстепенными складками с целью выяснения стратиграфической последовательности пород и характера главных складчатых структур были начаты еще в конце прошлого века. В 1894 г. Т. Н. Дейл и Р. Пампелли установили, что «угол и направление погружения складки часто определяется положением осей мелких складок на ее крыльях». Это правило Дейла — Пампелли в его первоначальной формулировке относилось не к мелким складкам волочения, а к более крупным складчатым формам различных порядков, осложняющим крылья антиклинорий. В дальнейшем область применения его была расширена и на складки волочения.

Образование складок волочения связывалось со скольжением слоев в процессе формирования основной складки. Верхний слой в каждой паре прилегающих слоев скользит по отношению к нижнему слою вверх, к замку антиклинали, нижний слой — вниз, к замку синклинали (рис. 1). Возникающие при этом в пластичных слоях асимметричные складки закономерно ориентированы по отношению к главной складке, что и было подмечено Т. Н. Дейлом и Р. Пампелли. Острый угол между осевыми поверхностями складок

волочения и поверхностями пластов обращен в сторону движения слоев, т. е. к замку антиклинали. Таким способом выявляются кровля и почва слоев, а также положение антиклинали по отношению к обнажению. В опрокинутом крыле главной складки осевые поверхности складок волочения падают положе поверхности пластов, в нормальном крыле — круче (рис. 1). Пространственная ориентировка

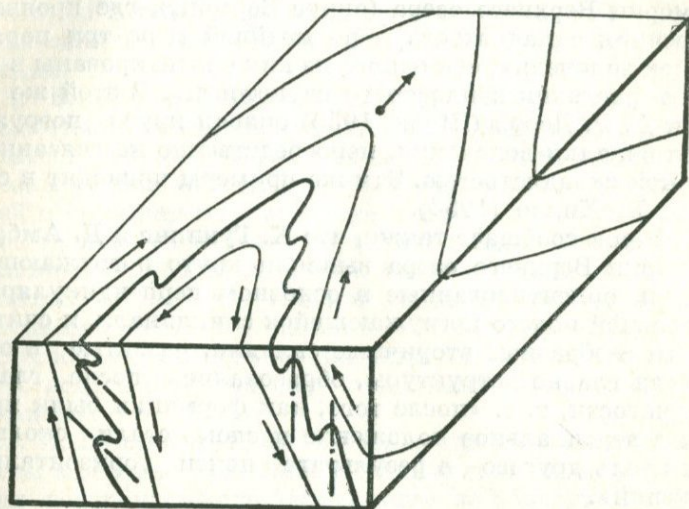


Рис. 1. Схематическое изображение асимметричных складок второго порядка на крыльях погружающейся опрокинутой антиклинали. Стрелками показано направление дифференциальных движений слоев, штрих-пунктиром — осевые поверхности складок, стрелкой с точкой — направление погружения антиклинали.

главной складки определяется простирированием осей, направлением и углом погружения шарниров складок волочения.

Эти методические приемы стали описываться почти во всех руководствах по структурной геологии. Р. Шрок (1950) отмечал, что складки волочения «давно являлись одним из наиболее важных средств расшифровки структуры сложно-складчатых пород в докембрии Канадского щита от Миннесоты до Лабрадора».

Однако уже тогда многие исследователи ограничивали пределы применения существующего правила, отмечая наличие многочисленных складок и изгибов, не зависящих от главных пликативных структур, и предостерегали от возможных ошибок. В то же время примеры таких независимых складок, как будет показано ниже, до последнего времени были весьма немногочисленны, но повторялись почти в каждом учебнике по структурной геологии. Так, К. Р. Ван Хайз и Ч. К. Лизс (Шрок, 1950, с. 489) указывали, что в докембрии Верхнего озера (округ Вермонт), где проявлены поперечная складчатость и по крайней мере три порядка складок волочения, оси одного из них ориентированы в «любом направлении в плоскости слоистости». В этой же формации Д. Р. Дерри (Шрок, 1950) описал круто погружающиеся складки волочения, непосредственно не связанные с основной складчатостью. Эти же примеры приводит в своей работе Е. Хиллс (1954).

Р. Шрок сообщает также, что Х. Гуннинг и Д. Амброз в докембрии Верхнего озера выявили круто погружающиеся складки, ориентированные в основном перпендикулярно к оси главной полого погружающейся синклинали, и считали, что эти S-образные вторичные складки, развитые в обоих крыльях главной структуры, образовались после главной складчатости, т. е. «после того, как формации были приведены в вертикальное положение и слои стали скользить один вдоль другого в результате почти горизонтальных движений».

Ч. К. Лизс (1935) находил, что «соотношения между складками волочения и главными складками дают чрезвычайно полезные указания и часто приводят к поразительным результатам... Принцип контроля влияния главных складок на второстепенные дает весьма большие надежды на возможность последовательно разобраться в сложных структурах древнего архейского комплекса Северной Америки, которые до сих пор считались почти необъяснимыми. Хотя при случайном отборе складки и кажутся весьма сложными, но при изучении их в связи с дифференциальными движениями сравнительно легко выясняется общая структура, и можно вывести некоторые заключения об отношении их к главной складчатости». Он подчеркивал, что, поскольку утонение пластов происходит обычно на крыльях главных складок, а утолщение — в их замках, то складки

волочения должны чаще встречаться вблизи осей главных складок, а не на их крыльях. Ч. К. Лизс полагал также, что «большинство складок является, вероятно, складками волочения большего или меньшего масштаба».

В 1940 г. Е. Хиллс предложил называть складки волочения, не согласные с правилом Дейла — Пампелли, инконгруэнтными или несовпадающими.

М. А. Усов (1940) отмечал, что осевые поверхности дополнительных складок «располагаются с известной закономерностью в толще крыла некомпетентного горизонта», и это позволяет различать нормальные и опрокинутые крылья складок.

Д. В. Гранер (Шрок, 1950, с. 488), изучив сложно-складчатые докембрийские сланцы в районе озера Найф в Миннесоте, нашел, что «складки волочения обычно очень полезны не только тем, что они показывают место антиклиналей и синклиналей, но также и тем, что они указывают в какой-то мере расстояния от главных перегибов... Чем ближе данный выход находится к антиклинальному или синклинальному перегибу главной складки, тем более многочисленными являются складки волочения при прочих равных условиях. Однако на длинных крыльях они могут отсутствовать или, что еще хуже, давать противоречивые указания».

М. П. Биллингс (1949) отмечал, что «во многих районах пласты в основном одинаково неподатливы, и складки волочения в узком смысле слова нигде не образуются. Тем не менее большие массы пород движутся одни относительно других и пласты сминаются в складки второго порядка, которые обнаруживают связь с главными складками и складками волочения, и многие геологи именно их называют складками волочения». Он подчеркивал, что по складкам волочения не всегда можно безошибочно обнаружить положение оси главной складки, так как не всегда верхние пласты скользят относительно нижних к замку антиклинали. При некоторых условиях очень пластичные породы могут течь к центру синклинали. Образующиеся в этом случае складки, ориентированные в противоположном направлении, чем складки волочения, он назвал складками течения.

Р. Шрок (1950) выделил пять типов складок волочения, причем только одним из них можно пользоваться для определения структуры.

«1. Складки волочения в тонких слоях и линзообразных массах, переслаивающихся с нормально слоистыми пластами. Они возникают почти одновременно с осадконакоплением.

2. Складки волочения, связанные с перемещением пластов по разрывным нарушениям. Они могут указывать на направление движения при сбросах.

3. Складки волочения, возникшие одновременно с главными складками. Они могут совпадать со структурами или быть параллельными им, и тогда они являются наиболее полезными. Но они могут быть ориентированы и поперек крупных структурных элементов, и тогда имеют малое значение для определения кровли и почвы или не имеют его совсем. В последнем случае они действительно могут ввести в заблуждение, если не распознать их истинных соотношений.

4. Складки волочения, связанные с куполообразной складчатостью, например, около интрузивных куполов изверженных пород, солевых куполов, криптовулканических структур и магматических интрузий. Эти складки обнаруживают противоположные отношения к плоскостям напластования, чем складки третьего типа, но не очень сильно различаются в других отношениях.

5. Складки волочения в перекристаллизованных или первоначально расплавленных породах, например в некоторых разновидностях соляных отложений и в мраморе, в различных видах изверженных пород и в гнейсах. Эти складки обычно не связаны с силами, вызвавшими главную складчатость, и поэтому бесполезны для определения крупных структур и стратиграфической последовательности пород».

Некоторые складки волочения, как считал Р. Шрок, «при условии предварительного выяснения их истинного характера могут быть использованы как указатели расположения кровли и почвы и для определения характера крупных структурных черт. С другой стороны, многие из складок волочения могут быть противоречащими и могут ввести в заблуждение, если пользоваться ими без разбора».

Важность изучения мелкой складчатости для выявления характера главных структур отмечал В. А. Апродов (1952).

Е. Хиллс (1954) подчеркнул, что правило Дейла — Пампелли первоначально относилось к второстепенным складкам различных порядков, осложняющим крупные складчатые структуры, а не к складкам волочения в узком смысле этого слова и что «практическая ценность распространения этого правила на типичные складки волочения сомнительна, так как положение последних зависит исключительно от направления относительных движений пластов, которые в районах со сложной тектонической историей, несомненно, происходили в различных направлениях». Тем не менее Е. Хиллс считал, что правило Дейла — Пампелли приложимо к большинству дополнительных складок во многих районах, отличающихся сложной структурой.

П. В. Соколов (1954) указывал, что для определения местоположения и характера главных складок можно использовать наблюдения за второстепенными складками, складками волочения и плейчатостью. Он сформулировал четкие правила, позволяющие по положению осевых плоскостей мелких складок судить о типе и ориентировке главных складок: «Постоянство углов наклона осевых плоскостей мелких складок при пересечении свит вкрест простираения будет наблюдаться при изоклинальном типе складок. Непостоянство направлений и углов наклона осевых поверхностей указывает на простые складки, места изменений направления наклона (через вертикальное положение) — на положение оси главной складки. Постоянство простираения мелких складок свидетельствует об однообразии типа структуры исследуемой площади. Разные направления мелких складок в разных участках района указывают на разные направления складчатых структур».

Начало второго периода в изучении мелких складок как критериев для определения характера более крупных складчатых структур мы связываем со временем появления понятия о рисунках складок волочения, введенного Уайтом и Дженсом (Николаев, 1957) за рубежом, В. А. Николаевым и Н. В. Горловым (1957) в нашей стране.

Складки волочения обладают характерной особенностью — закономерным чередованием в них длинных и коротких крыльев. По типу чередования различаются левый и правый рисунки (узоры) в морфологии складок. При правом рисунке смежные длинные крылья смещаются вправо, при левом — влево. В вертикальном разрезе левое крыло

синклинали характеризуется левым рисунком асимметричных складок второго порядка, правое крыло — правым. В крыльях антиклинали — наоборот. В плане эта закономерность сохраняется при наблюдении в направлении погружения шарниров складок (см. рис. 1, 2).

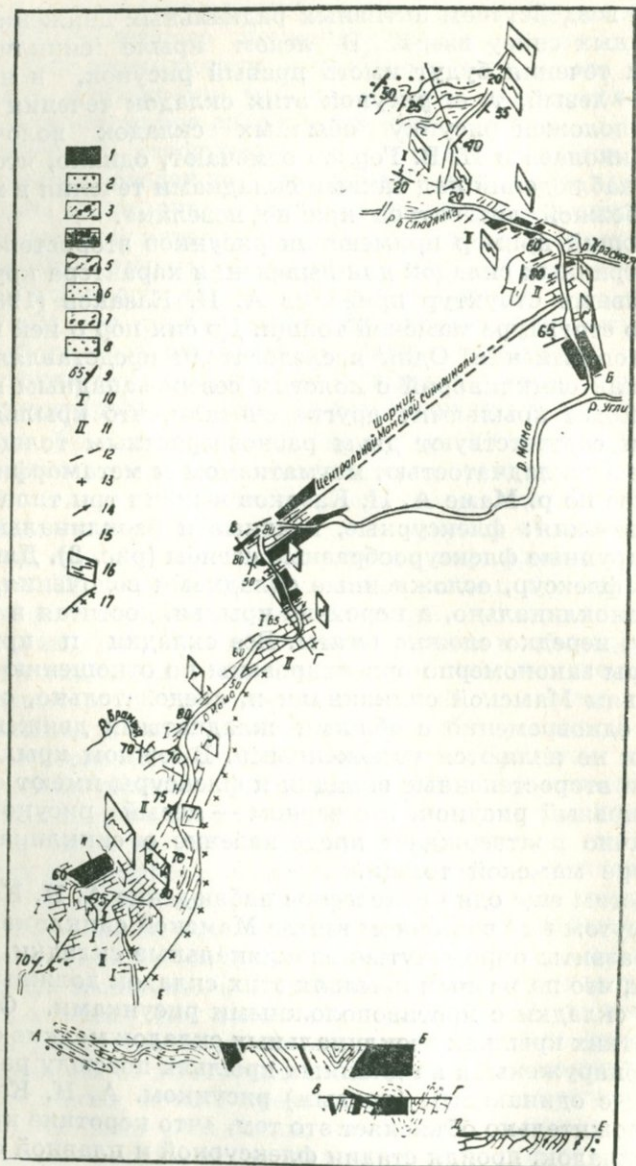
Понятие о морфологических рисунках складок заметно упростило проведение полевых наблюдений и, как будет показано ниже, значительно расширило возможности рассматриваемого метода. Интересно, что до появления представлений о рисунках асимметричных складок, как это нередко бывает в науке, потребовалось около 60 лет, хотя, казалось бы, эта яркая морфологическая особенность должна была быть замечена еще на заре структурной геологии, по крайней мере раньше, чем закономерная пространственная ориентировка главных и второстепенных складок.

В. А. Николаев и Н. В. Горлов (1957) подробно рассмотрели приемы изучения складчатых структур по рисункам мелких складок. Так, смена рисунков складок (правого на левый, и наоборот) указывает на «переход от одного крыла большой складки с погружающимся шарниром к смежному крылу». Наблюдения за рисунками складок позволяют судить и об особенностях региональной структуры: «Простирание длинных крыльев складок ближе к общему простиранию толщи, охваченной складчатостью, чем коротких, и определяется положением касательной плоскости к антиклинальным и синклиналильным перегибам малых складок». Авторы неоднократно подчеркивали, что рисунки и другие особенности складок волочения могут сохраняться как в складках второго порядка, осложняющих главную складку, так и в более мелких складках. Они считали, что все эти «разные по размерам складки волочения» относятся к типу складок изгиба и характеризуют складчатую деформацию более податливого слоя или пачки слоев под действием «пары сил». Складки течения, присущие глубоко метаморфизованным комплексам, также обнаруживают сходство с типичными складками волочения и отличаются от последних резким увеличением мощности слоев в замках складок и уменьшением ее в их крыльях. Поэтому для малых складок течения также можно предполагать закономерную связь с более крупными складками, как и для обычных складок волочения. Исключением являются складки течения, возникающие при формировании куполов и брахиантиклина-

лей под воздействием активных радиальных движений, направленных снизу вверх. В левом крыле синклиналей складки течения будут иметь правый рисунок, в правом крыле — левый, т. е. рисунок этих складок течения будет противоположен рисунку обычных складок волочения. В. А. Николаев и Н. В. Горлов отмечают, однако, что «материал наблюдений над такими складками течения в нашей и зарубежной литературе крайне невелик».

Хороший пример применения рисунков второстепенных асимметричных складок для выяснения характера крупных пликативных структур приводит А. Н. Казаков (1960) в работе о структуре мамской толщи. До сих пор о ней не было единого мнения. Одни исследователи представляли эту толщу как синклинорий с пологим северо-западным и крутым южным крыльями; другие считали, что крылья синклинали соответствуют двум разновозрастным толщам с различной складчатостью, магматизмом и метаморфизмом. В разрезе по р. Маме А. Н. Казаков выявил три типа складок волочения: флексурные, плавные и изоклиналильные, а также крупные флексуобразные изгибы (рис. 2). Длинные крылья флексур, осложненные складками волочения, залегают моноклиально, а короткие крылья, достигая в разрезе 4 км, нередко сложно смяты. Все складки и крупные флексуры закономерно ориентированы по отношению к оси и крыльям Мамской синклинали и, следовательно, образовались одновременно с общими складчатыми движениями толщи и не являются наложенными. В южном крыле синклинали второстепенные складки и флексуры имеют одинаковый правый рисунок, в северном — левый рисунок, что однозначно подтверждает представление о синклинальной структуре мамской толщи.

Отметим еще одно интересное наблюдение А. Н. Казакова. В крутом юго-восточном крыле Мамской синклинали нередко развиты опрокинутые изоклиналильные складки. Казалось бы, что на разных крыльях этих складок должны быть мелкие складки с противоположными рисунками. Однако на коротких крыльях изоклиналильных складок мелкие складки не обнаружены, а на длинных крыльях повсюду развиты складки с одинаковым (правым) рисунком. А. Н. Казаков предположительно объясняет это тем, «что короткие крылья таких складок, пройдя стадии флексурной и плавной складки, когда они находятся в состоянии сжатия, переходят за-



тем в состоянии растяжения, и условий для образования мелких складок волочения уже не существует».

В 1959—1963 гг. А. С. Ярмоленко при картировании района Горевского свинцового месторождения наряду с общеизвестными методами широко применял наблюдения за ориентировкой и рисунками второстепенных асимметричных складок, в результате чего в карбонатных породах протерозоя он выявил крупный крутостоящий S-образный в плане изгиб. К северо-восточному крылу антиклинальной части изгиба (Горевской антиклинали), осложненному дополнительными асимметричными складками с почти вертикальными шарнирами, и приурочено свинцовое оруденение месторождения.

Н. В. Горлов (1960) проводил структурные исследования в Беломорье, где отчетливо проявлены два направления складчатости. При этом он широко пользовался приемами рассматриваемого метода. На северо-западном крыле Высокогорной антиклинали северо-восточного направления он обнаружил многочисленные мелкие складки, ориентированные почти нормально к оси антиклинали, с шарнирами, погружающимися на северо-запад. Было подмечено, что эти мелкие складки группируются в зоны или полосы (того же северо-западного направления), в которых рисунок складок и направления падения их осевых поверхностей противоположны друг другу, что указывало на существование и более крупных складок северо-западного простирания. В процессе структурного картирования это предположение полностью подтвердилось — было выделено несколько крупных (от 0,5

---

Рис. 2. Геологическая схема среднего течения р. Мамы. Составил А. Н. Казаков с использованием материалов Д. А. Великославского, С. В. Обручева, В. И. Лисовского, 1958 г. 1 — пегматиты; 2 — амфиболиты; 3 — слюдяные сланцы и известково-силикатные породы; 4 — мраморы с прослоями слюдяных сланцев, известково-силикатных пород и амфиболитов; 5 — дистеновые гнейсы; 6 — известково-силикатные породы и мраморы с прослоями гнейсов; 7 — гранато-биотитовые гнейсы; 8 — гранато-биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с кварцитами; 9 — элементы залегания; 10 — части структуры первого порядка (зоны моноклинальных залеганий) с изоклинальной складчатостью; 11 — флексуорообразные структуры второго порядка; 12 — границы между частями структуры первого и второго порядков; 13—15 — шарниры мелких вертикальных (13), горизонтальных (14), наклонных (15) складок; 16 — характер узора мелкой складчатости; 17 — граница гранитов и гнейсогранитов.

до 3 км шириной) антиклиналей и синклиналей такого направления.

Н. В. Горлов (1962) под термином «складки течения» понимает все морфологические типы складок, возникающие при перемещении вещества слоев, и считает, что такие складки было бы точнее называть складками внутрипластовых перемещений. Складки течения обычно наиболее интенсивно развиты в срединной части податливого слоя и упрощают морфологию с приближением к контактам с неподатливыми пластами. «Это связано с тем, что в срединных горизонтах слоя течение материала происходит более свободно, чем в приконтактовых, где оно затруднено трением». В поперечном сечении складки течения могут быть симметричными, наклонными и опрокинутыми. «В одних случаях они наклонены в сторону ядра синклинали, в других — ориентированы перпендикулярно к поверхности пласта, в третьих — наклонены в сторону ядра антиклиналей, и, наконец, различные складки в одной и той же группе могут быть наклонены как в ту, так и в другую сторону» (Горлов, 1967). Поэтому применение складок течения для определения кровли и почвы пластов нередко приводит к ошибочным заключениям.

Складки волочения, по данным Н. В. Горлова, существенно отличаются от складок течения как по механизму образования, так и по положению в разрезе. В отличие от внутрипластовых складок течения складки волочения являются межпластовыми. «Они максимально развиты не внутри определенного податливого слоя, а на границе механически разнородных слоев. В сторону от контакта такие складки обычно затухают, причем в породы неподатливого слоя распространяются на гораздо меньшее расстояние, чем в породы податливого слоя. Осевые поверхности их в отличие от несимметричных складок течения наклонены в сторону ядра антиклиналей».

Н. В. Горлов (1962) отмечал возможность существования и обратного наклона складок волочения. Он считал, что это могло быть в результате будинирования какого-либо жесткого пласта и отставания отдельных глыб в движении к ядру антиклинали от подстилающих их податливых слоев, а также при диапировом протыкании ядра антиклинали.

К. А. Шуркин и В. Л. Дук (1967) в отличие от Н. В. Горлова считают, что правило Дейла — Пампелли при картиро-

вании гнейсовых толщ может применяться лишь ограничено в связи с широким развитием сходящихся (диагональных) и поперечных дополнительных складок. В северо-западном Беломорье, где развиты крупные и мелкие складки разных простираний, возникшие в одну эпоху складчатости, мелкая складчатость «часто не может быть использована для определения простирания шарниров крупных складчатых структур». Авторы указывают, что во многих складчатых структурах беломорид, в «разных горизонтах одного и того же крыла крупной складки дополнительные продольные асимметричные складки имеют противоположный рисунок или сохраняют в пределах одной пачки пород постоянный рисунок на разных крыльях крупной складки. Не менее широко распространены случаи «обратного» рисунка дополнительных складок. Следовательно, совершенно недопустимо использование рисунка продольных дополнительных складок, обычно рассматриваемых как складки волочения, в качестве главного аргумента для выделения крупных складчатых структур».

К. А. Шуркин и В. Л. Дук (1967) утверждают, что предлагаемые В. А. Николаевым и Н. В. Горловым (1957) рекомендации по методике изучения крупных пликативных структур по дополнительным складкам волочения в северо-западном Беломорье могут привести «1) к выделению изоклинальной складчатости на участках моноклиналиного залегания пород или к ошибочному определению местоположения осей крупных складок; 2) к принятию опрокинутой складки за моноклиналиное залегание пород».

Рисунок дополнительных продольных складок в северо-западном Беломорье, по их мнению, может быть использован только для определения характера «элементарных» складок. «Одинаковый рисунок дополнительных складок в разных крыльях более крупной складчатой структуры распространен в элементарных комбинированных складках, для которых характерны присутствие одного пережатого крыла и увеличение мощности в ядре и смежном крыле складки».

В 1964 г. К. А. Шуркин предложил морфогенетическую классификацию мелких складчатых форм, развитых в архейских толщах беломорского комплекса, состоящую из девяти генетических типов, которые объединяют около 19 морфологических типов и разновидностей складок.

Для нашей цели наибольший интерес в этой классификации представляют складки волочения. Среди них К. А. Шуркин выделяет «нормальные» и «обратные». Последние в отличие от обычных складок волочения имеют противоположные рисунки: в левом крыле синклинали — правый рисунок, а в правом — левый. Некоторые исследователи описывали такие складки в качестве складок течения (Гор<sup>тс</sup> 1962) и внутрипластового нагнетания (Горлов, 1962; Дук, 1967), что, по мнению К. А. Шуркина, неверно, так как в формировании этих складок несомненна ведущая роль механизма волочения. Двойственную ориентировку складок волочения — обратную в сильно мигматизированной приядерной части и нормальную на внешней стороне крыльев — К. А. Шуркин наблюдал в некоторых крупных брахиантиклинальных структурах Беломорид (Боярской, Котозерской и др.). Такие случаи, по его мнению, заставляют быть весьма осторожным при использовании складок волочения для всякого рода геологических экстраполяций.

В разных участках Беломорья К. А. Шуркин и В. Л. Дук неоднократно наблюдали своеобразное проявление мелких складок волочения, когда в противоположных крыльях более крупных (до десятков метров) складок мелкие складки волочения имели одинаковый (левый или правый) рисунок. «Генезис подобных складчатых ассоциаций пока остается неясным. В. Л. Дук предполагает, что здесь имеет место внутрипластовое нагнетание, направленное в одну сторону, но автору думается, что не исключена и реликтовая природа мелкой складчатости, сохранившейся при несколько более позднем образовании крупных складок» (Шуркин, 1964).

Аналогичное проявление мелких асимметричных складок мы встретили в 1961 г. в замке Коксуйской синклинали и в 1965 г. на Тельманском свинцово-цинковом месторождении (Джунгарский Алатау), о чем подробнее будет сказано ниже.

По ориентировке относительно оси более крупной складки мелкие складки волочения К. А. Шуркин разделяет на продольные, поперечные и диагональные. Продольные складки, по его мнению, развиваются в крыльях главной структуры и параллельны ее шарниру, поперечные — в местах перегибов шарниров, где возникают дифференциальные движения, поперечные шарниру главной складки; диагональные складки встречаются очень редко

на участках пери- и центриклинального залегания пород и являются переходными между продольными и поперечными.

1961  
К. А. Шуркин высказывает ряд четко сформулированных положений, которые должны учитываться при структурном анализе по мелким складкам волочения: «1) Складки волочения разного масштаба, т. е., будучи отмечены в обнажении, они могут указать на положение замка более крупной складки только следующего порядка, но не обязательно замка генеральной структуры района, и соответственно позволяют установить последовательность залегания пород в разрезе в данном участке (крыле следующей по величине складки), но не общий нормальный стратиграфический разрез толщи гнейсов для всего района в целом. 2) Вследствие возможного развития в мигматизированных гнейсах не только нормальных, но и обратных складок волочения нельзя определить местоположение замков следующих по величине структур, основываясь только на рисунке складок волочения, наблюдаемых в обнажении, а необходимо знать, к каким именно (нормальным или обратным) складкам они относятся. 3) Ввиду разной ориентировки складок волочения относительно шарнира главной структуры положение последнего не может быть экстраполировано на основании наблюдаемой в одном небольшом участке складчатости волочения. Другими словами, для мигматизированных пород неприменимо так называемое «правило Пампелли», согласно которому оси мелких складок волочения параллельны оси крупной структуры. 4) Следовательно, достоверное заключение о характере той или иной крупной структуры может основываться только на совокупности наблюдений над складками волочения во многих обнажениях, покрывающих площадь, занятую этой структурой, но не на единичных разрозненных сведениях об ориентировке осей или осевых плоскостей мелких складок».

В. В. Эз (1969) убедительно показал, что формирование в широких масштабах складок скалывания и волочения физически невозможно. Против предполагаемого механизма возникновения складок волочения и целесообразности применения этого термина и ранее было много возражений. Особенно важное из них то, что складки волочения должны затухать в замковых частях более крупных складок, где отсутствуют относительные смещения ограничивающих сло-



ев. В природе же, именно в замках складок, мелкие складки нередко развиты интенсивнее, что противоречит представлению о формировании их путем механизма волочения. В. В. Эз (1969) приводит замечание И. В. Кирилловой (1949) о том, что «часто рядом с пачкой, складки которой называют складками волочения, нет ограничивающих ее более жестких пластов, относительное смещение которых считается причиной образования этих складок». В. В. Эз не отрицает относительного перемещения в кровле и почве слоев, вызывающего сдвиговые деформации в некоторых пачках и наклон осевых поверхностей мелких складок на крыльях более крупных складок «именно в ту сторону, которую предусматривает механизм волочения». Однако таким смещением нельзя объяснить возникновение мелких складок. Действительно, «протяженность» слоев, образующих складки волочения, в поперечном разрезе значительно больше протяженности соседних, не смятых слоев и должна быть больше их первоначальной длины. «Но относительное смещение вдоль слоистости подошвы и кровли слоев не может увеличить их протяженность, так как сдвиговая деформация вдоль слоя не изменяет его длину». Закономерное положение осевых поверхностей мелких складок относительно более крупных, свойственное складкам волочения, наблюдается почти повсеместно для разновозрастных складок различных порядков, что было подмечено еще Дейлом и Пампелли. Субпараллельное расположение осевых поверхностей второстепенных и мелких складок различных порядков наиболее ярко проявляется в пределах более или менее однородно деформированного объема, так как только оно обеспечивает однообразное заполнение объема приблизительно подобными складками разных порядков при любой степени сжатости. В случае деформации толщ с резко различными физико-механическими свойствами слоев, что благоприятствует формированию дисгармоничной складчатости, осевые поверхности складок различных порядков нередко существенно отклоняются от взаимно параллельного расположения. Однако при увеличении степени сжатости эти отклонения уменьшаются, и осевые поверхности и шарниры складок разного порядка ориентируются в среднем перпендикулярно первоначальному положению слоистости (рис. 3). Поэтому, заключает В. В. Эз, «если считать направление наклона малых складок решающим

признаком для отнесения их к типу складок волочения, то практически все мелкие складки, осложняющие крупные, в любой складчатой структуре покажутся складками волочения».

Рассматривая обратные складки волочения, рисунок которых на крыльях более крупных складок противоположен обычным, В. В. Эз убедительно показывает, что такие

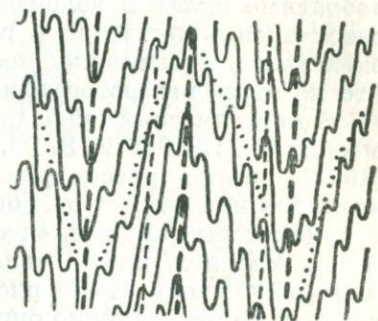


Рис. 3. Схема обычных пространственных взаимоотношений крупных и мелких складок, по В. В. Эзу (1969). Жирный пунктир — осевые поверхности крупных складок; тонкий пунктир — осевые поверхности некоторых мелких складок; точечный пунктир — зеркало мелких складок.

складки не могут формироваться путем перемещения каждого лежащего ниже слоя к замку антиклинали по подошве лежащего выше слоя (рис. 4). «Чтобы убедиться в этом, отложим от шарнира складки по поверхности пластов А и Б, ограничивающих пластичную пачку, равные расстояния  $ab$  и  $a'b'$ . Если считать, что длина пластов не изменилась

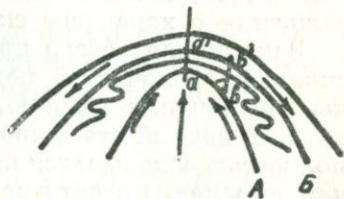


Рис. 4. Схема предполагаемого способа образования обратных складок волочения, по С. В. Чеснокову (1966), с дополнениями В. В. Эза (1969).

при складкообразовании, то при первоначальном горизонтальном залегании слоев линия  $bb'$  была перпендикулярной напластованию. Относительное смещение точек слоя А по сравнению со слоем Б в сторону замка складки, предполагаемое гипотезой «обратных складок волочения», означает, что ранее прямой угол  $abb'$  должен стать тупым. Однако какие бы соотношения изгибов внутреннего слоя А и внешнего

слоя *В* мы ни придумали, как бы ни уменьшили в своде складки мощность пачки между слоями *А* и *В*, угол *аbb*<sup>1</sup> всегда будет острым, а не тупым. Иначе говоря, ни при каких условиях (кроме случая диапирового протыкания) материал нижележащего слоя не будет скользить вверх к замку антиклинали по подошве вышележащего слоя... Видимо, — заключает В. В. Эз, — обратные складки волочения просто не существуют в природе. Указания на «обратные складки волочения» немногочисленны и относятся преимущественно к районам развития метаморфических толщ, испытавших неоднократную складчатость. Никто не приводит фотографий таких складок».

В методических указаниях по геологической съемке масштаба 1:50 000 В. В. Эз, М. А. Черноморский, В. Л. Дук (1972) кратко рассматривают вопрос об использовании «складок волочения» для определения положения крупных складок и утверждают, «что обычно практически бесполезно отмечать наблюдавшиеся в отдельных обнажениях «правый» или «левый» рисунок асимметричных складок», так как по ним «можно определить лишь характер складок следующего порядка. Иногда эти данные могут просто ввести в заблуждение, поскольку они не имеют отношения к складкам, по своему размеру поддающимся изображению на карте» (с. 157). Такое утверждение справедливо только потому, что оно еще раз подчеркивает необходимость помнить о размерности складок, и неверно в том отношении, что наблюдения за рисунками даже мелких складок могут давать важный информационный материал для суждения о характере складчатости изучаемого участка.

Заканчивая обзор представлений о картировании по складкам волочения, подведем некоторые, наиболее важные, по нашему мнению, итоги.

1. В первый этап, продолжавшийся около 60 лет, метод полностью основывался на правиле Дейла — Пампелли, причем выяснение стратиграфической последовательности слоев, местоположения и характера более крупных складчатых структур производилось по складкам волочения, наблюдаемым в разрезах. С появлением понятия о рисунках складок (1950—1957 гг.) стало возможным проводить такие определения не только в разрезах, но и в плане (т. е. на горизонтальной денудационной поверхности), что значительно расширило границы применения рассматриваемо-

го метода. Мало того, по рисункам складок волочения можно выявлять кровлю и почву пластов и вести структурное картирование вообще, не применяя правила Дейла — Пампелли.

2. Многие исследователи неоднократно подчеркивали, что в природе широко развиты разнообразные складки и другого генезиса, несогласные с ориентировкой основных пликативных структур (поперечные складки, обратные складки волочения и пр.), и что использование их для задач структурного картирования может привести к ошибочным результатам. Возможно, именно из-за этих, нередко вполне справедливых предупреждений данный метод до сих пор не получил широкого применения, которого он, несомненно, заслуживает.

3. В первоначальной формулировке правило Дейла — Пампелли относилось не к мелким складкам волочения в узком смысле этого слова, а к крупным продольным асимметричным складчатым формам разного порядка, осложняющим крылья антиклинориев. Позже многие исследователи также подчеркивали это обстоятельство и высказывались о нецелесообразности применения к этим конгруэнтным складкам термина «складки волочения». Особенно убедительно отсутствие ведущей роли в формировании таких складок механизма волочения показал В. В. Эз. Поэтому при дальнейшем изложении материала вместо привычного термина «складки волочения» будет применяться термин «продольные асимметричные складки» или «асимметричные складки».

4. Метод структурного картирования по асимметричным складкам не должен подменять другие известные методы картирования, а должен применяться вместе с ними и дополнять их.

## **ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ АСИММЕТРИЧНЫХ СКЛАДОК ДЛЯ РАСШИФРОВКИ СТРОЕНИЯ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ**

**Коксу-Текелийский рудный район  
(Джунгарский Алатау)**

Коксу-Текелийский рудный район, включающий ряд свинцово-цинковых месторождений (Текели, Западное Текели, Центральное Сууктюбе, Коксу и др.) и более десятка

рудопроявлений, занимает западное окончание Южно-Джунгарского антиклинория. Основы современных знаний о геологическом строении и металлогении района были заложены трудами М. М. Юдичева, И. И. Машкары, Е. А. Немова, Г. С. Лабазина, Б. И. Вейц, А. А. Яренского. В послевоенные годы район месторождений изучали Х. И. Мурсалимов, А. И. Орлов, Н. В. Ярмолович, К. С. Сейдахметов, П. А. Руденко, А. И. Семенов, И. И. Никитченко, Г. Б. Башкиров, С. Е. Майрин, А. А. Афоничев, В. П. Стеценко, К. И. Груздев, И. С. Бродский, Н. И. Волосников, Т. Г. Мулдагалиев, В. А. Алексеенко, Г. Е. Шаталов, Н. Н. Шухов, А. Г. Дубовский, Р. А. Дегтярев и многие другие. С 1956 г. тематические исследования здесь проводили Н. А. Пигулевский, Ю. И. Казанин, А. Е. Шлыгин, П. К. Жуков, Ш. А. Байкенов.

Особенности геологического строения и металлогении Коксу-Текелийского района и его отдельных участков освещены в многочисленных печатных работах (Юдичев, 1940; Жуков и др., 1962; «Геология и металлогения Джунгарского Алатау», 1966 и др.).

В строении района участвуют породы условно нижнего палеозоя, девона, нижнего и среднего карбона и кайнозоя. В составе рудовмещающих нижнепалеозойских \* пород выделяются следующие четыре согласно залегающие свиты (снизу вверх): сарычабынская — гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями форстеритовых мраморов, слюдистые кварциты и амфиболиты, мощность не менее 2000 м; сууктубинская существенно карбонатная — мраморы, кальцифиры, мраморизованные известняки, известняки с силикатными прослоями, доломиты и др., мощность около 2000 м (для этих двух свит не исключен и допалеозойский возраст); текелийская вулканогенно-осадочная — углистые, кремнистые, известково-углистые и другие сланцы, песчаники, известняки, эффузивы и их туфы, мощность 1400—1800 м; жиландинская существенно карбонатная, мощность не менее 1000 м. Вулканогенно-осадочные образования района прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов и дайками каледонского и герцинского возраста. Породы района в различной степени изменены. Наиболее

\* В последнее время некоторые исследователи (И. И. Никитченко, А. Г. Дубовский и др.) обосновывают более древний, докембрийский возраст этих толщ.

глубоко, местами вплоть до амфиболитовой фации, метаморфизованы отложения нижнего палеозоя, особенно сарычабынской и сууктюбинской свит (Шлыгин, Казанин, 1968).

Выделяются три структурных этажа — каледонский, герцинский и кайнозойский. Наибольшим дислокациям подверглись породы каледонского структурного этажа, обнажающиеся в своде и крыльях Южно-Джунгарского антиклинория. На востоке района, по р. Коксу, в осевой части антиклинория наблюдается периклинальное замыкание пород сарычабынской свиты. Шарнир складки, по данным И. И. Никитченко и наблюдениям автора, круто, под углом около  $70-80^\circ$ , погружается на запад-северо-запад. Северо-западнее осевая часть антиклинория занята гранитоидами и эффузивными образованиями карбона. Строение нижнепалеозойских толщ южного его крыла (горы Сууктюбе) исключительно сложное. Породы всюду имеют крутые ( $65-85^\circ$ ) или вертикальные падения и, за исключением узкой полосы, примыкающей к Солдатсайскому (Салтатсайскому) разлому, находятся в опрокинутом залегании (рис. 5). Граница нормального и опрокинутого залегания пород проходит примерно по контакту сууктюбинской и текелийской свит.

До 1958 г. среди геологов господствовало мнение о том, что в горах Сууктюбе породы нижнего палеозоя образуют крупную синклинали, в осевой части которой обнажены образования текелийской, а на крыльях — сууктюбинской свит. В этой синклинали выделялись линейные складки второго порядка, осложненные продольными разрывными нарушениями. Таких складок разные исследователи (Е. А. Немов, И. И. Машкара, И. И. Никитченко) насчитывали неодинаковое количество.

Некоторые геологи (Б. И. Иськив и др.) считали, что на фоне крупной синклинали нижнепалеозойские отложения сууктюбинской полосы системами нарушений различного возраста и направлений разбиты на многочисленные мелкие блоки, в которых породы имеют самые разные простирания, а взаимоотношения между блоками часто неясны. Формирование такой мозаично-глыбовой структуры района они связывали с герцинской эпохой тектогенеза.

В 1957 г. мы обратили внимание на широкое развитие в породах нижнего палеозоя складок и флексур с крутыми и вертикальными шарнирами, структур будинажа и явлений

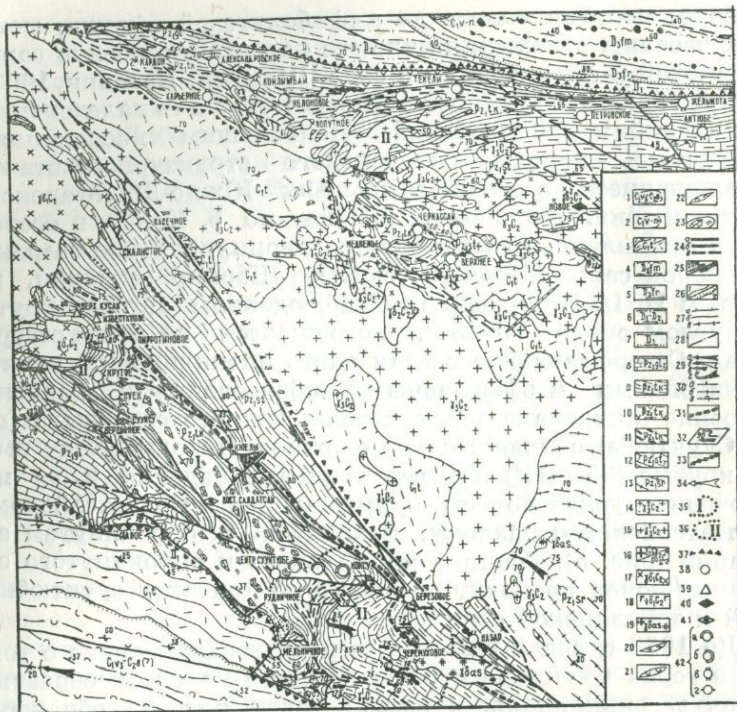


Рис. 5. Структурная карта Коксу-Текелийского рудного района. Составил Ю. И. Казанин. 1 — верхневизейский — башкирский ярус (эффузивы кислого состава, их туфы, алевролиты); 2 — визейский и намюрский ярусы (конгломераты, известняки, песчаники); 3 — турнейский ярус (эффузивы кислого и среднего состава, их туфы, туфопесчаники); 4 — фаменский ярус (песчаники, алевролиты, песчано-глинистые сланцы); 5 — французский ярус (песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, альбитофиры); 6 — нижний — средний девон (песчаники, известняки, конгломераты); 7 — нижний девон (известняки, диабазовые порфириты, кварцевые порфиры, туфы); 8 — нижний палеозой, жиландинская свита (мраморы, узловые известняки, доломиты); 9 — текелийская свита (глинисто-углистые, кварцево-серцитовые и другие сланцы, песчаники, известняки, доломиты); 10 — андезитовые и диабазовые порфириты текелийской свиты; 11 — «углистый горизонт» текелийской свиты; 12 — сууктюбинская свита — известняки, мраморы, доломиты, карбонатно-кремнистые породы; 13 — сарычабынская свита — кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты; 14 — гранит-порфиры, аплитовидные граниты; 15 — биотитовые и лейкократовые граниты; 16 — биотитовые и биотит-рогообманковые граниты, гранодиориты; 17 — кварцевые диориты; 18 — габбро-диориты; 19 — плагиограниты, гранодиориты; 20—22 — дайки кислого (20),

тектонического разлинзования пород. На южных склонах и водоразделе гор Сууктюбе мы откартировали замки двух сравнительно крупных Z-образных в плане круто погружающихся изгибов шириной около 2—3 км. В районе Коксу-Сууктюбинского рудного поля в изгибе участвуют породы текелийской и сууктюбинской свит. В строении другого изгиба, расположенного в 6 км северо-западнее (верховье р. Кусак и ручья Известкового), участвуют текелийская свита и карбонатные породы, относившиеся ранее к сууктюбинской свите и составляющие южное крыло водораздельной синклинали. Породы сууктюбинской свиты, участвующие в Коксу-Сууктюбинском Z-образном изгибе, далее на северо-запад прямолинейно тянутся вдоль Солдатсайского разлома, вплоть до Кусакского гранитоидного массива, не подвергаясь деформации изгиба в верховьях р. Кусак. Именно этот факт, а также отсутствие каких-либо данных о наличии линейных складок второго порядка в интервале между двумя описанными изгибами, отсутствие повторяемости пород, повсеместные крутые, до вертикальных, падения позволили нам уже тогда усомниться в существовании в горах Сууктюбе крупной «водораздельной» синклинали, выделявшейся ранее всеми исследователями. Более категоричное высказывание не было сделано потому, что

---

среднего (21), основного (22) состава; 23 — карбонатные брекчии; 24 — разрывные нарушения: а — региональные, б — второстепенные, в — предполагаемые; 25 — направление и амплитуда горизонтального перемещения пород по разрывам; 26 — стратиграфические контакты: 1 — согласные, 2 — несогласные; 27 — контакты интрузивных тел: а — падающие в сторону вмещающих пород, б — невыясненные, в — вертикальные или крутые; 28 — оси складок; 29 — направления и углы погружения шарниров складок: а — антиклинальных, б — синклиналичных, в — мелких, г — опрокинутое положение шарнира; 30 — преобладающее падение: а — нормальное, б — вертикальное, в — опрокинутое; 31 — граница между зонами нормального и опрокинутого залегания пород; 32 — рисунок складок, направление и углы погружения их шарниров; 33 — участки интенсивного развития структур будинаж; 34 — направление пластического течения вещества горных пород; 35 — участки преимущественного раздавливания и выжимания пород; 36 — участки преимущественного нагнетания пород; 37 — границы структурных этажей; 38—41 — месторождения и рудопроявления: 38 — свинцово-цинковые и медные, 39 — редкометалльные, 40 — железорудные, 41 — бурых железняков; 42 — месторождения, приуроченные: а — к замкам круто погружающихся складок, б — к крыльям складок, осложненным изгибами, зонами расланцевания, дробления пород, в — к участкам крутого моноклинального залегания, г — к простым трещинным структурам.

нас смущало восточное, а не западное, как должно было бы быть, направление погружения шарниров этих правосторонних складок. Так, южную часть Z-образного изгиба в верховьях р. Кусак мы назвали Цирковой синклиналью, а северную — Известковой антиклиналью (Казанин и др., 1959). Лишь в 1960 г. мы окончательно убедились в том, что шарниры этих складок, круто ( $75-85^\circ$ ) погружающиеся на восток, находятся в опрокинутом залегании, и, следовательно, Цирковая складка является антиклиналью, а Известковая — синклиналью. К этому же времени автор, П. К. Жуков и Ш. А. Байкенов другими методами (определение кровли и почвы пластов путем изучения конгломератов, песчаников, по соотношению кливажа и слоистости, литологическому составу толщ) получили дополнительные данные, свидетельствующие об общем моноклиналином залегании нижнепалеозойских свит в горах Сууктубе. В результате мощная толща карбонатных пород, относившаяся ранее к сууктубинской свите (южное крыло крупной синклинали), была выделена в самостоятельную стратиграфическую единицу, венчающую разрез нижнего палеозоя. В 1962 г. к аналогичному выводу пришли П. А. Руденко, А. И. Орлов и К. С. Сейдахметов и назвали эту толщу жиландинской свитой. Однако они продолжали считать, что отложения текелийской свиты здесь смяты в ряд узких глубоких складок второго и третьего порядков (Руденко, 1964).

Между двумя описанными участками развития круто погружающихся складок, интенсивно осложненных мелкими складками, расположен интервал выдержанного крутого моноклиналиного залегания нижнепалеозойских толщ длиной по простиранию около 5—5,5 км. Здесь только местами (месторождение Кюелы, верховье ручья Березового) имеются мелкие круто погружающиеся складки шириной до 20—40 м и плейчатость. Мощность пластичных горизонтов текелийской свиты резко уменьшена, а местами они полностью пережаты. Хрупкие карбонатные породы подверглись брекчированию и тектоническому разлинзованию с образованием крупных линз брекчий (Казанин и др., 1959; Жуков и др., 1962; Казанин и др., 1970). Совокупность этих структур позволяет считать, что на данном участке происходило раздавливание нижнепалеозойских толщ, уменьшение мощностей более пластичных слоев и отток

материала горных пород к северо-западу и юго-востоку, где в участках нагнетания создавались крупные Z-образные в плане изгибы, интенсивно осложненные мелкими складками и флексурами, вплоть до пloyчатости (Казанин и др., 1959; Каюпов, Казанин, 1963).

Таким образом, в складчатой структуре гор Сууктубе мы различаем два участка нагнетания пород и расположенный между ними участок раздавливания, выжимания пород.

На северном крыле Южно-Джунгарского антиклинория, в Текелийской рудной зоне, сууктубинская и текелийская свиты образуют также довольно крупный круто погружающийся ( $50-55^\circ$ ) на запад, но уже левосторонний (S-образный в плане) изгиб. Наличие на разных крыльях антиклинория крупных изгибов-складок с противоположными рисунками однозначно показывает, что происхождение этих пликативных форм неразрывно связано с формированием главной складчатой структуры. Учитывая крутое ( $70-80^\circ$ ) и глубокое погружение шарнира антиклинория, фиксируемое по периклинальному замыканию пород сарычабынской свиты в долине р. Коксу, эти круто погружающиеся изгибы можно рассматривать как обычные асимметричные складки второго порядка (складки волочения в прежнем понимании), осложняющие его крылья. Важно подчеркнуть, что Текели-Черкассайский S-образный изгиб в западном направлении постепенно, через флексуорообразные переходы, затухает, а верхние горизонты текелийской свиты вообще не участвуют в изгибе, прямолинейно протягиваясь в широтном направлении (см. рис. 5). Возможно, что южная часть изгиба (Черкассайская синклиналь) смещена на юго-восток по разлому северо-западного направления примерно на 1 км (Байкенов, 1968).

Восточнее Текели-Черкассайского изгиба породы сууктубинской и текелийской свит протягиваются прямолинейно вплоть до Текели-Усекского регионального разлома. Следовательно, и на северном крыле антиклинория можно различать крупный участок нагнетания пород (Текели-Черкассайское рудное поле) и два участка раздавливания и выжимания пород, расположенных западнее и восточнее (см. рис. 5).

Наряду с крупными круто погружающимися складками в породах нижнего палеозоя района широко развиты малые

структурные формы. К ним относятся мелкие складки и флексуры с размахом крыльев от первых до первых десятков метров, гофрировка, плейчатость, птигматиты и структуры будинаж.

Малые складки и плейчатость распространены неравномерно. Наиболее развиты они в тонкослоистых известняках и известково-силикатных породах, кристаллических, углистых, кремнисто-глинистых и других сланцах, что объясняется их высокими пластичными свойствами. Характерной особенностью большинства мелких складок и плейчатых крутых, до вертикальных, погружение шарниров. Оси складок ориентированы, как правило, параллельно направлению крупных плейчатых структур. Так, в Сууктубинской полосе они имеют преимущественно северо-западное простирание, а в Текелийской — субширотное. На южных склонах гор Сууктубе, где породы нижнего палеозоя находятся в опрокинутом залегании, осевые поверхности мелких складок также опрокинуты на юг и круто падают на северо-восток или вертикальны. Формы замков их разнообразны, но преобладают округлые или эллипсоидные.

Наиболее интенсивно мелкие складки и плейки развиты в замках крупных складок, на участках нагнетания вещества горных пород. Такими участками являются Коксу-Сууктубинское и Черкассай-Текелийское рудные поля, вержовья р. Кусак и ручья Известкового. В интервалах выдержанного моноклинального залегания пород, на участках раздавливания и выжимания (водораздел гор Сууктубе, Текелийская полоса восточнее месторождения Текели), мелкие складки немногочисленны и проявлены локально.

Складки внутрипластового течения (складки волочения) развиты обычно в податливых, пластичных слоях, заключенных в более жестких и менее пластичных слоях. Длинные крылья их по простиранию и падению совпадают с соседними моноклинально залегающими пластами, а короткие ориентированы обычно под острым углом к ним. В зависимости от величины угла изменяется и форма складок: с его уменьшением складки приближаются к изоклинальным, с увеличением — к флексурным. Размеры складок различны, но чаще ширина их не превышает 0,5—1 м. Шарниры, как правило, крутонаклонны или даже опрокинуты.

В юго-восточной части района, по бортам р. Коксу, мелкие складки и пloiки круто, под углами от  $65$  до  $85^\circ$ , погружаются на восток (СВ  $60^\circ$  — ЮВ  $120^\circ$ ); севернее, в среднем течении ручья Березового и на водоразделе гор Сууктюбе, — также круто, но уже на северо-запад. Восточное направление погружения шарниров мелких складок на южных склонах гор Сууктюбе связано, очевидно, с опрокинутым положением шарнира южной антиклинальной части Коксу-Сууктюбинского Z-образного в плане изгиба (см. рис. 5).

Как и крупные изгибы, мелкие асимметричные складки внутрипластового течения в интервалах выдержанного прямолинейного простирания пород в горах Сууктюбе имеют правый рисунок и, за исключением отмеченного выше участка, где шарниры их опрокинуты, всюду погружаются на северо-запад. Эти обстоятельства позволяют говорить о том, что при прослеживании с северо-востока, от Солдатсайского разлома, на юго-запад мы встречаем все более молодые пласты, т. е. породы нижнего палеозоя находятся здесь в моноклинальном залегании и составляют южное крыло антиклинория.

В Текелийской полосе, наоборот, большинство круто погружающихся складок характеризуется левым рисунком в плане и преимущественным падением шарниров на запад (см. рис. 5), что также свидетельствует об общем моноклинальном залегании пород текелийской свиты на северном крыле антиклинория.

Рассмотрим складчатую структуру еще двух участков развития нижнего палеозоя на южном крыле Южно-Джунгарского антиклинория.

В горах Сууктюбе, в 5 км западнее Известково-Циркового правостороннего изгиба, в верховьях ручья Теректы, вновь обнажаются породы сарычабынской, сууктюбинской, текелийской и жиландинской свит. Здесь на сложноскладчатые толщи нижнего палеозоя с резким структурным несогласием (угловое несогласие почти  $90^\circ$ ) налегает теректинская свита нижнего девона, в базальных конгломератах которой содержится галька гнейсов, кристаллических сланцев и мраморизованных известняков (Машкара, 1938 и др.), что однозначно свидетельствует о додевонском возрасте складчатости и метаморфизма нижнепалеозойских толщ (рис. 6).

До 1961 г. существовало представление, что основной формой развитых здесь складчатых структур являются линейные складки, крылья которых сложены породами сууктубинской, а центральные части — текелийской свит. Учитывая выявленные нами особенности строения ниже-

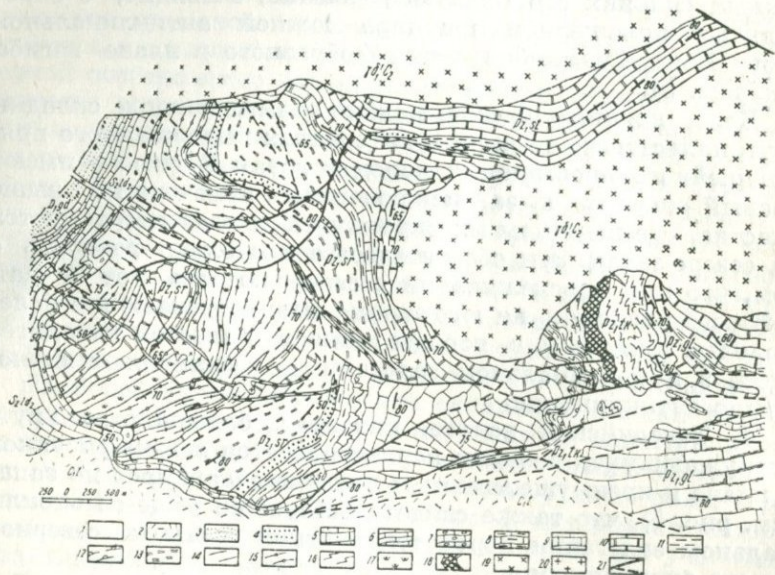


Рис. 6. Схема геологического строения участка Теректы — Жиланды. Составлена по материалам П. А. Руденко, Н. Н. Шухова. 1 — четвертичные отложения; 2 — кварцевые и дацитовые порфиры, их туфы; 3 — песчаники; 4 — кварцитовидные песчаники; 5 — песчанистые известняки с прослоями песчаников и алевролитов; 6 — известняки и известково-глинистые сланцы; 7 — конгломераты и конгломератовидные известняки; 8 — известняки с кремнистыми прослоями; 9 — известняки; 10 — мраморы и мраморизованные известняки; 11 — углистые, углисто-кремнистые, углисто-известковистые сланцы; 12 — серицито-углистые сланцы с кордиеритом; 13 — серицито-кремнистые сланцы; 14 — мусковит-биотитовые сланцы; 15 — гнейсы, очковые гнейсы, гранито-гнейсы; 16 — амфиболитизированные порфириды; 17 — кварциты и окварцованные породы; 18 — роговики; 19 — гранодиориты и кварцевые диориты; 20 — граниты; 21 — разрывные нарушения (достоверные и предполагаемые). Pz<sub>1</sub>sg — сарычабынская свита; Pz<sub>1</sub>st — сууктубинская свита; Pz<sub>1</sub>tk — текелийская свита; Pz<sub>1</sub>gl — жиландинская свита; S<sub>2</sub>ld<sub>2</sub> — теректинская свита.

палеозойских толщ в горах Сууктубе (наличие круто погружающихся складок, отсутствие линейных складок и пр.), мы еще до посещения этого участка, в 1961 г. высказали предположение о том, что здесь, скорее всего, обнажается часть крупного S-образного изгиба нижнепалеозойских толщ, осложненного более мелкими складками-изгибами с крутонаклонными шарнирами, а линейные складки отсутствуют и что тут, видимо, имеет место встречный (обратный тому, что на Коксу-Сууктубинском рудном поле) изгиб уже с левым рисунком (Каюпов, Казанин, 1963).

В 1962 г. участок Теректы исследовали П. А. Руденко, Н. Н. Шухов и другие, в результате чего полностью подтвердились наши предположения. Здесь в породах нижнего палеозоя была выявлена крупная, шириной до 4,5 км, широтно ориентированная Теректинская антиклиналь, круто, под углом 60—65°, погружающаяся на восток. Падение пород на крыльях ее колеблется от 50 до 80°. Ядро антиклинали сложено метаморфическими породами сарычабынской свиты, в замковой части и на крыльях — известняками сууктубинской свиты. Породы текелийской свиты обнажены в замке складки на участке месторождения Жиланды и на ее южном крыле (см. рис. 6). Теректинская антиклиналь местами осложнена мелкими круто погружающимися изгибами (вплоть до плейчатости) и рядом разрывных нарушений.

Таким образом, строение нижнего палеозоя водораздела и южных склонов гор Сууктубе в целом представляется следующим: в восточной части южное крыло антиклинория, состоящее из пород сууктубинской, текелийской и жиландинской свит, осложнено двумя крупными правосторонними круто погружающимися складками — Коксу-Сууктубинской и Известково-Цирковой; на западе района породы нижнего палеозоя слагают Теректинскую антиклиналь, представляющую собой южную часть встречного левостороннего в плане изгиба (синклинальная часть его почти полностью уничтожена интрузией Кусакского массива). В интервале между этими крупными встречными изгибами обнажены мраморизованные известняки жиландинской свиты; почти на всей площади они находятся в опрокинутом залегании и круто падают на север. Текелийская свита в этом интервале уничтожена Жиланды-Кусакской ин-

трузией гранитоидов. Известняки сууктюбинской свиты частично сохранились в виде узкой полосы северо-восточной ориентировки, протягивающейся от верховьев ручья Талдыбулак на западе (северное крыло Теректинской антиклинали) до р. Жангыз на востоке, что составляет 3,5—4 км. Восточнее, на протяжении около 3 км до северного крыла Известковой синклинали, сууктюбинская свита также уничтожена интрузией (см. рис. 5, 6).

Восточнее Коксу-Сууктюбинского рудного поля, на южных склонах гор Сары-Чабын, южное крыло антиклинория также осложнено двумя встречными изгибами, южные антиклинальные части которых известны под названием Косагашской и Кояндинской складок. Шарниры их погружаются навстречу друг другу, в результате чего между ними имеется синклинальный перегиб, сложенный известняками сууктюбинской свиты. Кояндинский изгиб характеризуется правым рисунком в плане и крутым погружением ( $60—80^{\circ}$ ) шарниров на запад, Косагашский — левым рисунком и более пологим погружением шарниров ( $35—40^{\circ}$ ) на восток. Замки этих изгибов отчетливо фиксируются по контакту сарычабынской и сууктюбинской свит. Южное крыло Кояндинской антиклинали опрокинута к югу и круто ( $65—85^{\circ}$ ) падает на север. Косагашская антиклиналь также опрокинута к югу, и лишь местами вблизи ее замковой части наблюдается нормальное залегание слоев. В синклинальном перегибе в известняках сууктюбинской свиты широко развиты мелкие складки преимущественно с пологими шарнирами.

Таким образом, применение рассматриваемого метода при изучении нижнепалеозойских толщ Коксу-Сууктюбинского района позволило в принципе изменить существовавшие представления о стратиграфической последовательности толщ и структуре гор Сууктюбе, что имеет не только научное, но и большое практическое значение, так как к этим толщам приурочено полиметаллическое оруденение. Кроме того, при изучении второстепенных асимметричных складчатых форм выявилась рудоконтролирующая роль круто погружающихся складок, из которых крупные контролировали размещение рудных полей (Черкассай-Текелийский изгиб на северном крыле антиклинория, Коксу-Сууктюбинский на южном), а более мелкие — отдельных месторождений и рудопроявлений (Центральное Сууктюбе, Коксу

и др.). Другие крупные изгибы, развитые в рудовмещающих толщах нижнего палеозоя региона (в верховьях р. Кусак, на участках Теректы, Нойедорф и др.), были выдвинуты как перспективные площади на поиски новых свинцово-цинковых месторождений. Правильность этих прогнозов уже подтвердилась практически — на участке Нойедорф в 1964 г. выявлено Тельманское свинцово-цинковое месторождение. На других рекомендованных участках новые поисково-разведочные работы, к сожалению, еще не проводились.

Анализ пространственного положения описанных встречных лево- и правосторонних в плане изгибов на южном крыле Южно-Джунгарского антиклинория позволил также прийти к выводу о том, что смена рисунков асимметричных складок на крыльях главных пликативных структур, наблюдаемая в плане, представляет собой вполне закономерное явление и связана с ундуляцией шарниров главных складок (см. рис. 16).

### Юго-западный склон гор Кендыктас

Наиболее древние докембрийские образования Кендыктаса разделяются, как известно, на две согласно залегающие свиты — гнейсовую и амфиболитовую. Гнейсовая свита состоит из гранито-гнейсов, инъекционных гнейсов, парагнейсов (биотито-мусковитовых, мусковитовых и др.), резко подчиненных им прослоев амфиболитов и кристаллических сланцев. Отличительной чертой ее пород является розовая и розовато-серая окраска. Породы свиты в виде широких полос северо-западного простирания прослеживаются в центральной части гор Кендыктас и на их южных склонах.

Состав амфиболитовой свиты более пестрый. Она сложена амфиболитами, кварцитами, кристаллическими сланцами с подчиненными горизонтами гнейсов и мраморизованных известняков. Свита обнажена на небольших площадях в районе р. Сарыбулак и в окрестностях с. Суганды.

О возрасте и стратиграфической последовательности свит нет пока единого мнения. В. И. Рыцк (1963), Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев (1964) более древней считают амфиболитовую толщу. К. И. Дворцова, И. И. Радченко, Б. А. Са-

лин и др. придерживаются противоположного мнения и помещают в основание видимого разреза породы гнейсовой свиты.

Вопрос о возрасте этих древнейших образований также еще не решен. Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев относят их к архею, К. И. Дворцова, И. И. Радченко и др. — к нижнему протерозою, В. И. Рыцк, Б. А. Салин, Э. С. Кичман (1969) — к нижнему палеозою.

Мощность гнейсовой свиты 4 км, амфиболитовой — 1,8—2 км. Внутренняя структура описываемых образований также трактуется по-разному. В. И. Рыцк (1960) считал, что в районе р. Сарыбулак наиболее древняя амфиболитовая свита «залегает в ядре круто погружающейся на юго-запад антиклинальной складки. На замыкании антиклинали, в замковой ее части, в приустьевом участке ручья Кожабай» на эту свиту отчетливо налегают гнейсы верхней толщи. Из этого описания и прилагаемой схемы следует, что ось выделенной В. И. Рыцком антиклинали ориентирована в юго-юго-западном направлении, т. е. почти перпендикулярно генеральному простиранию пород в горах Кендыктас. Амфиболито-сланцевые породы, по данным этого автора, характеризуются крутыми углами падения (60—80°, нередко 90°) и смяты в складки высоких порядков, вплоть до пloyчатости.

По представлениям И. И. Радченко, породы амфиболитовой свиты сохранились в осевой части крупной синклинали северо-западного простирания, а выход гнейсов в междуречье Сарыбулак и Кожабай представляет собой антиклинальную складку. Второстепенные складки и, следовательно, вся структура погружаются на северо-запад.

Наши исследования этого района в 1967—1968 гг. с широким применением метода структурного картирования по второстепенным асимметричным складкам позволяют, с одной стороны, внести значительные коррективы в представления о внутренней структуре свит и их мощности, а с другой — уверенно говорить о более низком стратиграфическом положении сланцево-амфиболитовой свиты по сравнению с гнейсовой, т. е. подтвердить точку зрения Л. Н. Бельковой, В. Н. Огнева и В. И. Рыцка.

Характерной структурной особенностью участка является довольно крупный флексуно- или S-образный в плане изгиб, прослеживающийся по контакту между амфиболи-

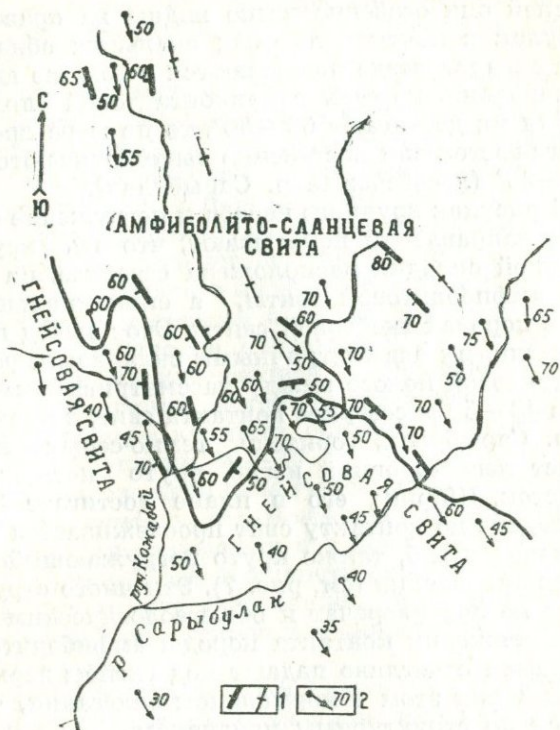


Рис. 7. Структурная схема участка Сарыбулак (юго-западный склон гор Кендыктас). Составил Ю. И. Казанин (1969). 1 — залегание пород: наклонное, вертикальное; 2 — направления погружения шарниров складок.

товой и гнейсовой свитами в междуречье Сарыбулак и Кожабай (рис. 7). Этот изгиб можно рассматривать как две сопряженные складки — антиклиналь и синклиналь. В их замковых частях и связующем коротком крыле породы обеих свит всюду отчетливо падают на юго-восток ( $120^{\circ}$ — $150^{\circ}$ ) под углами от  $55^{\circ}$  до  $80^{\circ}$ . Представление об опрокинутом положении шарниров этих складок исключается по следующим причинам: антиклинальная и синклинальная части изгиба интенсивно осложнены мелкими крутыми, иногда изоклинальными складками, отчетливо выраженными в породах как амфиболитовой, так и гнейсовой свит

(в последней они особенно четко видны на правом склоне р. Сарыбулак в почти сплошных скальных обнажениях); шарниры складок везде погружаются в том же юго-восточном направлении, но если в приконтактной полосе углы погружения их достигают  $60-80^\circ$ , то по мере прослеживания на юго-восток они постепенно выволаживаются до  $40$  и даже  $30-25^\circ$  (левобережье р. Сарыбулак).

Левый рисунок крупного изгиба и погружение его в юго-восточном направлении показывают, что ось крупной антиклинальной складки расположена севернее, на площади развития амфиболитовой свиты, а синклиальной — южнее, т. е. в породах гнейсовой свиты. Этот вывод подтверждается и мелкими асимметричными складками, развитыми в приконтактной полосе между рассматриваемыми толщами. Так, в  $40-50$  м севернее контакта свит, в правом борту долины р. Сарыбулак, горизонт темно-серых кварцитов испытывает левосторонний изгиб, круто погружающийся на юго-восток. Ширина его в плане достигает  $30-40$  м. Северо-западнее по контакту свит прослеживается еще один левый в плане изгиб, также круто погружающийся в юго-восточном направлении (см. рис. 7). Эти чисто структурные построения не противоречат и общегеологическим данным. На всем протяжении контакта породы амфиболито-сланцевого комплекса отчетливо падают под гнейсы верхней свиты, находясь при этом в нормальном залегании, что устанавливается по структурным признакам.

Рассмотрим в общих чертах внутреннюю структуру свит. Наиболее древняя амфиболитовая свита обнажается в ядре крупной антиклинали северо-западного направления. Ось антиклинали проходит, по-видимому, примерно посередине площади ее развития, где нами отмечен переход от крутого юго-западного падения пород, через почти горизонтальное (падение на юго-восток под очень пологим углом) до крутого северо-восточного. Юго-восточнее шарнир антиклинали, видимо, круто погружается, что фиксируется сужением ширины выхода свиты, а также крутым погружением описанного левостороннего изгиба, осложняющего строение ее южного крыла. На крыльях антиклинали развиты дополнительные складки различных порядков, иногда до мелкой плейчатости. Особенно отчетливо они выражены в местах частого чередования маломощных горизонтов кварцитов, известняков, амфиболитов и сланцев. Все

эти многочисленные складки круто погружаются в юго-восточном направлении, подчеркивая общее погружение структуры на юго-восток, а не на северо-запад, как считалось ранее.

В гнейсах верхнего комплекса второстепенные складки развиты также широко, особенно в крупном S-образном изгибе. В призамковых частях и вдоль его северо-восточного крыла в гнейсах наблюдаются крутые сжатые, почти изоклинальные складки шириной до 30—40 м. Осевые поверхности их слегка опрокинуты на северо-восток, а шарниры круто погружаются на юго-восток. Южнее, по мере удаления от замка S-образного изгиба, мелкие складки в гнейсах становятся менее сжатыми и, видимо, в силу этого фиксируются реже. Однако на протяжении 2,5—3 км к югу по долине р. Сарыбулак, секущей гнейсовую толщу почти вкрест ее простираения, в трех-четыре местах намечаются замки сравнительно крупных складок, погружающихся на юго-восток под углами 30—35°.

Выявленное сложное складчатое строение гнейсовой толщи позволяет считать, что мощность ее, оцениваемая в 4 км, значительно завышена и в действительности, вероятно, не превышает 1 км. Мощность нижней амфиболитовой свиты на данном участке также, по-видимому, меньше 2 км, но вопрос об ее полной мощности, естественно, остается открытым.

Таким образом, и на этом участке наблюдения за асимметричными складками позволили получить ряд существенных данных, уточняющих стратиграфию и структуру развитых здесь древних образований.

### Золоторудное поле Колар (Индия)

Месторождения Колар приурочены к узкой (4—5 км) меридиональной полосе докембрийских сланцев Дарвар, ограниченной со всех сторон гнейсами Пенинсула. Золотосодержащая кварцевая система прослежена по простираению примерно на 15 км и на глубину более 3 км.

Структура рудного поля Колар детально описана С. Нарайянасами и др. (1964), на анализе материалов которых и базируются выводы автора.

Сланцевый пояс Колар представлен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными потоками мафических вулканических пород, покровов и силлов основных изверженных пород и редких пластов железистых кварцитов. Последние тяготеют в основном к западному краю пояса. Вдоль восточной его границы обнажается узкая зона рассланцованных слюдяных и порфирировых полевошпатовых гнейсов Чемпион с «автокластическими конгломератами».

С. Нарайянасвами и др. (1964) установили такую последовательность формирования пород (снизу вверх): 1) гнейсы Чемпион и «автокластические конгломераты»; 2) амфиболитовая серия Колар; 3) гнейсы Пенинсула — пара-

и ортогнейсы, смешанные гнейсы; 4) граниты Патна и Бизанаттама; 5) золото-кварцевые и золотоносные кварцево-сульфидные залежи; 6) пегматиты и жильный кварц; 7) дайки долеритов, габбро, базальтов.

Сланцевый пояс, по мнению большинства исследователей, слагает крупную синклиналь. Предполагается, что осевая плоскость ее почти вертикальна, поскольку на востоке породы круто падают на запад ( $60-75^\circ$ ), а на западе — круто ( $75-80^\circ$ ) на вос-

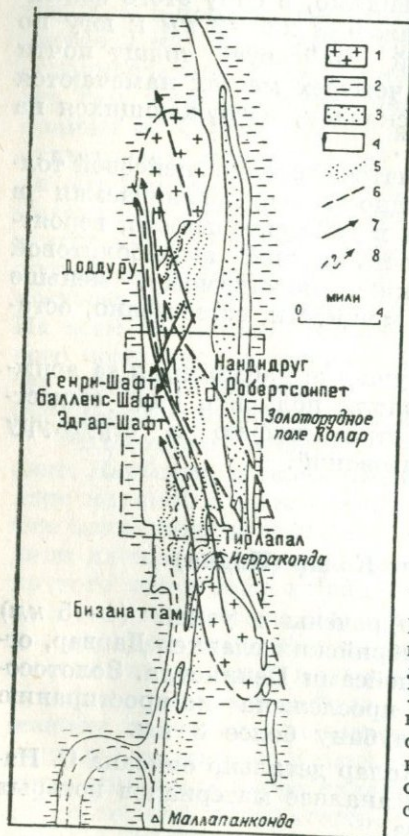


Рис. 8. Структурный контроль рудных залежей в сланцевом поясе Колар (по С. Нарайянасвами и др., 1964). 1 — граниты; 2 — гнейсы Пенинсула; 3 — гнейсы Чемпион; 4 — сланцевый пояс Колар; 5 — золотоносные залежи; 6 — разломы; 7 — оси кулисообразных наложенных складок; 8 — ось первичной синклинальной складки.

ток, а шарнир полого ( $15-20^\circ$ ) погружается на север. Увеличение мощности сланцевого пояса и усложнение его внутренней структуры в южной части рудного поля, в районе Тирлапала (рис. 8), привели С. Нарайянасами и др. (1964) к выводу о наличии двух второстепенных «поперечных» складок — антиклинали и синклинали северо-северо-западного направления. Осевые поверхности их падают на запад под углами  $70-80^\circ$ , а шарниры полого ( $25-35^\circ$ ) погружаются на северо-запад. Высказывались и другие предположения об общей структуре рудного поля: 1) породы залегают моноклиналино, но срезаны взбросом; 2) они представляют собой опрокинутое крыло крупной антиклинали. В том и другом случае ось главной антиклинали располагается западнее сланцевого пояса (рис. 9).

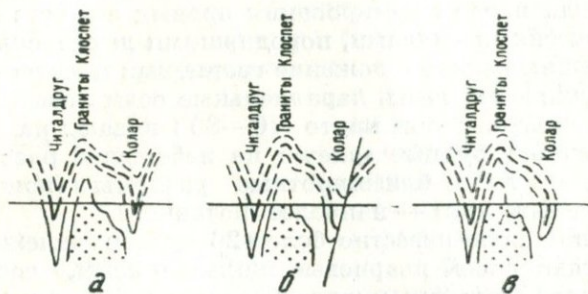


Рис. 9. Разрез вкрест простирания сланцевых поясов Дарвар и возможные структуры сланцевого пояса Колар (по С. Нарайянасами и др., 1964). а — синклиналь; б — моноклиналиль; в — опрокинутая антиклиналь.

В рудном поле широко развиты более мелкие зигзагообразные складки. Морфологический рисунок их в плане дважды меняется при прослеживании по простиранию. В южной части, в районе Тирлапала, развиты правые складки, которые севернее, перед Эдгар-Шафт, сменяются на левые; еще севернее, в окрестностях Джифорд-Шафт, вновь преобладают складки с правым рисунком, а к северу от них, вблизи рудников Генри-Шафт и Нандидруг, асимметричные складки имеют левый рисунок. На крайнем северном фланге снова наблюдаются правые складки, которые прослежи-

ваются через холмы Доддуру, вплоть до гранитного массива Патна (см. рис. 8, 10).

Правые складки на всех участках круто погружаются на северо-северо-запад, а левые — на юг-юго-запад. До сих пор исследователями не найдено никакого удовлетворительного объяснения тому обстоятельству, что левые и правые складки располагаются в одной и той же области (Нарайянасами и др., 1964). Предполагается, что встречные по рисунку асимметричные складки возникли в результате перемены направления стресса в период складчатости и формирования синтетектонических гранитных массивов Патна и Бизанаттам, которые могли выполнять роль упоров.

Разрывные нарушения разделены на а) главные разломы северо-западного направления, грубо параллельные осям «поперечных» складок, они падают круто на запад и смещают рудные залежи влево; считается, что эти разрывы возникли после формирования правых складок в связи с тектоническими силами, породившими левые складки и определившими местоположение гранитных массивов; б) северо-восточные разломы, параллельные осям левых кулисообразных складок; они круто ( $70-80^\circ$ ) падают на юго-восток и смещают рудные залежи на небольшие расстояния, местами до 3 м; в) близширотные разломы (поперечные сбросы растяжения) — наиболее поздние.

В рудном поле известно более 26 рудных залежей. Они представляют собой кварцевые жилные зоны, состоящие из ряда параллельных кулисообразных жил, линз и прожилков полупрозрачного кварца, расположенных в сильно рассланцованных, измененных и минерализованных породах. Во многих рудных залежах присутствуют сульфидные минералы.

Золото в больших количествах встречается в кварцевых жилах, чем в сульфидных. Среднее содержание его колеблется от 10—15 г/т в кварцевой залежи Чемпион до 8—10 г/т в сульфидных рудах залежей Вест-Рифс на руднике Нандидруг.

Большинство рудных залежей имеет меридиональное простирание и крутое ( $60-75^\circ$ ) падение на запад. С глубиной падение их увеличивается и ниже уровня 2745 м становится почти вертикальным.

Одной из важнейших рудолокализирующих структур являются зигзагообразные складки (см. рис. 8, 10, 12). Угол

погружения шарниров складок на верхних горизонтах залежи Чемпион равен 30—40°, но быстро увеличивается с глубиной и становится почти вертикальным. Соответственно повышаются и углы погружения рудных залежей. Складки опрокинутые, изоклиналильные, с осевыми плоскостями, круто падающими на запад. Они асимметричны в плане и разрезе и состоят из антиклиналей и синклиналей с общим, более крутым крылом, которое обычно рассланцовано, а иногда и осложнено разрывами. Залежи имеют большую мощность и повышенное содержание золота (рудные столбы) в замках антиклинальных и синклиналильных складок, а также в более крутом и коротком общем крыле. Связующее звено рудной залежи между двумя такими складками обычно длинное, всегда менее мощное и бедное золотом.

*Анализ структуры рудного поля.* Рассмотрим особенности зигзагообразных складок, которые в рудном поле являются складками третьего порядка. В южной части этого поля развиты правосторонние складки, погружающиеся в северо-северо-западном направлении. Для определения местоположения более крупной

складки необходимо смотреть в сторону погружения шарниров этих асимметричных складок, т. е. на север. В этом случае правый рисунок складок будет указывать на то, что они расположены на левом крыле антиклинали и, следовательно, ось антиклинали находится к востоку от рудного поля. Аналогичный вывод будет получен при рас-



Рис. 10. Принципиальная схема расположения асимметричных складок второго и третьего порядков в рудном поле Колар. Составил Ю. И. Казанин по материалам С. Нарайянасвами и др. (1964). 1 — граниты; 2 — разрывы; 3 — направления погружения складок и залегание пород; 4 — ундуляция оси главной антиклинали.

смотрении зигзагообразных правых складок, развитых севернее, в районе Джиффорд-Шафт, и еще севернее, в районе Доддуру, и также погружающихся в северном направлении.

Левые зигзагообразные складки, круто погружающиеся в юго-западном направлении, развиты в центре рудного поля, южнее Эдгар-Шафт, и на севере его, на участке рудника Нандидруг. Пользуясь теми же приемами, т. е. наблюдая в направлении погружения шарниров (на юг), видим, что левый рисунок складок в плане указывает на ту же картину — ось крупной антиклинали расположена к востоку от рудного поля.

Таким образом, характер рисунков складок и направления их погружений однозначно показывают, что левые и правые складки и, следовательно, слагающие их породы сланцевого пояса находятся на западном крыле крупной антиклинали (рис. 10).

Распространение зигзагообразных складок практически по всей ширине сланцевого пояса отвергает представления об его общей синклинальной структуре и о наличии в нем двух полого погружающихся складок второго порядка, протягивающихся в северо-северо-западном направлении от холма Иерраконда на юге до Доддуру на севере.

В действительности, как это отчетливо видно на рисунках 8, 10, в южной части рудного поля, в районе Тирлапала и холма Иерраконда, по контактам между породами сланцевого пояса, гнейсами Чемпион и гнейсо-гранитами Пенинсула прослеживается крупный Z-образный в плане правосторонний изгиб. Восточная, синклинальная, часть его осложнена разрывом северо-западного направления. Эти складки второго порядка в районе Тирлапала погружаются на север под сравнительно небольшими углами ( $30-40^\circ$ ), однако севернее и с глубиной угол погружения их довольно быстро увеличивается до  $60-80^\circ$ . Уже в районе к югу от Эдгар-Шафт левые зигзагообразные складки круто погружаются в южном направлении, т. е. навстречу Z-образному изгибу пород южной части рудного поля. Все это позволяет уверенно говорить, что антиклинальная и синклинальная складки второго порядка, составляющие Z-образный изгиб, не могут протягиваться через все рудное поле и погружаться под пологими углами ( $15-20^\circ$ ), как это предполагают С. Нарайянасвами и др. (1964).

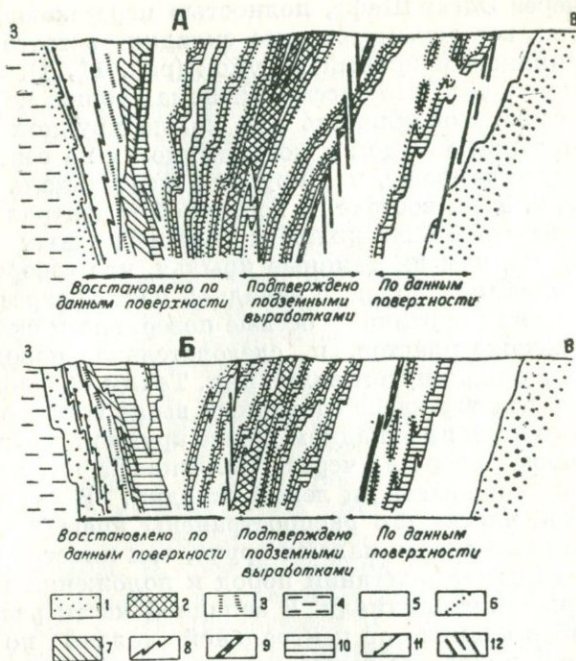


Рис. 11. Геологические разрезы вкрест простирания рудного поля Колар (по С. Нарайянасвами и др., 1964). А — разрез через Эдгар-Шафт; Б — разрез через Балленс-Шафт. 1 — гнейсы Чемпион; 2 — массивные амфиболиты; 3 — гранит-сульфидно-кварцевые залежи смешанного типа; 4 — гнейсы Пенинсула; 5 — сланцеватые амфиболиты; 6 — кварцевые и сульфидные залежи; 7 — волокнистые амфиболиты; 8 — железистые кварциты; 9 — дайки долеритов; 10 — зернистые амфиболиты; 11 — магнетитовые кварциты; 12 — разломы.

Погружение правостороннего изгиба в северном направлении указывает также на то, что породы, участвующие в его строении, расположены на западном крыле крупной антиклинали, т. е. при прослеживании с востока на запад будут встречаться все более молодые образования (снизу вверх): гнейсы Пенинсула, гнейсы Чемпион, породы сланцевого пояса Колар.

Проверим высказанные положения по геологическим разрезам, приводимым С. Нарайянасвами и др. (1964). На

разрезах через Эдгар-Шафт, полностью пересекающем сланцевый пояс, все асимметричные складки третьего порядка имеют одинаковый правый рисунок (рис. 11, А). Это свидетельствует о том, что рассматриваемая толща пород представляет собой моноклиналь или крыло крупной складки. Правый рисунок складок и погружение их на север (от наблюдателя) указывают, что крупная антиклиналь находится справа, т. е. на востоке. В восточной и центральной частях разреза осевые поверхности асимметричных складок падают круче, чем их длинные крылья, что говорит о нормальном залегании пород. В западной части разреза наблюдается обратная картина — осевые поверхности складок наклонены положе пластов, и, следовательно, породы здесь находятся в опрокинутом залегании. Таким образом, и данный разрез подтверждает сделанный выше вывод о положении рудного поля на западном крыле крупной антиклинали.

На втором разрезе через Балленс-Шафт (рис. 11, Б) представлены и правые, и левые складки. В восточной и центральной частях его распространены правые складки. Их осевые поверхности падают круче, чем пласты, что говорит о нормальном залегании пород и положении их на западном крыле антиклинали. В западной части разреза, составленной в отличие от центральной только по данным поверхности, показаны левые складки, в результате чего создается впечатление об общей синклинальной структуре сланцевого пояса. Однако на этом разрезе должны быть отражены только правые складки, так как разрез составлен при наблюдении на север, в сторону погружения правых складок. Левые складки, погружающиеся в южном направлении, в разрезе должны смениться на правые. А учитывая общее восточное падение пород в этой части рудного поля, нетрудно представить, что осевые поверхности асимметричных правых складок будут наклонены положе, чем напластование, и прийти к выводу об опрокинутом залегании пород в западной части разреза, т. е. в конечном итоге получить ту же картину, что и по разрезу через Эдгар-Шафт.

Опрокинутое положение пород в западной части сланцевого пояса Колар связано, очевидно, с крупным продольным разрывом, по которому они введены в тектонический контакт с гнейсами Пенинсула.

Таким образом, анализ поперечных геологических разрезов также однозначно свидетельствует о том, что породы

сланцевого пояса в структурном отношении расположены на западном крыле крупной антиклинали\*.

В работе С. Нарайянасами и др. (1964) приводится блок-диаграмма складок северной части рудного поля (район Генри-Шафт и Джифорд-Шафт), к которым приурочены богатые рудные столбы (рис. 12). На блок-диаграмме видно, что в южной ее части правые складки круто ныряют на север, а в северной левые складки также круто погружаются на юг. С глубиной угол погружения складок на всех участках рудного поля не выполаживается, а, наоборот, возрастает до  $70-80^\circ$ , и примерно в 3 км ниже дневной поверхности — до вертикального. Глубина рудника Чемпион-Риф достигла 3,2 км, однако и здесь сохраняется вертикальное положение шарниров складок. Есть все основания полагать, что крутое их положение сохранится и ниже, возможно, еще на 1—1,5 км. Все это является еще одним неоспоримым доказательством крутого, а не пологого погружения складок второго порядка, развитых в южной части рудного поля. Полого наклонная линейность в районе холма Иерраконда и в некоторых других местах, на чем основывались С. Нарайянасами и др., отражает пологое ( $35-40^\circ$ ) на этих участках погружение асимметричных зигзагообразных складок на дневной поверхности и в верхних горизонтах.

Наличие на двух участках рудного поля Колар встречных по рисунку и направлению погружения асимметричных складок позволяет предполагать, что ось крупной антиклинали, расположенная восточнее сланцевого пояса, дважды круто и глубоко ундулирует по простиранию (Казанин, 1968, 1971).

Таким образом, проведенный анализ, как нам кажется, вносит серьезные коррективы в существующие представления об общей структуре Коларских месторождений и стра-

---

\* Вывод об общем моноклинальном залегании сланцевого пояса Колар вытекает и из представлений самих индийских геологов. Действительно, если считать, что левые зигзагообразные складки возникли позднее правых и связаны с переориентировкой стресса при внедрении гранитов Патна и Бизанаттама, как это полагают С. Нарайянасами и др., следовательно, до этих вторичных деформаций в сланцевом поясе существовали только правые зигзагообразные складки, погружающиеся на северо-северо-запад, что однозначно указывает на общее моноклинальное залегание толщи сланцев и принадлежность ее к западному крылу более крупной антиклинали.

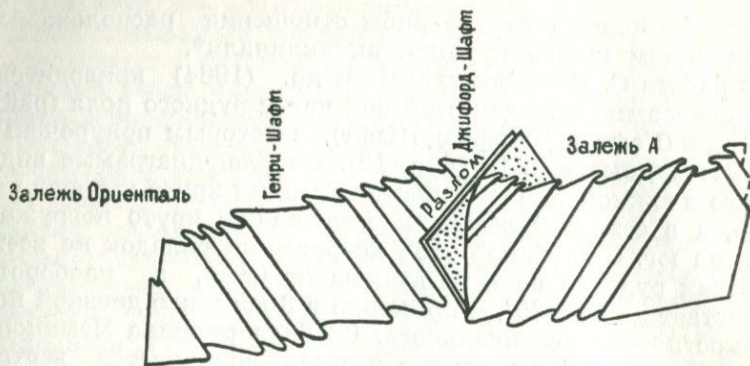


Рис. 12. Складки и рудные столбы золотоносных залежей рудного поля Колар (по С. Нарайянасами и др., 1964).

тиграфической последовательности пород сланцевого пояса Дарвар и окружающих его гнейсовых толщ.

Тот факт, что южнее рудного поля сланцевый пояс Колар местами (южнее Бизанаттама, западнее и северо-западнее Меллапокконда) испытывает крупные круто погружающиеся изгибы (см. рис. 8), позволяет предполагать, что и в других интервалах пояса могут быть обнаружены системы мелких круто погружающихся складок. А учитывая их важную рудолокализирующую роль, можно будет увереннее оценивать перспективы сланцевого пояса на золото.

Структурный анализ показал, что сланцевый пояс Колар расположен на западном крыле крупной антиклинали, ось которой протягивается в субмеридиональном направлении и пространственно совпадает с гнейсо-гранитами Пенинсула. Это позволяет предположить, что при прослеживании с востока на запад будут встречаться все более молодые породы, т. е. (снизу вверх) гнейсы Пенинсула, гнейсы Чемпион, породы сланцевого пояса. К выводу о такой именно стратиграфической последовательности древнейших образований Южной Индии пришел Л. И. Салоп (1966), осмотревший многие разрезы Индостанского полуострова, в том числе золоторудного поля Колар. Он убедительно показал, что гнейсо-граниты и мигматиты Пенинсула совместно с гнейсами Чемпион, слагающими верхи этого суперкрупного комплекса, не моложе, а значительно древнее сланцевой

серии Дарвар и относятся к архею. Возраст раннего (главного) метаморфизма и гранитизации этих пород находится в пределах 2700—2800 млн. лет.

Сланцевая серия Дарвар трансгрессивно налегает на архейские образования и по возрасту относится к нижнему протерозою (1900—2100 млн. лет). В основании ее в золоторудном поле Колар расположены базальные конгломераты, содержащие гальки многих характерных для суперкрупного комплекса пород, в том числе гнейсо-гранитов Чемпион. Контакт между гнейсо-гранитами Пенинсула по западной границе Коларского пояса, по данным Л. И. Салопа, тектонический.

Таким образом, выводы об общей стратиграфической последовательности основных подразделений докембрия, полученные различными методами Л. И. Салопом и нами, полностью совпадают и подтверждают друг друга.

Подводя итог сказанному, можно отметить следующее:

1. Рудовмещающие сланцевые породы Коларских месторождений (сланцевая серия Дарвар) расположены на западном частично опрокинутом крыле крупной антиклинали субмеридионального простирания. Ядро ее сложено гнейсо-гранитами Пенинсула, а на западном крыле обнажены гнейсы Чемпион и трансгрессивно перекрывающие их (с базальными конгломератами в основании) породы сланцевого пояса. На широте рудного поля ось антиклинали дважды круто и глубоко ундулирует.

2. Крупные Z-образные в плане изгибы и осложняющие их мелкие зигзагообразные круто погружающиеся «встречные» складки, возникшие на западном крыле этой антиклинали, закономерно связаны с ундуляцией ее шарнира. Есть основания предполагать, что и другие интервалы сланцевого пояса характеризуются такой же внутренней структурой, что значительно расширяет перспективы поисков новых золоторудных месторождений.

Проведенный структурный анализ позволяет также сформулировать ряд положений, уточняющих и расширяющих границы применения метода изучения складчатых структур по рисункам асимметричных складок.

1. Изучаемая толща относится к крылу более крупной складки, если в различных интервалах ее простирания развиты то левые, то правые складки, погружающиеся соответственно в противоположные стороны.

2. На поперечных геологических разрезах, составленных при наблюдении в сторону погружения асимметричных складок, будет сохраняться тот же их морфологический рисунок, что и на дневной поверхности. На разрезах, составленных с противоположной стороны, т. е. навстречу погружению шарниров складок, морфологический рисунок их сменится на обратный.

Если разрез пересекают и правые, и левые складки, наблюдаемые в плане, но погружающиеся в противоположные стороны, то на разрезе будут видны асимметричные складки только одного морфологического рисунка.

## О СООТНОШЕНИЯХ ПРОДОЛЬНЫХ СКЛАДОК РАЗНЫХ ПОРЯДКОВ

Главные пликативные структуры — антиклинории и синклинории — состоят из серий более мелких продольных, так называемых дополнительных или второстепенных складок различных порядков. Многие вопросы о взаимоотношении крупных и мелких складок (условия, механизм и последовательность их формирования, морфологические особенности и закономерности пространственной ориентировки) однозначно еще не решены. В то же время правильное решение их помимо теоретического значения будет иметь и большой практический интерес как для геологического картирования, так и для поисково-разведочных и прогнозных работ.

Рассмотрим некоторые аспекты взаимоотношений продольных (конгруэнтных) складок различных порядков.

*Размеры и порядки складок.* Крупные пликативные структуры — антиклинории и синклинории — чаще имеют ширину 15—20 км, реже 30—40 км. Насколько нам известно, в литературе данных о размерах и количестве порядков осложняющих их дополнительных складок не имеется. Принято считать, что к категории мелких, или малых, складчатых форм относятся пloyчатость, гофрировка и различные по форме изгибы шириной до первых десятков метров. Крупными обычно считаются складки шириной в несколько километров. Промежуточные между ними складчатые формы с размахом крыльев от 60—100 м до первых километров иногда называют средними по размерам.

Многочисленность порядков складок, особенно в древних сложно дислоцированных толщах, общеизвестна. В то же время о количестве этих порядков имеются только весьма ориентировочные данные. Так, например, в складчатых формах древних толщ Южно-Джунгарского антиклинория нами выделялось 8—10 порядков. Невольно возникает вопрос, существует ли какая-либо закономерность между размерами и порядками складчатых форм или они развиваются незакономерно и хаотично, независимо друг от друга.

Для решения этого вопроса было бы правильней, видимо, использовать закономерность, выявленную В. Пиотровским (1967), который установил, что все основные структурные формы рельефа (длина, высота и ширина горных цепей и предгорных впадин, знаков ряби и т. п.), в том числе тектонические, связаны между собой величиной, равной  $\lambda$ . В классификации форм земной поверхности этим автором выделено 15 порядков, начиная от форм длиной 10 см и кончая горными сооружениями длиной 1000 км.

Применение этих закономерностей к пликативным структурам будет означать, что каждый более крупный порядок складок должен быть больше предыдущего примерно в три раза.

Сейчас, конечно, трудно говорить о повсеместном проявлении такой закономерности в развитии складчатых форм. Многое здесь, очевидно, зависит от литологии сминаемых в складки пород, от их мощностей и характера переслаивания, т. е. в общем от анизотропии толщ и реологических свойств пород. В одних районах как будто бы не соблюдается такой строго последовательный ряд складок, в других он, видимо, существует.

Подтверждение этой закономерности позволит не только более уверенно и обоснованно прогнозировать новые рудные поля, месторождения и рудные тела, приуроченные к разного рода пликативным структурам, например к слабовыраженным поперечным изгибам крыльев линейных складок или зон продольных разрывов (Каюпов и др., 1970), но и значительно облегчит расшифровку складчатых структур, в частности, при помощи наблюдений за асимметричными складками.

*Форма складок.* В настоящее время еще нет четкого представления о взаимоотношении форм главных и ослож-

няющих их дополнительных складок. Многие исследователи, характеризуя строение той или иной складчатой зоны, очень часто описывают, а нередко показывают на геологических разрезах симметричные складки. Трудно судить, вызвано ли это убеждениями авторов или неточностью применяемых терминов.

Представляется, что симметричные складки в полном смысле этого слова вообще не могут формироваться и, по крайней мере, в зонах геосинклинальной складчатости отсутствуют.

Какую же складку можно назвать симметричной? Видимо, только ту, у которой осевая поверхность вертикальна, крылья падают в противоположные стороны под одинаковыми углами и, что обычно забывается, имеют одинаковую длину (рис. 13, а, б). Только в этом случае любая половина такой складки относительно ее осевой поверхности будет зеркальным отражением другой.

Симметрия исчезает, как только одно из крыльев складки становится длиннее другого (рис. 13, в, г, д), а сам механизм формирования дополнительных складок (начиная со складок второго порядка) не может привести и не приводит к возникновению равнокрылых складок.

Следовательно, любая продольная складка второго порядка, осложняющая крылья главных пликативных структур, является асимметричной, т. е. обладает одним длинным, а другим более коротким крылом.

Симметричными могут считаться только поперечные складки, возникающие на крыльях линейных складчатых структур в результате ундуляций их шарниров. Осевые поверхности таких складок перпендикулярны к оси продольных складок, а крылья имеют обычно одинаковую длину и расходятся под равными углами. В геологической литературе такие складки обычно называют поперечными антиклиналями и синклиналями.

Асимметричные складки с вертикальной осевой поверхностью и равнонаклонными в противоположные стороны крыльями должны называться, как это было принято ранее, прямыми, а не симметричными складками.

По наклону осевой поверхности асимметричные складки могут быть прямыми, наклонными, опрокинутыми, лежащими, перевернутыми или ныряющими.

Как уже говорилось, дополнительные продольные

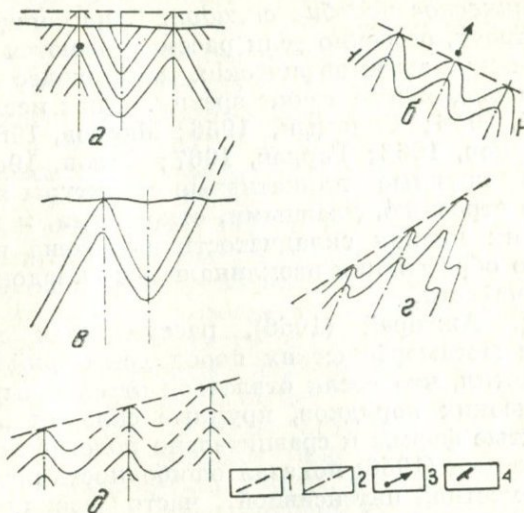


Рис. 13. Схематическое изображение симметричных и асимметричных складок, показывающее соотношение между зеркалом складок и их осевыми поверхностями. *а* — симметричные складки в разрезе, *б* — то же в плане (зеркало складчатости горизонтально и перпендикулярно осевым поверхностям складок); *в*, *г* — асимметричные складки в разрезе, *з* — то же в плане (зеркало складчатости не горизонтально и не перпендикулярно осевым поверхностям складок): 1 — зеркало складчатости; 2 — оси складок; 3 — направление погружения шарниров складок; 4 — элементы залегания.

складки разных порядков обычно асимметричны, т. е. имеют одно длинное, а другое более короткое крыло. Для того чтобы убедиться в асимметричности наблюдаемой в обнажении складки, необходимо видеть не только ее замок и крылья, но и переход хотя бы одного крыла в замковую часть другой, смежной складки, т. е. в практике нужно наблюдать как минимум две сближенные складки, обладающие общим коротким крылом. В то же время такие две сближенные асимметричные складки — антиклиналь и синклиналь — вместе составляют одну также асимметричную правую или левую складку (см. рис. 13, *в*). Именно в таком понимании и будет далее употребляться нами термин «асимметричная складка».

*Морфологическое подобие складок.* В настоящее время по этому вопросу, особенно если рассматриваются структуры докембрийских метаморфических толщ, существуют две прямо противоположные точки зрения. Одни исследователи (Ажгирей, 1956; Сеницын, 1956; Марков, 1962; Заборовская, Марков, 1963; Горлов, 1967; Салоп, 1967 и др.) считают, что крупные пликативные структуры являются простыми по строению, плавными, открытыми, и лишь осложняющая их мелкая складчатость выражена интенсивно, вплоть до образования изоклиналильных складок и тесно сжатой плейчатости.

Так, Г. Д. Ажгирей (1956), рассматривая характер складчатости метаморфических пород докембрийского основания, отметил, что «если отвлечься от сложных форм складочек высоких порядков, крупные складки ... обычно имеют открытые формы и сравнительно пологие крылья».

В. М. Сеницын (1956) показал ошибочность представлений о «повсеместной интенсивной, часто изоклиналиной складчатости древних толщ, основанных на полном геометрическом подобии мельчайших и крупнейших складок».

Такого же мнения придерживается Н. В. Горлов (1967), который считает, что нередко региональные складчатые структуры, если «снять» с них сложные по форме малые и средние складки, будут выглядеть относительно простыми, с довольно пологим залеганием крыльев.

Аналогичные высказывания можно найти у Л. И. Салопа (1967). Он пишет: «При наблюдении в обнажениях мелких запутанных складок может создаваться представление, что именно они являются типичными элементами структуры, определяющими сложный или, как многие считают, хаотический («дикий») стиль тектоники архея. В действительности же малые и мельчайшие складки являются только «скульптурным украшением» на крыльях относительно простых и явно упорядоченных пликативных структур».

Представители другой точки зрения (Кремляков, 1963; Лутц, 1964; Черноморский, 1964; Эз, 1967, 1970, 1972 и др.) считают, что и крупные пликативные структуры метаморфических толщ имеют весьма сложное строение и зачастую состоят из тесно сжатых, вплоть до изоклиналиных, складок самых различных размеров — от плейчатости до измеряемых несколькими километрами.

Представление о повсеместной интенсивной складчатости древних толщ наиболее последовательно и настойчиво развивает В. В. Эз. Рассматривая противоречия в вопросе о простоте метаморфических структур, он считает «неясным, каким образом на крыльях пологих крупных складок формировалась интенсивнейшая мелкая складчатость, вплоть до изоклинальных складок, как возникли широко развитые в этих толщах явления разлинзования и будинажа слоев» (Эз, 1970, с. 193; 1972, с. 117).

Мы попытаемся ответить на эти вопросы и по возможности примирить противоположные точки зрения.

Представления о повсеместном сложном строении крупных пликативных структур базируются в основном на признании морфологического подобия мелких и крупных складок. Так, В. В. Эз (1970) пишет: «Весьма обычным является подобие форм сечения крупных и мелких складок, соблюдающееся в большей или меньшей степени. Если крупные складки весьма сжаты, то сильно сжатыми будут большей частью и осложняющие их мелкие складки. Наоборот, открытые крупные складки осложнены обычно тоже открытыми складками. Сочетание складок и разрывов в крупных формах имеет обычно тот же стиль, что и в мелких. По образному выражению Хинксмана (1896 г.), «общая структура района часто полностью отражается в миниатюре на нескольких квадратных футах обнажения». И еще: «Подавляющее большинство исследователей, проводивших работы, достаточно детальные, чтобы изучить взаимоотношения складок различных порядков, приходят к заключению, что складки разного размера одного и того же возраста в одной и той же складчатой структуре удивительно похожи по своей морфологии, ориентировке в пространстве и взаимоотношению с разрывами различных типов. Наблюдения подтверждают, что эта точка зрения вполне справедлива, по крайней мере, пока речь идет о складках от самых мелких до имеющих амплитуду, измеряемую километрами. В этих пределах более мелкие складки по стилю и пространственному расположению всегда соответствуют складкам следующего порядка, более крупным» (Эз, 1970, с. 207).

В действительности же такого полного подобия в морфологическом облике крупных и мелких складок не существует в силу механизма их образования. Главные и

дополнительные складки образуются не одновременно, как считают некоторые исследователи, а последовательно, от более крупных к мелким, в едином прерывисто-непрерывном процессе складчатости (Хаин, 1958). На рисунке 14 показаны складки второго порядка, осложняющие главную складку. Они начинают формироваться в тот момент, когда росту главной складки в высоту начнет препятствовать тяжесть вышележащих пород, «поскольку распространение деформаций в горизонтальном направлении потребует теперь меньших напряжений, чем дальнейший подъем складки против силы тяжести» (Белоусов, 1970, с. 28). Поскольку все же наибольший подъем продолжает испытывать центральная, сводовая часть главной складки, возникающие на ее уже наклоненных крыльях складки второго порядка неизбежно окажутся асимметричными — более короткие крылья дополнительных антиклиналей будут располагаться со стороны замка главной антиклинали, а длинные — с противоположной стороны.



Рис. 14. Схематическое изображение асимметричных складок второго и третьего порядков на крыльях крупной антиклинали. С уменьшением размеров складок увеличивается их сжатость, а зеркало складчатости становится все более криволинейным.

Возникновение складок третьего, четвертого и более высоких порядков полностью подчиняется этой закономерности, в результате чего *постепенно с повышением порядков складок крылья их становятся все круче, а замки острее*. Именно такое постепенное усложнение морфологии складок и приводит в конце концов к формированию напряженных, сжатых, вплоть до изоклинальных, мелких складок, осложняющих в целом открытые, обычно широкие и плавные главные пликативные структуры (Казанин, 1973, 1974). К аналогичному выводу об увеличении сжатости складок по мере уменьшения их размеров пришли Е. И. Пяталаха и А. И. Поляков (1974).

Исходя из изложенного, можно сделать следующие выводы:

а) между главной и осложняющими ее продольными асимметричными складками не бывает полного морфологического подобия;

б) с повышением порядка складок крылья их постепенно становятся круче, а замки острее, т. е. сжатость складок увеличивается;

в) морфологическое различие складок в единой пликативной структуре тем больше, чем больше разница в размерах сравниваемых складок; чем меньше складка, тем она больше сжата по сравнению с главной складкой;

г) по форме какой-либо конкретной складки можно наиболее достоверно судить о морфологии складок только следующего по размеру порядка.

Исключения могут быть только тогда, когда и сами крупные складки очень сжаты. Как известно, при увеличении сжатости осевые поверхности и крылья складок разного порядка все более приближаются к взаимно параллельному положению (Эз, 1969; Паталаха, 1970).

*Шарниры складок.* Общепринято и твердо установлено, что шарниры главных и осложняющих их дополнительных складок взаимно параллельны («Методическое руководство», 1957; Эз, 1970; Эз и др., 1972). В. В. Эз пишет: «Важной характеристикой является положение шарниров складок, поскольку оно остается *однообразным в пределах больших площадей*, если не нарушено наложением складчатостей. По размерам мелких складок можно судить о положении шарниров складок не только непосредственно следующего по размеру порядка, но и гораздо более крупных, находящихся свое выражение в контурах геологической карты».

Отклонения от этого правила, по мнению В. В. Эза и др. (1972), связаны с тем, что шарниры «самых мелких складок не строго параллельны друг другу из-за дисгармонии складчатой структуры и изменения формы складок по их простираанию».

В действительности же углы погружения шарниров складок разных порядков и общий наклон шарнира главной складки даже в одном и том же поперечном сечении пликативных структур не всегда, скорее даже редко, бывают одинаковы. Причем такое несовпадение вызывается не на-

ложением разно ориентированных складчатостей (такие случаи здесь не рассматриваются) и не изменением форм складок по простираанию, так как речь идет об одном и том же поперечном сечении структур.

Несовпадение в углах наклона складок разных порядков происходит главным образом вследствие того, что шар-

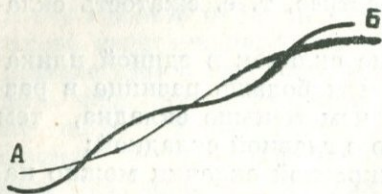


Рис. 15. Возможный характер ундуляции шарнира главной складки в продольном вертикальном сечении. А — седло складки; Б — гребень складки. Тонкая линия — ундуляция первого порядка, жирная — ундуляция второго порядка.

ниры крупных пликативных структур редко погружаются прямолинейно, а чаще испытывают дополнительные волнообразные изгибы — ундуляции второго и более высоких порядков (Казанин, 1971, 1973).

Рассмотрим это подробнее. На рисунке 15 показана полуволна изгиба шарнира главной складки (в продольном ее сечении). Если шарнир испытывает одновременно ундуляцию второго порядка, то в интервале одной полуволны возникнут, очевидно, два полных дополнительных изгиба (антиклинальный и синклинальный) и два неполных изгиба у концов полуволны, т. е. у гребня и седла. Тогда, как это видно на рисунке, в интервале полуволны угол погружения шарнира складки будет изменяться в заметно больших пределах, чем в том же интервале, не испытывавшем ундуляции второго порядка. При этом наиболее крутое погружение шарнира наблюдается на «верхних», а наиболее пологое — на «нижних» крыльях дополнительных синклинальных изгибов. Вблизи концов полуволны, т. е. у гребня и седла складки, наклон шарнира приближается к горизонтальному\*.

\* Нетрудно представить, что при осложнении дополнительными изгибами крутонаклонного ( $70-85^\circ$ ) шарнира крупной складки в некоторой части интервала полуволны шарнир может приобрести и опрокинутое положение. Примеры именно такого опрокидывания шарниров складок можно найти в древних толщах Южно-Джунгарского антиклинория (Жоксу-Сууктубинское рудное поле, Цирково-Известковый Z-образный в плане изгиб в горах Сууктубе, S-образный в плане изгиб в районе ручья Керимбек в Текелийской полосе и др.).

Ясно, что дополнительные асимметричные складки, возникающие на крыльях главной структуры в этом интервале, на разных горизонтальных сечениях будут иметь и различный наклон шарниров. Если шарниры складок второго порядка также изгибаются, то в осложняющих их более мелких складках разница в углах наклона шарниров возрастет еще больше. В результате складки наиболее высоких порядков — малые складки и плейчатость — обычно наклонены значительно круче или значительно положе, чем общее погружение шарнира главной складки, на крыльях которой они развиты. Гораздо реже и только на определенном структурном уровне, совпадающем с денудационным срезом, могут встречаться мелкие складки, погружающиеся параллельно общему наклону главной складки, шарнир которой испытывает дополнительные ундуляции.

Разница в углах погружения различных по размерам складок в одном и том же поперечном сечении нередко достигает  $20-30^\circ$  и более (древние толщи Коксу-Текелийского района Джунгарии, нижнедевонские породы в районе р. Кальджир и Бала-Кальджир на Южном Алтае и др.).

Так как пространственное положение шарниров главных складок в деталях почти не поддается непосредственному наблюдению, то прослеживание элементов мелких складок приобретает особое теоретическое и практическое значение.

Таким образом, по замерам углов погружения единичных мелких складок нельзя определенно судить о наклоне крупных пликативных структур, если нет полной уверенности в том, что шарниры последних погружаются строго прямолинейно. Для выяснения характера ундуляций главных складок необходимы систематические площадные (вкрест и по простиранию структуры) замеры углов погружения шарниров мелких пликативных форм.

*Зеркало складчатости.* «Зеркало складчатости — воображаемая поверхность, соединяющая замки группы (системы) складок по одному и тому же стратиграфическому горизонту (слою). Зеркало складчатости может быть горизонтальным, наклонным, выпуклым (в случае антиклинориев) и вогнутым (в синклинориях), а также может иметь более сложную, например, ступенчатую форму. Форма зеркала складчатости определяет так называемый тектони-

ческий рельеф». Такое определение зеркала складчатости дается в «Геологическом словаре» (М., 1973).

Установление зеркала складчатости, как указывают В. В. Эз и др. (1972), позволяет судить об общем для данного обнажения или участка усредненном положении смятой в складки плоскостной текстуры.

Нетрудно представить, что в поперечном вертикальном разрезе зеркало складчатости для асимметричных складок второго порядка будет в общем параллельно контуру (профилю) главной складки, для складок третьего порядка — параллельно контуру складок второго порядка и т. д. (см. рис. 14). Следовательно, с уменьшением размера складок зеркало их складчатости становится все более сложным, криволинейным (Казанин, 1974).

Однако в геологической литературе и даже в некоторых руководствах по структурной геологии на геологических разрезах складчатых зон складки третьего, четвертого и более высоких порядков нередко рисуются симметричными, а зеркало их складчатости при этом оказывается горизонтальным (см. рис. 13, а, б).

Выше уже говорилось, что возникающие главные складки по мере своего роста постепенно осложняются складками второго и более высоких порядков, имеющими, как правило, асимметричную форму. Короткие крылья антиклиналей располагаются со стороны свода ближайшей более крупной антиклинали. В результате такого механизма образования все складки любого порядка или подавляющее их большинство, кроме главных, являются разнокрылыми, асимметричными. Зеркало складчатости для складок второго порядка в этом случае, как уже отмечалось, будет выпуклым (для главных антиклиналей) или вогнутым (для синклиналей), а для складок более высоких порядков — выпукло- или вогнуто-криволинейным (см. рис. 14).

При погружении таких складчатых структур на горизонтальных или близких к ним денудационных срезках будет наблюдаться аналогичная картина, т. е. асимметричность дополнительных складок с таким же криволинейным зеркалом складчатости.

Симметричные в разрезе складки (если таковые вообще существуют) характеризуются горизонтальным зеркалом складчатости, т. е. имеют вид «пилы» (см. рис. 13, а). При погружении таких структур на близгоризонтальных дену-

дационных срезях (в плане) также должна быть видна их симметричность, т. е. замыкание «пилой», с зеркалом складчатости, представляющим прямую линию, что если и встречается, то крайне редко (см. рис. 13, б). В последнем случае не исключено, что такие складки будут принадлежать совсем к другому генетическому типу, например, к складкам, возникающим при гравитационном сползании слоев. Таким образом, можно сформулировать следующее положение: *осевые поверхности асимметричных складок не могут быть перпендикулярны зеркалу складчатости, а зеркало складчатости — горизонтальным.*

*Ундуляции складок.* Общеизвестно, что складки ундулируют по простиранию. Строго горизонтальное положение шарниров крупных складок на значительном протяжении наблюдается редко. По-видимому, также редки случаи, когда шарниры крупных пликативных структур погружаются прямолинейно. Чаще они испытывают дополнительные волнообразные изгибы — ундуляции высших порядков. На горизонтальных или близких к ним денудационных срезях эти ундуляции шарниров фиксируются сменой морфологических рисунков и направлений погружения второстепенных асимметричных складчатых форм, а также поперечными симметричными изгибами — поперечными антиклиналями и синклиналями (Казанин, 1973).

Волнообразные ундуляции складок, как считают многие исследователи, обусловлены преимущественно тангенциальным сжатием складчатых поясов не только в поперечном, но и в продольном направлении. «Вдоль простирания осей складок также действуют тангенциальные, сжимающие силы, хотя и менее интенсивные, чем силы, действующие в поперечном направлении. Они вызывают образование поперечных перегибов складчатости» (Ажгирей, 1966).

Другой причиной ундуляций складок может стать неровный характер поверхности фундамента или перемещение блоков фундамента по разломам, происходящее одновременно со складчатостью перекрывающих его отложений. В некоторых, по-видимому, более редких случаях погружение складок, вплоть до крутого, может вызываться перемещениями шарнирного типа блоков уже складчатых пород.

В продольных вертикальных сечениях пликативных структур участки наивысшего подъема шарниров отвеча-

ют, как известно, гребням, а участки наибольшего прогибания — седлам складок. Положение гребней и седел главных складок, как будет показано ниже, легко определяется по морфологическим рисункам и пространственной ориентировке асимметричных складок второго и более высоких порядков.

Не нужно доказывать, что участки гребней и седел складок обычно различаются не только по разным уровням денудационного среза, но и по-разному контролируют размещение син- и постскладчатых магматических тел и рудных образований. По-видимому, можно определенно считать, что гребни крупных пликативных структур более благоприятны для проникновения интрузивных масс, различных метаморфизующих и гидротермальных рудных растворов. Однако во многих линейных складчатых зонах характер ундуляций пликативных структур в деталях еще не выяснен. Насколько нам известно, не имеется определенных данных о вертикальных и горизонтальных амплитудах волнообразных ундуляций шарниров складок. Видимо, этот вопрос еще не привлекал пристального внимания геологов.

*Морфологические рисунки складок.* Понятие о морфологических рисунках складок введено, как уже отмечалось, в 50-х годах Уайтом и Дженсом за рубежом, В. А. Николаевым и Н. В. Горловым в нашей стране.

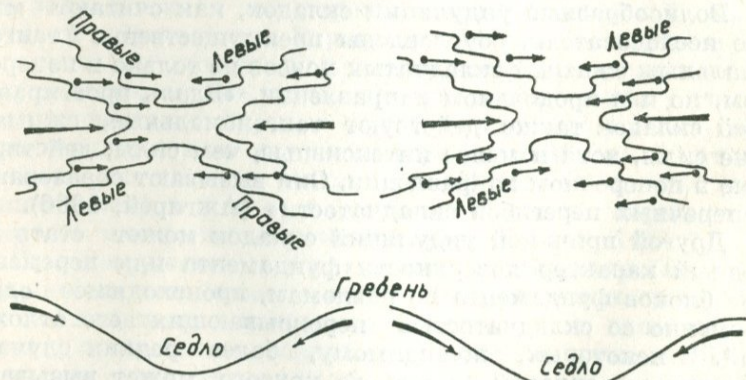


Рис. 16. Закономерное изменение морфологических рисунков складок второго порядка на крыльях ундулирующей антиклинали в плане. Стрелками показано направление погружения шарниров складок. Внизу — ундуляция шарнира главной антиклинали в продольном вертикальном сечении.

Поскольку характерной особенностью асимметричных складок является неравная длина крыльев, то направление смещения одного из них в ряду сопряженных складок определяет рисунок (узор) данного ряда — правый или левый. В вертикальном поперечном разрезе синклинали ее левое крыло характеризуется левым, а правое — правым рисунком асимметричных складок второго порядка (см. рис. 19, *д*). Соответствующие крылья антиклинали осложняются складками с противоположными рисунками. При наблюдении в направлении погружения шарниров складок указанная закономерность сохраняется и в плане (рис. 16). Это позволяет по морфологическим рисункам складок выявлять кровлю и почву слоев, т. е. устанавливать их стратиграфическую последовательность, а также местоположение и характер более крупных пликативных структур.

Рассмотрим закономерности изменения морфологических рисунков складок в зависимости от ундуляции их шарниров (Казанин, 1968, 1973).

На рисунке 16 схематично показано изменение рисунков складок второго порядка на крыльях ундулирующей антиклинали. Отчетливо видно, что смена рисунков складок, наблюдаемая на горизонтальной денудационной поверхности (в плане), происходит в связи с изменением направления погружения шарнира антиклинали, т. е. на гребнях и в седлах. В случае смены рисунков на гребне главной складки осложняющие ее складки второго порядка на каждом из крыльев имеют противоположные рисунки и погружаются в противоположные стороны, в направлении от этого гребня к смежным седлам. В интервалах, соответствующих седлам главной антиклинали, складки второго порядка имеют в плане также противоположные рисунки, но погружаются в направлении к этим седлам, т. е. навстречу друг другу.

Следовательно, по изменению морфологических рисунков и пространственной ориентировки складок в каждом конкретном случае можно судить об элементах главной пликативной структуры — о характере ундуляции ее шарнира, о местоположении ее гребней и седел (Казанин, 1973).

Из сказанного понятно, что в природе такие случаи, когда на одном и том же крыле какой-либо ундулирующей складки при прослеживании по простиранию на близгоризонтальных срезах встречаются то левые, то правые склад-

ки второго порядка, — обычное явление. Еще недавно такие случаи никак не объяснялись, вызывали недоумение или же приводились как пример непригодности или ограниченности метода изучения стратиграфической последовательности слоев и тектонических структур по морфологическим рисункам складок (Шуркин, Дук, 1967 и др.). Так, рассматривая структуру золоторудного поля Колар, где в одних и тех же горизонтах сланцевой серии Дарвар морфологический рисунок круто погружающихся складок, наблюдаемый в плане, дважды меняется по простиранию, индийские геологи пишут: «До сих пор не найдено никакого удивительного объяснения тому обстоятельству, что левые и правые складки располагаются в пределах одной и той же области» (Нарайянасами и др., 1964).

Важно подчеркнуть, что смена рисунков складок, фиксируемая на горизонтальных или близких к ним поверхностях, происходит только при переходе шарнира главной складки через *горизонтальное положение*, т. е. на гребнях и в седлах. В интервалах крутого погружения складок изменение в наклоне их шарниров от нормального до опрокинутого, т. е. переход шарниров через *вертикальное положение*, не вызывает изменения рисунков складок в плане.

Отметим, что и наклон осевых поверхностей асимметричных складок в ту или другую сторону, от нормального до опрокинутого залегания, ни в плане, ни в разрезе также не меняет их морфологического рисунка.

При крутой ундуляции главной складки, осложненной дополнительными изгибами, как уже отмечалось выше, в центральной части основной полуволны (см. рис. 15) шарнир ее может приобрести и опрокинутое положение. В таких интервалах шарниры дополнительных асимметричных складок, развитых на крыльях главной пликативной структуры, могут быть также опрокинуты. Если проследить в этом случае поведение шарниров второстепенных складок на протяжении всего интервала полуволны главной складки, т. е. на горизонтальном денудационном срезе ее любого крыла, то можно наблюдать следующую весьма своеобразную картину: во-первых, во всем этом интервале складки какого-либо одного, например второго, порядка в плане будут иметь только один морфологический рисунок (выше было показано, что при «переходе» шарниров через вертикальное положение рисунок складок в плане не меняется);

во-вторых, при преобладающем одном направлении погружения в двух участках шарниры складок будут вертикальны, а между ними выявятся складки с опрокинутым залеганием шарнира, т. е. с погружением шарнира в противоположную сторону.

Подводя итог сказанному, отметим следующее:

а) морфологический рисунок складок, наблюдаемых в плане, меняется при переходе шарниров через горизонтальное положение, т. е. на гребнях и в седлах. В результате на одном и том же крыле ундулирующей складки в различных интервалах простирания в плане могут наблюдаться то правые, то левые складчатые формы второго порядка, погружающиеся соответственно в противоположные стороны;

б) переход шарниров через вертикальное положение не меняет морфологического рисунка складок в плане;

в) морфологический рисунок складок, наблюдаемых в разрезах, сохраняется неизменным независимо от направления и углов падения их осевых поверхностей и крыльев.

## УСЛОВИЯ ПРИМЕНИМОСТИ МЕТОДА

Первым и основным условием применимости данного метода для структурного картирования является, естественно, наличие в изучаемых толщах или горизонтах пород продольных асимметричных складок. Разнообразные по размерам асимметричные складки, закономерно возникающие на крыльях крупных пликативных структур в процессе их формирования, развиты практически во всех складчатых зонах, т. е. в зонах полной (В. В. Белоусов), линейной (В. Е. Хаин) или геосинклинальной (Х. М. Невин) складчатости. И действительно, трудно представить какую-либо крупную линейную структуру, не осложненную дополнительными асимметричными складками разных порядков. Размеры таких складок варьируют в очень широких пределах — от многокилометровых до микроплойчатости. В принципе любая складка второго порядка, осложняющая строение главной пликативной структуры (антиклинория), по своей форме является асимметричной. Однако при горизонтальных или слабонаклонных шарнирах многокилометровых складок их асимметричность выявляется довольно ред-

ко, и зачастую такие складки рассматриваются просто как складки второго порядка или как крупные самостоятельные складки. И лишь на участках достаточно крутого погружения пликативных структур асимметричность складок второго порядка выявляется в результате проведенного картирования, а в условиях хорошей обнаженности она видна и на аэрофотоснимках. Примером сравнительно крупных асимметричных складок могут служить Z-, S- и флексуорообразные в плане изгибы в древних толщах Джунгарского Алатау, в горах Кендыктас, на Алтае. Близкая по размерам Z-образная круто погружающаяся складка выявлена в породах ленглиерской серии архея в Алданском районе (Михайлов, Климов, 1959). К синклинальной части ее приурочено магнетитовое месторождение Таежное. Однако для практического использования в поле интерес представляют не самые крупные асимметричные складки, измеряемые километрами, а складчатые формы высоких порядков, которые можно наблюдать в отдельных обнажениях или в ряде соседних обнажений, чтобы безошибочно определять характер их морфологического рисунка и направления погружения шарниров. Крупные изгибы, достигающие в ширину нескольких километров, могут быть полезны только тогда, когда шарниры их не горизонтальны и на составляемой геологической карте отчетливо выявляется их асимметричное строение. В поле геолог наблюдает обычно асимметричные складки размером от первых сантиметров до метров и реже до нескольких десятков метров.

Определяя по рисунку асимметричных складок местоположение более крупных складчатых структур, нельзя забывать, что выделяемые таким способом крупные складки лишь на один порядок больше тех, по каким производится это определение. Это важное положение хорошо сформулировал К. Н. Шуркин (1964): «Складки волочения разного масштабы, т. е., будучи отмечены в обнажении, они могут указывать на положение замка более крупной складки только следующего порядка, но не обязательно замка генеральной структуры района, и соответственно позволяют установить последовательность залегания пород в разрезе в данном участке (крыле следующей по величине складки), но не общий нормальный стратиграфический разрез толщи гнейсов для всего района в целом».

Многие исследователи, как уже было показано, значительно ограничивали пределы применения рассматриваемого метода, отмечая, что в складчатых зонах широко распространены второстепенные складки, не зависящие от главных пликативных структур, и использование их для структурного картирования может привести к ошибочным результатам. Поэтому предварительным условием они ставили выяснение генезиса складок, что еще 30—50 лет тому назад нередко являлось весьма трудной задачей. В настоящее время, когда территория страны почти полностью покрыта крупномасштабными геологическими съемками и в каждом районе достаточно достоверно выяснены направления и размеры основных складчатых структур, выявление природы осложняющих их второстепенных складок обычно не представляет серьезных трудностей. Не надо забывать, что для картирования пригодны только продольные асимметричные складчатые формы, состоящие из двух сближенных складок (антиклинали и синклинали) и обладающие общим коротким крылом, тогда как другое крыло каждой из них значительно длиннее.

Симметричные по длине крыльев складки, как известно, возникают преимущественно в замковых частях более крупных пликативных структур или на их крыльях: в последнем случае они являются «поперечными», так как их осевые поверхности ориентированы большей частью нормально по отношению к оси главной складки. Также достаточно легко могут быть выявлены и приразломные складки волочения, в пространственном размещении и ориентировке которых довольно четко устанавливается закономерная связь с зоной разрывного нарушения.

Приразломные складки в плане располагаются, как правило, в узкой зоне вдоль разрывного нарушения и в удалении от нее быстро затухают, причем рисунок их по обе стороны от разрыва обычно различен. Если приразломные складки сопутствуют разрывам, секущим основные складчатые структуры под достаточно заметным углом, то принадлежность их к такому разрыву выявляется еще более определенно. Оси приразрывных складок, как правило, составляют с направлением разлома острый угол от 15 до 30° (Пейве, 1963). Но, пожалуй, самым главным отличием является то, что приразрывные складки по своей морфоло-

гии не являются асимметричными в полном смысле этого слова, т. е. Z- или S-образными, а представляют собой только половинки таких складок.

Что же касается «обратных складок волочения», описываемых некоторыми геологами, то они, если и существуют в природе, встречаются крайне редко, и, видимо, совершенно прав В. В. Эз (1969), который подчеркивал, что фотографий этих складок не приводит ни один из исследователей. Кроме того, В. В. Эз достаточно убедительно показал, что образование таких складок физически невозможно.

Второстепенные асимметричные складки, связанные с формированием основных пликативных структур, располагаются на их крыльях вполне закономерно. Их оси ориентированы почти согласно с простиранием оси крупной складки. Близкое простирание в плане имеют и их длинные крылья, в то время как короткие крылья, если складки не изоклиналильны, ориентированы косо, под углом по отношению к оси главной складки. В зависимости от величины этого угла изменяется и форма складок: при его уменьшении они приближаются к изоклиналильным, при увеличении — к флексурным. Наличие в изучаемом районе изоклиналильных асимметричных складок свидетельствует о наивысшей степени сжатости толщи. В этом случае достигается полная параллельность осевых поверхностей как крупных, так и второстепенных складок различных порядков.

Как уже отмечалось, правилом Дейла — Пампелли можно пользоваться для определения кровли и почвы пластов и положения оси более крупной складки относительно данного обнажения только в том случае, если асимметричные складки (или складка) наблюдаются в разрезе. Пространственное соотношение ее длинных крыльев с мысленно проводимой осевой поверхностью позволяет определить нормальное или опрокинутое залегание слоев. Не трудно представить, что в тех многочисленных случаях, когда асимметричные складки обнажены на субгоризонтальной дневной поверхности, т. е. наблюдаются в плане, а не в разрезе, это правило неприменимо, поскольку мы не можем наблюдать соотношения между падением длинных крыльев и их осевых поверхностей. Появление понятия о рисунках асимметричных складок позволило применять их для

геологического картирования как в разрезе, так и в плане, при желании даже совершенно не пользуясь правилом Дейла — Пампелли.

## ОГРАНИЧЕНИЕ МЕТОДА

Асимметричные складки, закономерно ориентированные по отношению к более крупным пликативным структурам и отчетливо выраженные на субгоризонтальной поверхности, т. е. в плане, не всегда могут быть пригодны для определения стратиграфической последовательности слоев и их структуры. В. А. Николаев и Н. В. Горлов (1957) показали, что метод неприменим, если шарниры асимметричных складок погружаются вертикально. Действительно, в этом случае нельзя ожидать однозначного решения, и в зависимости от направления наблюдения будут получаться противоположные результаты. Это ограничение должно быть расширено и на те случаи, когда шарниры асимметричных складок погружаются под любыми углами в плоскости, перпендикулярной их длинным крыльям (Казанин, 1968, 1971).

На некоторых участках, например в Коксу-Сууктюбинском рудном поле Джунгарского Алатау, асимметричные складки могут иметь не только вертикальные, но и опрокинутые шарниры. Не зная этого, исследователь, пользуясь описываемыми приемами, получит ошибочные результаты, как это случилось с нами при изучении Цирковой и Известковой круто погружающихся складок. Отсюда следует важный вывод о том, что при крутых углах погружения складок, приближающихся к вертикальным, необходимо проявлять крайнюю осторожность, если нет полной уверенности, что шарниры их не опрокинуты.

Осторожно следует поступать и тогда, когда асимметричные складки погружаются положе слабо наклоненного склона. Эти случаи могут наблюдаться в основном при пологих и очень пологих углах погружения складок и при сравнительно пологой денудационной поверхности. При таком сочетании рельефа и угла погружения шарниров (Байкенов и др., 1966) на склоне будут наблюдаться складки с рисунком, противоположным тому, который был бы виден на горизонтальной дневной поверхности. Для правильного определения почвы и кровли пластов в данном случае

можно применять два подхода. Если рассматривать такие складки в плане, то определение стратиграфической последовательности пород необходимо проводить при наблюдении в сторону восстания, а не погружения их шарниров. Если же учитывать, что денудационная поверхность не горизонтальна, а наклонна, хотя и под небольшим углом, и считать, что складки проявлены в разрезе, то задачи структурного картирования могут решаться прямо по рисунку складок, т. е. как обычно, когда асимметричные складки наблюдаются в разрезах.

### СТРУКТУРНОЕ КАРТИРОВАНИЕ ПО СКЛАДКАМ, НАБЛЮДАЕМЫМ В РАЗРЕЗАХ

Стратиграфическая последовательность пород, местоположение и характер более крупных пликативных структур по асимметричным складкам, наблюдаемым в разрезах, определяется довольно просто, без каких-либо предварительных условий или ограничений. Так, наблюдая в обнажении асимметричную складку правого рисунка, можно сделать заключение, что данное обнажение находится на правом крыле более крупной синклиналиной складки, ось которой, следовательно, расположена слева от наблюдателя. Если длинные крылья асимметричной складки падают в том же направлении, т. е. к оси синклинали, то делается вывод о нормальном залегании пород в данном обнажении и вообще на правом крыле этой более крупной синклинали (Николаев, Горлов, 1957).

Выше уже отмечалось, что определение нормального и опрокинутого залегания пластов и местоположения более крупных складок производится независимо от направления и угла погружения асимметричных складок, а также от направления падения их крыльев и осевой поверхности (Казанин, 1973).

Для быстрого решения вопроса о нормальном или опрокинутом залегании пластов мы предлагаем пользоваться следующим простым правилом: если длинные крылья левой асимметричной складки падают налево, слои находятся в опрокинутом залегании, если направо — в нормальном залегании. Для правых складок наоборот: если длинные крылья правой складки падают направо, слои опрокинуты, если налево, то они залегают нормально.

Когда в поперечном разрезе толщи наблюдаются асимметричные складки только одного морфологического рисунка, можно утверждать, что толща представляет собой крыло более крупной складки. Это утверждение остается в силе и тогда, когда в разрезе асимметричные складки одного порядка и одинакового рисунка осложняются более мелкими складками с противоположными рисунками. Другими словами, исследователь всегда должен учитывать размерность складок, о чем уже было сказано выше.

Граница смены рисунков складок фиксирует осевую поверхность более крупной складки (см. рис. 19, б). О форме последней можно судить по морфологии и ориентировке тех же асимметричных складок второго порядка. Если на крыльях крупной складки асимметричные складки не опрокинуты и наклонены под одинаковыми углами, значит, крупная складка прямая и осевая поверхность ее вертикальна. Если на одном крыле крупной складки асимметричные складки опрокинуты, можно сделать вывод об опрокинутости и основной складки. Направление и угол погружения оси крупной складки также определяются по ориентировке соответствующих элементов асимметричных складок второго порядка.

## СТРУКТУРНОЕ КАРТИРОВАНИЕ ПО СКЛАДКАМ, НАБЛЮДАЕМЫМ В ПЛАНЕ

Во многих районах, где складчатые толщи пород вскрываются на выровненной денудационной поверхности (Центральный и Северный Казахстан, горные плато Джунгарии, Алтая, Кендыктаса и др.), погружающиеся асимметричные складки различных порядков чаще наблюдаются в плане, чем в разрезе. Наиболее отчетливо в плане проявляются круто погружающиеся складки. При очень крутых погружениях шарниров в вертикальных скальных обнажениях складки практически не видны.

Картирование по асимметричным складкам, наблюдаемым в плане, обычно несколько сложнее, чем в разрезе, так как здесь необходимо учитывать не только морфологический рисунок складок, но и направления их погружения, а в отдельных случаях и влияние рельефа.

Рассмотрим различные случаи проявления асимметрич-

ных складок в плане в зависимости от рельефа (Байкенов и др., 1966).

1. Денудационная поверхность и шарниры асимметричных складок горизонтальны или наклонены в одном направлении под одинаковыми углами: складки непосредственно не фиксируются на дневной поверхности; структуру расшифровывают другими методами (повторение слоев, углы падения, соотношение кливажа и слоистости и др.) или по обнажениям, в которых эти складки могут наблюдаться, т. е. в разрезах, секущих поверхность денудации под достаточно большим углом.

2. Денудационная поверхность горизонтальна, шарниры складок погружаются под любыми углами: при определении кровли и почвы слоев наблюдения надо вести в направлении погружения шарниров. При вертикальном погружении шарниров складок применять другие методы.

3. Складки погружаются навстречу склону: определение последовательности слоев вести наблюдая в направлении погружения шарниров складок, т. е. вверх по склону (рис. 17, а).

4. Складки погружаются в направлении склона, но под меньшими углами, чем крутизна склона: наблюдения по расшифровке структуры следует производить в направлении восстания шарниров, т. е. вверх по склону, как и при картировании в разрезе, — непосредственно по рисунку складок (рис. 17, б).

5. Складки погружаются в направлении склона, но под более крутыми углами, чем крутизна склона (рис. 17, г): выяснение структуры производить наблюдая в направлении погружения шарниров или вниз по склону. В таких случаях на склонах видны ложные складчатые структуры — в ядрах видимых синклинальных форм оказываются более древние слои, а в антиклинальных — более молодые (рис. 17, е). Такие соотношения можно встретить на участках, где сильно расчлененный рельеф вскрывает круто погружающиеся складки.

Если определение лицевой поверхности пластов, участвующих в строении асимметричной складки, и прилегающих соседних пластов, залегающих стратиграфически согласен, возможно по одному обнажению, то для выявления местоположения и элементов более крупных складок следующего порядка необходимо, во избежание ошибок, изучить

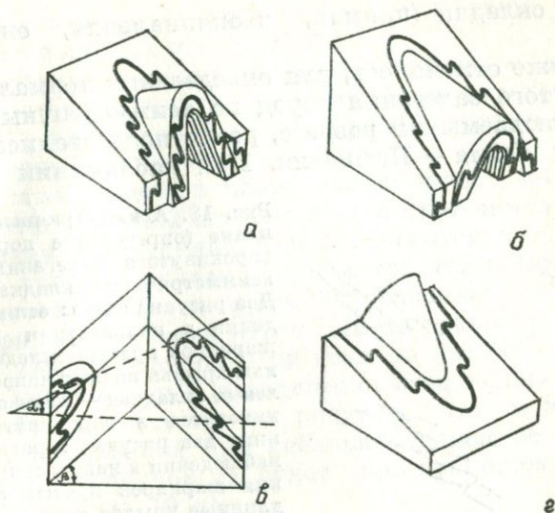


Рис. 17. Проявление погружающихся асимметричных складок в зависимости от рельефа.

по возможности большее число обнажений. Например, в двух-трех близко расположенных друг от друга обнажениях по рисунку асимметричных складок выяснено, что пласты пород расположены на левом крыле крупной антиклинали, ось которой, следовательно, проходит где-то правее. В этом случае для выяснения положения оси крупной складки надо расширить изучаемую площадь и найти обнажения с асимметричными складками того же порядка, но уже на другом крыле антиклинали. Граница смены рисунков складок (или направлений их погружения при одном рисунке) и будет фиксировать искомую ось крупной складки. Пространственная ориентировка крыльев и шарниров асимметричных складок позволяет судить о форме и элементах

крупной складки (прямая, изоклиальная, опрокинутая и пр.).

Как уже отмечалось, для определения нормального или опрокинутого залегания пород по асимметричным складкам, наблюдаемым в разрезе, ранее пользовались обычно правилом Дейла — Пампелли. При наблюдении асиммет-

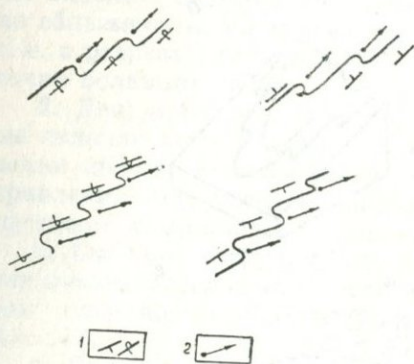


Рис. 18. Асимметричные складки в плане (определение нормального и опрокинутого залегания пород по асимметричным складкам в плане). Два рисунка слева: если при наблюдении в направлении погружения шарниров правых складок их длинные крылья падают направо или при левых складках — налево, то породы находятся в опрокинутом залегании; два рисунка справа: если при наблюдении в направлении погружения шарниров правых складок их длинные крылья падают налево или при левых складках — направо, то породы находятся в нормальном залегании. 1 — залегание пород: нормальное, опрокинутое; 2 — направление погружения шарниров складок.

ричных складок в плане это правило неприменимо. И для решения вопроса в каждом конкретном случае необходимо выполнить достаточно длинную цепь логических рассуждений. Например, если в обнажении видна правая складка, рассуждаем примерно следующим образом: «Я смотрю в сторону погружения шарнира правой складки; правый рисунок — правое крыло синклинали, значит, ось синклинали слева, в этом же направлении должно идти омоложение разреза; длинные крылья складки (или пласты пород) падают также налево следовательно, породы находятся в нормальном залегании».

Мы предлагаем более простое правило для выяснения вопроса о нормальном или опрокинутом залегании слоев: если при наблюдении в направлении погружения правой складки ее длинные крылья падают направо, то породы находятся в опрокинутом залегании, если налево — в нормальном залегании. Для левой складки наоборот: если ее длинные крылья падают налево, плас-

ты находятся в опрокинутом залегании, направо — в нормальном (рис. 18).

Рассмотрим и проанализируем возможные случаи проявления погружающихся асимметричных складок на горизонтальной или близкой к ней дневной поверхности (для складок одного какого-либо порядка):

1. Складки имеют в плане одноименный морфологический рисунок (правый или левый) и погружаются в одном направлении — изучаемая толща относится к одному крылу более крупной складки (или находится в моноклинальном залегании). На поперечных разрезах такой толщи асимметричные складки будут иметь также один (правый или левый) рисунок. При этом на разрезе, составленном при наблюдении в направлении погружения шарниров, складки будут иметь тот же рисунок, что и в плане. На разрезе, составленном при наблюдении навстречу погружению складок, рисунок их будет противоположным видимому в плане (рис. 19, а).

Так, при меридиональном простирании толщи, в которой развиты асимметричные правые складки, погружающиеся на север, на поперечном разрезе, составленном при наблюдении в направлении погружения шарниров, т. е. на север, складки будут иметь тот же правый рисунок. Однако на разрезе, составленном при наблюдении с противоположной стороны, т. е. на юг, навстречу погружению шарниров, рисунок складок сменится на левый.

2. В одной и той же толще пород, на различных интервалах простирания в плане наблюдаются складки то левого, то правого рисунка, погружающиеся соответственно в противоположные стороны (например, правые — на север, левые — на юг), — толща относится к одному крылу более крупной складки (рис. 19, в).

Выше были описаны примеры таких встречных по рисунку и направлению погружения складок в Коксу-Текелийском рудном районе Джунгарского Алатау и в золоторудном поле Колар в Индии.

На поперечных вертикальных разрезах такой толщи будут видны асимметричные складки только одного морфологического рисунка: правого, если разрезы составлялись при наблюдении в направлении погружения правых складок, или левого, если разрезы строились в направлении погружения левых складок.

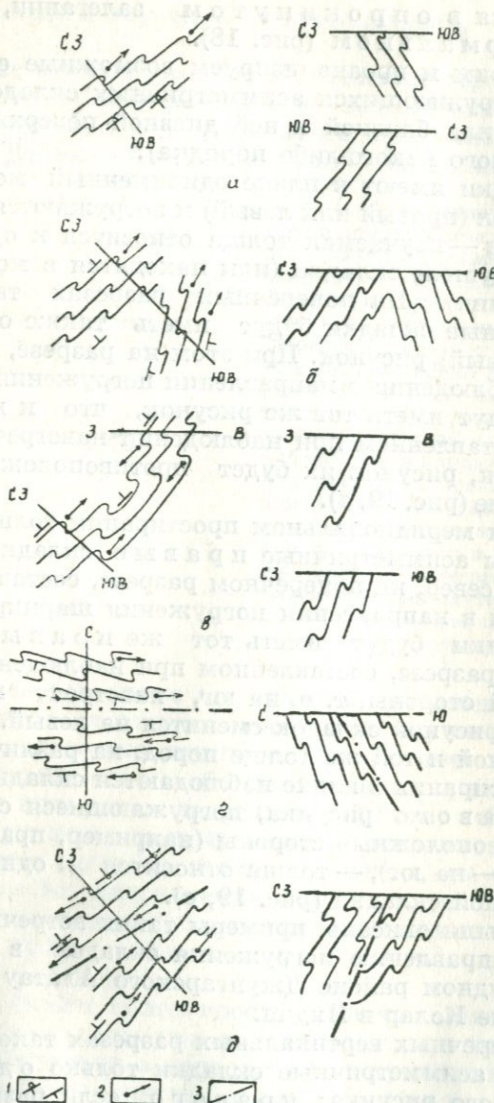


Рис. 19. Различные случаи проявления асимметричных конгруэнтных складок в плане и разрезе. а — моноклинальное опрокинутое залегание; б — антиклиналь; в, г — моноклиналь или крыло более крупной складки; д — опрокинутая синклиналь; 1 — элементы залегания; 2 — направление погружения шарниров складок; 3 — осевые поверхности складок.

Закономерная смена рисунков складок в зависимости от направления сечения не всегда учитывается при построении геологических разрезов. Как было показано выше, на разрезе через Балленс-Шафт в золоторудном поле Колар (см. рис. 11), который пересекает наблюдаемые в плане и левые, и правые складки, погружающиеся в противоположные стороны, отражены соответственно складки двух рисунков, что создает иллюзию общей синклинальной структуры сланцевого пояса. Однако на этом разрезе возможны только правые складки, так как он составлен при наблюдении в сторону погружения складок именно этого рисунка. Левые складки, погружающиеся в юго-западном направлении, на разрезе должны смениться на правые (Казанин, 1968).

Таким образом, ошибка в определении рисунка складок при построении разрезов приводит к неправильному изображению и пониманию общей структуры толщи.

3. При пересечении крутостоящей толщи вкост простирания пород наблюдается смена и рисунков складок, и направлений их погружения — толща представляет собой крыло более крупной складки или моноклиналь (рис. 19, г).

Так, например, если при широтном простирании толщи в южной ее части развиты правые складки, погружающиеся на запад, а в северной — левые, погружающиеся на восток, то на поперечном разрезе асимметричные складки будут иметь только один морфологический рисунок — правый, если разрез строился при наблюдении на запад, т. е. в направлении погружения правых складок, или левый, если разрез составлялся при наблюдении на восток, т. е. в направлении погружения левых складок.

Подобная картина проявления асимметричных складок на одном и том же крыле более крупной складки может возникнуть только в том случае, если это крыло рассечено продольным разрывом, по которому шарнирно переместились блоки. Допустим, что на южном крыле крупной широтной складки асимметричные складки второго порядка, если смотреть на запад, в разрезе имеют правый рисунок и характеризуются горизонтальным положением шарниров. Продольным разрывным нарушением крыло рассечено на два блока. Если южный блок при перемещениях по разрыву наклонен на запад пусть даже под небольшим углом, то

на горизонтальной дневной поверхности асимметричные складки будут иметь тот же правый рисунок и погружаться в западном направлении. Если в то же время северный блок хотя бы немного был наклонен на восток, то на дневной поверхности этого блока асимметричные складки будут иметь левый рисунок и погружаться в восточном направлении. Граница смены рисунков складок, наблюдаемая в плане, и будет фиксировать зону этого разрывного нарушения. Как видно, для получения такой картины рисунков складок в плане, если шарниры их первоначально были горизонтальны или слабонаклонны, даже не требуется сколь угодно значительных блоковых перемещений шарнирного типа.

Примером описанного случая может служить рудное поле Бурултас, расположенное в Сарытумской зоне разломов Западного Прибалхашья.

4. При пересечении толщи вкрест простирания в плане наблюдается смена рисунков асимметричных складок, погружающихся в одном направлении, — толща представляет собой два крыла более крупной антиклинальной или синклинальной складки, а граница смены рисунков складок будет фиксировать ее осевую поверхность (Николаев, 1957).

Такие случаи часто отмечаются в складчатых комплексах и особенно легко выявляются вблизи центри- и периклинальных замыканий крупных складок (рис. 19, б).

5. Складки в плане имеют одинаковый рисунок, но при движении вкрест простирания крутостоящей толщи происходит смена направлений их погружения — толща имеет складчатое строение, т. е. представляет собой два крыла более крупной складки (Казанин, 1968).

На вертикальном разрезе такой толщи будут видны асимметричные складки двух морфологических рисунков (правого и левого), т. е. на разрезе будет отражена более крупная складка с соответствующими ей по рисунку асимметричными складками второго порядка (рис. 19, д).

Появление в разных крыльях одной и той же складки одинаковых по рисунку второстепенных складок, погружающихся соответственно в противоположные стороны, связано с шарнирным типом перемещения блоков по продольному разлому, проходящему примерно по оси более крупной складки.

## В ы в о д ы

1. Появление понятия о морфологических рисунках асимметричных складок значительно расширило возможности структурного картирования, проводимого ранее по правилу Дейла — Пампелли. Есть основания говорить о появлении весьма перспективного метода — метода изучения стратиграфической последовательности слоев и пликативных структур по продольным асимметричным складкам.

2. При новом методе используются асимметричные складки и флексуры различных порядков, генетически связанные с формированием главных пликативных структур, т. е. продольные или конгруэнтные складчатые формы.

3. Рисунки и ориентировка асимметричных складок могут достоверно характеризовать более крупные складки только следующего по величине порядка.

4. Метод не дает однозначных результатов и не применяется, если шарниры складок погружаются вертикально или располагаются под любыми углами в плоскости, перпендикулярной их длинным крыльям.

5. При крутых углах погружения асимметричных складок, близких к вертикальным, необходимо учитывать возможность и опрокинутого положения шарниров этих складок.

6. На поперечных геологических разрезах, составленных при наблюдении в направлении погружения асимметричных складок, будут отражены складки того же морфологического рисунка, что и на дневной поверхности. На разрезах, построенных при наблюдении навстречу погружения складок, морфологический рисунок их сменится на обратный.

Если разрез пересекают и правые, и левые складки, наблюдаемые в плане, но погружающиеся соответственно в противоположные стороны, то на разрезе будут видны асимметричные складки только одного морфологического рисунка.

7. Если в плане при наблюдении в направлении погружения шарниров левых складок их длинные крылья падают на лево, или правых складок — на право, то породы находятся в опрокинутом залегании.

8. Изучаемая толща относится к одному и тому же

крылу более крупной складки или является моноклиной, если:

а) развитые в ней асимметричные складки второго порядка на дневной поверхности, т. е. в плане, имеют одинаковый морфологический рисунок и погружаются в одном направлении;

б) в различных интервалах ее простираения в плане наблюдаются то левые, то правые складки, погружающиеся соответственно в противоположные стороны;

в) при пересечении вкрест ее простираения наблюдается смена и рисунков асимметричных складок, и направлений их погружения.

9. Изучаемая толща представляет собой два крыла более крупной складки, если:

а) развитые в ней асимметричные складки погружаются в одном направлении, но морфологический рисунок их, видимый в плане, меняется при пересечении толщи вкрест простираения;

б) асимметричные складки на дневной поверхности имеют одинаковый рисунок, но при движении вкрест простираения толщи наблюдается смена направлений их погружения.

Предлагаемая работа, в которой автор пытался осветить те методические приемы, которые вытекают из появившегося понятия о морфологических рисунках асимметричных складок, не претендует на окончательное решение всех рассматриваемых вопросов. Исследования в этом направлении будут продолжаться. Однако уже сейчас несомненно, что применение описанного метода может оказать существенную помощь при изучении структур складчатых зон, рудных полей и месторождений.

Автор надеется, что работа привлечет внимание геологов к изучению стратиграфической последовательности слоев и тектонических структур по рисункам и ориентировке продольных асимметричных складок, что будет способствовать более глубокому пониманию структурных закономерностей пространственного размещения и условий локализации оруденения и в конечном итоге — повышению эффективности поисково-разведочных работ.

- Абдулин А. А. Геология Мугоджар. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.
- Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1956.
- Ажгирей Г. Д., Иванкин П. Ф. Главные вопросы изучения Иртышской зоны смятия.—«БМОИП, отд. геол.», 1952, вып. 3.
- Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана, ч. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Апродов В. А. Геологическое картирование. М., Госгеолиздат, 1952.
- Байкенов Ш. А. Структурные особенности Текелийского рудного поля в Джунгарском Алатау.— В кн.: Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1968.
- Байкенов Ш. А., Казанин Ю. И., Каюпов А. К., Серикбаев М. М. К методике изучения пликтивных структур по рисункам складок волочения.—«Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1966, № 5.
- Белевцев Я. Н. К вопросу о фазах формирования структур Криворожской метаморфической полосы.—«Изв. АН СССР, сер. геол.», 1952, № 6.
- Белькова Л. Н., Огнев В. Н. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., «Недра», 1964.
- Белюсов В. В. Послойное перераспределение материала в земной коре и складкообразование.—«Сов. геол.», 1949, сб. 39.
- Белюсов В. В. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1961.
- Белюсов В. В., Кириллова И. В. (ред.) Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971.
- Биллингс М. П. Структурная геология. М., ИЛ, 1949.
- Бронгулеев В. В. Проблема складкообразования в земной коре. М., «Недра», 1967.
- Великославский Д. А., Казаков Н. А., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья.—«Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1963, вып. 17.
- Виллис Б., Виллис Р. Структурная геология. Баку, 1932.
- Войновский-Кригер К. Г. Некоторые соображения об изоклинальной складчатости.—«БМОИП», 1948, т. 33, № 6.
- Вольфсон Ф. И., Некрасов Е. М. Особенности локализации рудных тел свинцово-цинковых месторождений в различных структурных этажах и ярусах.— В кн.: Особенности структур гидротермальных рудных месторождений в различных структурных этажах и ярусах. М., «Наука», 1968.
- Геология и металлогения Джунгарского Алатау. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.
- Геология СССР. Восточный Казахстан, т. 41. М., «Недра», 1967.
- Геологический словарь. М., «Недра», 1973.
- Горлов Н. В. О поперечной складчатости архея Северо-Западного Беломорья.—«Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1960, вып. 11.
- Горлов Н. В. Закономерности соотношения мелких и малых структурных форм с крупными складками.— В кн.: Беломорский комп-

лексе Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова.— «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1962, вып. 14.

Горлов Н. В. Структура беломорид. Л., «Наука», 1967.

Горлов Н. В. К методике картирования складчатой структуры беломорид.— В сб.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967.

Громин В. И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). М., «Наука», 1970.

Данилович В. Н. О волновой природе складчатости напластований.— «Докл. АН СССР», 1949, т. 16, № 3.

Данилович В. Н. К вопросу о механизме сплошного складкообразования.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1962, № 4.

Долицкий А. В. Механизм образования мелких складок и их генетические типы.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1962, № 4.

Дук В. А. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., «Наука», 1967.

Жуков П. К., Казанин Ю. И., Каюпов А. К., Мурсалимов Х. И., Пигулевский Н. А., Шлыгин А. Е. Основные черты геологии и металлогении Коксу-Текелийского района Джунгарского Алатау. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962.

Заборовская Н. Б., Марков М. С. О мелких дислокациях в метаморфических толщах и их соотношении с крупными структурами.— В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. «Тр. ИГи АН СССР», 1963, вып. 93.

Иванкин П. Ф. Геология и вопросы генезиса полиметаллических месторождений Прииртышья. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Казаков А. Н. О структуре мамской толщи.— «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1960, вып. 11.

Казанин Ю. И. Некоторые особенности структурного контроля полиметаллического оруденения Текелийской металлогенической зоны.— В кн.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 2 (27). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Казанин Ю. И. К методике изучения складчатых структур по складкам волочения.— «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1968, № 6.

Казанин Ю. И. О вертикальном интервале распространения свинцово-цинкового оруденения в Коксу-Текелийском рудном районе Джунгарского Алатау.— В сб.: Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.

Казанин Ю. И. К методике структурного картирования по второстепенным асимметричным складкам.— «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1971, № 3.

Казанин Ю. И. Круто погружающиеся складки и их рудоконтролирующее значение.— Информац. сб. научно-исслед. работ. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.

Казанин Ю. И. О соотношениях складок разных порядков.— Информац. сб. научно-исслед. работ. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1974.

Казанин Ю. И., Пигулевский Н. А., Шлыгин А. Е., Жуков П. В. Новые данные о складчатых структурах рудовмещающих нижнепалеозойских толщ Джунгарского Алатау.— «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1959, вып. 4.

Казанин Ю. И., Шлыгин А. Е., Байкенов Ш. А. О карбонатных брекчиях нижнего палеозоя Южно-Джунгарского антиклинария.— В сб.: Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.

Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.

Каюпов А. К. Роль мелких структур в выяснении геологического строения Текели-Коксуйского района (Джунгарский Алатау). — В кн.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 2(27). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Каюпов А. К., Казанин Ю. И. О мелких структурных формах в толщах нижнего палеозоя Джунгарского Алатау. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1963, № 2.

Каюпов А. К., Руденко Б. М., Казанин Ю. И. Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в металлогенических зонах. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1970, № 6.

Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. — «Тр. Геофиз. ин-та АН СССР», 1949, № 6 (133).

Кипул В. И. Петрология карбонатных пород Ладожской формации. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Кичман Э. С., Радченко И. И., Салин Б. А. Основные черты геологического строения Кендыктаса. — «Геология» (темат. сб. статей аспирантов и соискателей), вып. 5, Алма-Ата, 1969.

Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Кремляков И. И. Методы картирования метаморфической толщи Мамско-Чуйского мусковитоносного района. — В кн.: Вопросы магматизма и рудообразования. М., 1963.

Кузубный В. С., Бедарев В. П., Полторыхин П. И. Типы складчатых структур юго-западного крыла Алейского антиклинория в Рудном Алтае. — «Геология и геофизика», 1963, № 2.

Лизс Ч. К. Структурная геология. М., ОНТИ, 1935.

Лутц В. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., 1964.

Марков М. С. Тектоника южной части Карсакпайского синклинали. — «Тр. ИГН АН СССР», 1962, вып. 72.

Методика геологического картирования метаморфических комплексов. М., Госнаучтехиздат, 1957.

Михайлов Д. А., Климов Л. В. Геология железорудных месторождений. — В кн.: Геология докембрия Алданского горно-промышленного района. «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1959.

Мурсалимов Х. И., Орлов А. И. Некоторые вопросы контроля полиметаллического оруденения в Текелийском районе. — В кн.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

Нарайянасвами С., Зиауддин И., Рамачандра А. Структурный контроль и локализация золотоносных залежей в рудном поле Колар, Индия. — В сб.: Проблемы эндогенных месторождений. М., «Мир», 1964.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.

Николаев В. А., Горлов Н. В. Складки волочения, складки течения и складки скольжения. — В кн.: Методика геологического картирования метаморфических комплексов. М., Госнаучтехиздат, 1957.

Орлов А. И., Сейдахметов К. С. О характере складчатости отложений нижнего палеозоя в Текели-Коксуйском районе. — В кн.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 2 (27). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.

- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: Геология и петрология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1970.
- Паталаха Е. И., Поляков А. И. Модель процесса внутреннего развития линейной (типичной геосинклинальной) складчатости во времени. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1974, № 2.
- Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1974.
- Пейве А. В. (ред.) Разломы и горизонтальные движения земной коры. — «Тр. ИГН КазССР», 1963, вып. 80.
- Пиотровский В. В. Использование морфометрии для изучения рельефа и строения Земли. — В сб.: Земля во Вселенной. М., 1967.
- Руденко П. А. Новые данные по геологии Текели-Коксуйского рудного района (Казахская ССР). — В кн.: Материалы по геол. и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1964.
- Рыцк В. И. О возрасте некоторых древних толщ в районе Кендыктас, Чу-Илийских гор и Юго-Западного Прибалхашья. — «Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.», 1960, вып. 33.
- Рыцк В. И. Гнейсы Кендыктаса. — «Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер.», 1963, т. 94.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., «Недра», 1967.
- Салоп Л. И. К стратиграфии нижнего докембрия Южной Индии. — В кн.: Проблемы геологии на 22-й сессии Международного геол. конгресса. М., «Наука», 1966.
- Синицын В. М. О тектонике докембрия. — «Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр.», 1956, вып. 1, № 6.
- Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Соколов П. В. Наблюдения в областях развития метаморфических пород. — В кн.: Методическое руководство по геол. съемке и поискам. М., Госнаучтехиздат, 1954.
- Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. — «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1954, вып. 4.
- Тохтуев Г. В. Структуры будинажа и их роль в локализации оруденения. Киев, «Наукова думка», 1967.
- Усов М. А. Структурная геология. М. — Л., Госгеолиздат, 1940.
- Хаин В. Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. — «БМОИП, отд. геол.», 1958, т. 33, № 4.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964, 1973.
- Хиллс Е. Очерки структурной геологии. М., ИЛ, 1954.
- Хиллс Е. Элементы структурной геологии. М., «Недра», 1967.
- Хорев Н. А. Особенности дорифейского складкообразования. — «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1955, № 2.
- Чесноков С. В. К структурной эволюции гнейсовых куполов. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 4.

- Черноморский М. А. К методике изучения структур метаморфических комплексов. — «Сов. геол.», 1964, № 9.
- Шлыгин А. Е., Казанин Ю. И. Принципы корреляции и методика изучения метаморфических толщ Джунгарского Алатау. — В кн.: Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея Северо-Западного Беломорья. — «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1960, вып. 9.
- Шуркин К. А. Генетические типы мелких складчатых деформаций в гнейсах и мигматитах и их значение для структурного картирования. — «Тр. ЛАГЕД АН СССР», 1964, вып. 19.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова, вып. 14. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Шуркин К. А., Дук В. Л. Методика структурно-геологического картирования ультраметаморфических комплексов на примере Карелии и Алданского щита. — В сб.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л., «Наука», 1967.
- Щерба Г. Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.
- Щерба Г. Н. Некоторые глубинные подвижные зоны Юго-Западного Алтая. — «Изв. АН КазССР, сер. геол.», 1957, вып. 2 (27).
- Эз В. В. О роли изоклиальной складчатости в структуре беломорид. — «Геотектоника», 1967, № 3.
- Эз В. В. Существуют ли складки скальвания и складки волочения? — «Геотектоника», 1969, № 3.
- Эз В. В. Особенности структуры метаморфических толщ. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория Южного Урала. М., «Наука», 1965.
- Эз В. В., Черноморский М. А., Дук В. Л. Методы изучения метаморфических толщ. — В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000, вып. 4. М., «Недра», 1972.
- Юдичев М. М. Джунгарский Алатау. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Яковлев Г. Ф. Тектонические закономерности размещения полиметаллических месторождений Рудного Алтая. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5, 1962.
- Ярмоленко А. С. Крутошарнирные складки и оруденение на Горевском месторождении. — В сб.: Геология, разведка и методы изучения месторождений полезных ископаемых. Алма-Ата, 1969.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
ИСТОРИЯ ВОПРОСА . . . . .	4
ПРИМЕРЫ ПРИМЕНЕНИЯ АСИММЕТРИЧНЫХ СКЛАДОК ДЛЯ РАСПИФРОВКИ СТРОЕНИЯ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ . . . . .	21
Коксу-Текелийский рудный район (Джунгарский Алатау) . . . . .	—
Юго-западный склон гор Кендыктас . . . . .	33
Золоторудное поле Колар (Индия) . . . . .	37
О СООТНОШЕНИЯХ ПРОДОЛЬНЫХ СКЛАДОК РАЗНЫХ ПО- РЯДКОВ . . . . .	48
УСЛОВИЯ ПРИМЕНИМОСТИ МЕТОДА . . . . .	63
ОГРАНИЧЕНИЕ МЕТОДА . . . . .	67
СТРУКТУРНОЕ КАРТИРОВАНИЕ ПО СКЛАДКАМ, НАБЛЮДА- ЕМЫМ В РАЗРЕЗАХ . . . . .	68
СТРУКТУРНОЕ КАРТИРОВАНИЕ ПО СКЛАДКАМ, НАБЛЮ- ДАЕМЫМ В ПЛАНЕ . . . . .	69
ВЫВОДЫ . . . . .	77
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	79

Казанин Юрий Иванович

### МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ПЛИКАТИВНЫХ СТРУКТУР ПО АСИММЕТРИЧНЫМ СКЛАДКАМ

*Утверждено к печати Ученым советом Ордена Трудового  
Красного Знамени Института геологических наук им. К. И. Сатпаева  
Академии наук Казахской ССР*

Редактор *Р. И. Суворова*, худож. редактор *И. Д. Суцких*, оформление  
художника *С. С. Слабоспицкого*, техн. редактор *Л. И. Шашкова*, коррек-  
тор *Д. Ф. Гнапова*. Сдано в набор 29/IV 1976 г. Подписано к печати 29/IV  
1976 г. Формат 60×84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1. Усл. печ. л. 4,9. Уч.-изд. л. 5.  
Тираж 1000. УГ08104. Зак. 68. Цена 50 к. Издательство «Наука» Казах-  
ской ССР. Типография издательства «Наука» Казахской ССР. Адрес  
издательства и типографии: 480021, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28.

Цена 50 коп.

1931

АЛМА-АТА • 1976